

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

JOSÉ EDUARDO SARTORI

**REATIVAÇÃO DE FALHAS:
O CASO DA ZONA DE FALHA DE CÁSSIA/MG**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Rio Claro - SP

2018

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

JOSÉ EDUARDO SARTORI

REATIVAÇÃO DE FALHAS:
O CASO DA ZONA DE FALHA DE CÁSSIA/MG

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Rio Claro - SP
2018

551.8 Sartori, José Eduardo
S251r Reativação de falhas : o caso da Zona de Falha de
 Cássia/MG / José Eduardo Sartori. - Rio Claro, 2018
 164 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

 Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
 Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Norberto Morales

 1. Geologia estrutural. 2. Falha. 3. Reativação tectônica.
 4. Palinologia. I. Título.

JOSÉ EDUARDO SARTORI

REATIVAÇÃO DE FALHAS:
O CASO DA ZONA DE FALHA DE CÁSSIA/MG

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Norberto Morales - Orientador

(IGCE – UNESP/Rio Claro)

Prof. Dr. Marcos Aurelio Farias de Oliveira

(IGCE – UNESP/Rio Claro)

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

(IGCE – UNESP/Rio Claro)

Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

(IG – UNICAMP/Campinas)

Prof. Dr. Alessandro Batezelli

(IG – UNICAMP/Campinas)

RESULTADO: APROVADO

Rio Claro, 11 de Janeiro de 2018

AGRADECIMENTOS

Ufa! Mais uma etapa concluída! Não seria possível concluir esta tese sem a participação/contribuição de várias pessoas durante estes anos. Assim, gostaria de externar os meus sinceros agradecimentos:

- Aos meus pais por todo amor, carinho, incentivo e apoio incondicional;
- À minha esposa Letícia Severina de Quadros pelo amor e carinho, e também por me aguentar nos momentos difíceis (que não foram poucos durante essa caminhada) e ajuda nos trabalhos de campo;
- Ao saudoso Spike pelo cão-panherismo durante anos;
- Ao Dr. Mitsuru Arai por realizar a preparação das amostras e as análises palinológicas que subsidiaram este trabalho e, principalmente, pelos conselhos, palavras de incentivo e amizade;
- Ao Prof. Dr. César Moreira (coordenador do Programa de Pós-graduação) por todo auxílio e incentivo;
- À Rosangela, secretária da Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente, por toda ajuda e amizade;
- Aos funcionários do DPM Adílson, Júnior e Vladimir pelo auxílio na preparação das amostras, realização das análises laboratoriais e conversas bem humoradas;
- Às secretárias do DPM Vânia e Rebecca pelo auxílio;
- Ao Prof. Dr. Norberto Morales pela orientação;
- À Capes e ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado e reserva técnica, imprescindíveis durante este trabalho.

RESUMO

A Zona de Falha de Cássia corresponde a uma zona de falha transcorrente sinistral oblíqua orientada segundo a direção geral NNW-SSE. A estrutura se desenvolveu em decorrência de movimentações tardias do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. A Zona de Falha de Cássia está registrada através de uma faixa de rochas deformadas de largura variável entre 0,5 a 3,0 km, composta por rochas miloníticas, caracterizadas por deformação dúctil-rúptil em condições metamórficas de fácies xisto verde, zona da clorita. A descontinuidade foi reativada como uma zona de falha normal, com bloco baixo a sudoeste (reativação geométrica) durante o Neocretáceo, correlacionada com o Soerguimento do Alto Paranaíba. A reativação tectônica foi marcada por intensa brechação, cataclase e a formação de dois conjuntos de falhas normais com arranjo em blocos escalonados progressivamente rebaixados para oeste. As feições microestruturais e reações de alteração constatadas, juntamente com a ocorrência de pseudotaquilito permitiram inferir que estas rochas de falha foram desenvolvidas em profundidades inferiores a 11 km, com temperaturas menores que 300°C, provavelmente associadas a sismos. Uma segunda etapa de reativação está registrada através da formação de depósitos sedimentares argilosos e arenosos quaternários, respectivamente nas regiões de Cássia-Pratápolis e Desemboque. Tratam-se de depósitos correlativos de falha relacionados à movimentação da Zona de Falha de Cássia como uma zona de falha normal, com bloco baixo a sudoeste, configurando uma reativação cinemática. Localmente os sedimentos exibem feições de deformação rúptil como falhas, fraturas e zonas brechadas, indicando atividade neotectônica na região. Este rico acervo de produtos geológicos transforma a Zona de Falha de Cássia em modelo para estudos de reativação tectônica em ambiente intraplaca e evolução de longo termo.

Palavras-chave: Geologia estrutural. Falha. Reativação tectônica.

ABSTRACT

The Cássia Fault Zone corresponds to an oblique sinistral transcurrent fault zone oriented in the general direction NNW-SSE. The structure developed as a result of late movements of the Campo do Meio Shear Belt during the Brazilian Orogenic Cycle. The Cássia Fault Zone is recorded through a range of deformed rocks varying in width ranging from 0.5 to 3.0 km, composed of milonitic rocks, characterized by ductile deformation in metamorphic conditions of green schist facies (chlorite zone). The discontinuity was reactivated as a normal fault zone, with a lower block to the southwest (geometric reactivation) during the Neocretaceous, correlated with the Soerguimento do Alto Paranaíba. The tectonic reactivation was marked by intense breccia, cataclase and the formation of two sets of normal faults with arrangement in stepped blocks progressively lowered to the west. The microstructural features and alteration reactions observed together with the occurrence of pseudotaquilite allowed us to infer that these fault rocks were developed at depths lower than 11 km, with temperatures lower than 300 ° C, probably associated with earthquakes. A second stage of reactivation is recorded through the formation of quaternary sedimentary deposits in the regions of Cássia-Pratápolis and Desemboque. These are correlative fault deposits related to the movement of the Cássia Fault Zone as a normal fault zone, with a lower block to the southwest, forming a kinematic reactivation. Locally, the sediments exhibit features of deformation such as faults, fractures and breccias, indicating neotectonic activity in the region. This rich collection of geological products transforms the Cássia Fault Zone into a model for studies of tectonic reactivation in intraplate environment and long term evolution.

Keywords: Structural geology. Fault. Fault reactivation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudos, mostrando a malha rodoviária principal e o Rio Grande.	19
Figura 2.1- Representação esquemática dos indicadores cinemáticos registrados em um plano de falha referentes a dois eventos tectônicos distintos e consecutivos, 1 e 2, caracterizando reativação geométrica em (a) e cinemática em (b) . Extraído de Holdsworth et al. (1997).	21
Figura 4.1- Mapa geotectônico da Faixa Brasília Meridional, destacando o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio e a Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor.	34
Figura 4.2- Mapa geológico da área de estudos. Fonte: Elaborado pelo autor com base nos trabalhos de campo e dados compilados de OLIVEIRA et al., 1984; BRASIL, 2003; PERDONCINI, 2003; CORTES 2016.	37
Figura 4.3- Coluna estratigráfica representativa da área de estudos. Fonte: Elaborado pelo autor.	39
Figura 4.4- Mapa geológico-geofísico do oeste mineiro, destacando o Soerguimento do Alto Paranaíba, o feixe de lineamentos magnéticos, interpretados como descontinuidades crustais antigas do embasamento e a Zona de Falha de Cássia. Modificado de Hasui & Haralyi (1991).	44
Figura 5.1- Mapa geomorfológico da área de estudos, com relevo sombreado (baseado em dados SRTM) ao fundo. Fonte: Elaborado pelo autor.	48
Figura 5.2- Modelo digital de elevação da área de estudos construído a partir de dados de interferometria de radar (SRTM). São destacados os domínios geomorfológicos, as principais elevações da região, bem como posicionados os pontos descritos contendo lateritas. Fonte: Elaborado pelo autor.	50
Figura 6.1- Mapa gamaespectrométrico ternário RGB (K-eTh-eU), ressaltando a Zona de Falha de Cássia (simplificada por um único traço) e algumas dobras tardias (D_3), sinforma de Capetinga e antiforma de Itaú. Fonte: Elaborado pelo autor.	52
Figura 6.2- Mapa magnetométrico de amplitude de sinal analítico da área de estudos destacando as áreas de ocorrência de basaltos e diabásios da Formação Serra Geral em magenta, e a Zona de Falha de Cássia (simplificada por um único traço). Fonte: Elaborado pelo autor.	56
Figura 7.1- Mapa geológico-estrutural da área estudada, mostrando a foliação milonítica e a lineação de estiramento da Zona de Falha de Cássia, bem como as dobras de arrasto (dobras D_3) representadas pela antiforma de Itaú e a sinforma de Capetinga. Fonte: Elaborado pelo autor.	59
Figura 7.2- Estereogramas de contorno de polo da foliação milonítica (A) e da lineação de estiramento (B) da Zona de Falha de Cássia. Diagrama de Schmidt-Lambert, projeção no hemisfério inferior.	60
Figura 7.3- Estereograma de contorno de polo da foliação principal S_2 delineando dobras regionais: (A) Sinforma de Capetinga e (B) Antiforma de Itaú. Diagrama de Schmidt-Lambert, projeção no hemisfério inferior.	61
Figura 7.4- (A) Gnaisse cortado exibindo porfiroclasto de feldspato com sombra de deformação assimétrica indicativa de movimentação sinistral (amostra orientada). (B) Pequenas dobras em quartzito intercalado com muscovita xisto exibindo	62

assimetria compatível com cinemática sinistral (visada NW).

Prancha 7.1- Fotografias de seções delgadas mostrando: (A) Grãos de quartzo (qz) exibindo recristalização dinâmica por bulging. (B) Processo de saussuritização intensa em plagioclásio (plg). (C) Substituição parcial de granada (grt) e biotita (bt) em clorita (chl). (D) Cristal de cianita (ky) sendo alterado para aluminossilicatos. (E) Porfiroclasto de feldspato (fe) exibindo sombra de strain assimétrica. (F) Agregado sigmoidal (mica-fish) de muscovita (ms). Base das fotos mede aproximadamente 2,0 mm, exceto em (A). 64

Figura 7.5- Mapa de intensidade de deformação ou grau de milonitização da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. 69

Figura 7.6- Camada de quartzito dobrado. Ao fundo a região da Represa de Peixoto. Ponto CAN-04. 70

Figura 7.7- Camada de quartzito inclinada resultando em um *hogback*. Ponto CAN-01. 71

Figura 8.1- Falha normal em quartzito do Grupo Araxá no leito do Ribeirão do Castelhana (visada NW). Ponto CAN-24. 73

Figura 8.2- Quartzito do Grupo Araxá falhado e com estrias de atrito de sentido de mergulho (paralelo ao palito), denotando falha normal (visada NE). Ponto CAN-24. 73

Figura 8.3- Estereograma mostrando as falhas normais (traço espesso) e falhas indeterminadas (traço fino) medidas ao longo da Zona de Falha de Cássia. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. 74

Figura 8.4- Falha normal sin-sedimentar cortando os arenitos da Formação Botucatu (visada norte). Extraído de Perdoncini (2003). 75

Figura 8.5- Estereograma mostrando as falhas medidas (plano de falha, estria de atrito e sentido de movimentação) para a Falha do Itambé (traço vermelho), de Ibiraci (traço azul), e dos Cocos (traço preto). Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. 76

Figura 8.6- Seção geológica AA' passando pela região de Ibiraci. São destacadas as falhas normais em arranjo de blocos escalonados progressivamente rebaixados para W. Posicionamento da seção é mostrado nos mapas das figuras 4.2 e 5.2. Fonte: Elaborado pelo autor. 77

Figura 8.7- Seção geológica BB' passando pela porção ocidental da Serra da Canastra. É destacado o conjunto de falhas normais em arranjo de blocos escalonados progressivamente rebaixados para W. Posicionamento da seção é mostrado nos mapas das figuras 4.2 e 5.2. Fonte: Elaborado pelo autor 77

Figura 8.8- Mapa geológico destacando as áreas de ocorrência de brechas tectônicas, cataclasitos e pseudotaquilito ao longo da faixa de deformação da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. 80

Prancha 8.1- Brecha tectônica formada a partir de quartzito com matriz silicosa (A e B) e contendo óxido de ferro na matriz (C). Quartzitos retalhados por veios silicosos (D), falhas (E), formando até textura típica *boxwork* (F). 81

Prancha 8.2- Fotografias de seções delgadas mostrando: (A) Cataclasito de quartzito portando matriz contendo óxido de ferro, PP. (B) Mesma foto anterior, PC. (C) Cataclasito de quartzito, PP. (D) Pseudotaquilito mostrando veio principal (superfície geradora) e de injeção, PC (E) Veio principal de pseudotaquilito exibindo matriz muito fina, PP. (F) Detalhe de veio principal de pseudotaquilito exibindo matriz muito fina envolvendo fragmento da rocha encaixante (gnaisse). Notar as falhas deslocando o contato do veio. PC. Onde: PC = Polarizadores cruzado; PP = 83

Polarizadores Paralelos.

Figura 8.9- Modelo conceitual de uma falha, considerando feições geológicas, mecanismos de deformação e comportamento sísmico. Adaptado de Scholz (1990).	85
Figura 8.10- Bloco-diagrama ilustrando o modelo conceitual de inversão de relevo por erosão diferencial, considerando a região ao sul do Rio Grande.	86
Figura 8.11- Escarpamento pronunciado da Serra do Itambé exibindo falsas facetas trapezoidais (tracejadas). Visada SW.	86
Figura 8.12- Bloco-diagrama ilustrando o modelo conceitual de formação de facetas triangulares (1) e trapezoidais (2), juntamente com depósitos de leques aluviais (3).	87
Figura 9.1- Perfil de alteração laterítico idealizado desenvolvido sobre basaltos. Adaptado de Widdowson (2007).	91
Figura 9.2- Perfil topográfico CC' passando pela Serra da Canastra, mostrando os três patamares de relevo, dois destes sustentados por <i>duricrusts</i> ferruginosos. Onde: P _{INF} = Patamar Inferior; P _{INT} = Patamar Intermediário e P _{CI} = Patamar de Cimeira. Fonte: Elaborado pelo autor.	93
Figura 9.3- Perfil topográfico DD' passando pelo Planalto de Franca, com destaque para as serras de Franca, João Borges e Itambé, cujos topos são sustentados por <i>duricrusts</i> ferruginosos. Fonte: Elaborado pelo autor.	93
Prancha 9.1- Duricrusts da Serra da Canastra: (A) Aspecto geral da laterita pisolítica do Patamar de Cimeira (CAN-37). (B) Canais e tubos de dissolução presentes na laterita pisolítica de cimeira (CAN-39). (C) Aspecto geral da laterita pisolítica do Patamar Inferior (CAN-20). (D) Nódulos (indicados por setas amarelas) com núcleo formado por muscovita alterada e agregados de quartzo orientados, segundo uma provável xistosidade herdada do protólito (CAN-26, Patamar Inferior). (E) Conglomerado da Formação Botucatu ferruginizado que sustenta o Patamar Inferior (CAN-30). (F) Aspecto geral do arenito conglomerático ferruginizado do Patamar Inferior (CAN-30).	97
Figura 9.4- Fratura em arenito da Formação Botucatu preenchida por óxido de ferro. Ponto CAN-30, próximo à Serra Alta.	98
Prancha 9.2- <i>Duricrusts</i> do Planalto de Franca: (A) Aspecto geral da laterita pisolítica do topo da Serra do Itambé (ZFC-26). (B) Canais de dissolução presentes na laterita pisolítica da Serra do Itambé (ZFC-26). (C) Aspecto geral do conglomerado ferruginizado presente no topo da Serra de Franca (ZFC-19). (D) Conglomerado ferruginizado contendo alguns antigos pisólitos como clastos (setas amarelas), <i>duricrust</i> no topo da Serra de Franca (ZFC-18). (E) Arenito conglomerático ferruginizado exibindo antiga estratificação herdada do protólito, <i>duricrust</i> no topo da Serra de Franca (ZFC-19). (F) Arenito conglomerático ferruginizado contendo lente de material argilo-ferruginoso, <i>duricrust</i> da Serra de Franca (ZFC-19).	100
Figura 9.5- Classificação geoquímica das amostras de duricrusts ferruginosos que sustentam os patamares de relevo da Serra da Canastra, segundo o diagrama composicional ternário de Schellmann (1981)	104
Figura 9.6- Classificação geoquímica das amostras de duricrusts ferruginosos que sustentam o topo das serras de Franca e do Itambé, segundo o diagrama composicional ternário de Schellmann (1981)	106
Figura 9.7- Gráfico comparativo mostrando a composição química principal da couraça laterítica do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra e do topo da Serra do Itambé, e da cobertura detrito-laterítica do Patamar Inferior da Serra da Canastra	108

e da Serra de Franca.

Figura 10.1- Mapa de distribuição geográfica dos depósitos sedimentares da região de Cássia–Pratápolis. Ao fundo relevo sombreado (iluminação segundo o azimute N45) obtido a partir de dados de interferometria de radar/SRTM. Os quadriláteros tracejado indicam os domínios de concentração dos depósitos sedimentares. Fonte: Elaborado pelo autor. 111

Figura 10.2- Colunas estratigráficas representativas dos depósitos sedimentares quaternários do Domínio Lajeado. Ao fundo, mapa hipsométrico com relevo sombreado (iluminação segundo o azimute N45) obtidos a partir de dados de interferometria de radar (SRTM) e traço simplificado da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. 112

Figura 10.3- Colunas estratigráficas representativas de alguns dos depósitos sedimentares quaternários do Domínio Pratápolis. Ao fundo, mapa hipsométrico com relevo sombreado (iluminação segundo o azimute N45) obtidos a partir de dados de interferometria de radar (SRTM) e traço simplificado da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. 114

Figura 10.4- Colunas estratigráficas de depósitos sedimentares representativos do Domínio Cássia. Ao fundo, mapa hipsométrico com relevo sombreado (iluminação segundo o azimute N45) obtidos a partir de dados de interferometria de radar (SRTM) e traço simplificado da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. 115

Prancha 10.1- (A) Frente de lavra de barreiro exibindo argilito preto, rico em matéria orgânica, plástico, localmente com contribuição arenosa (ZFC-07). (B) Afloramento de siltito arenoso, cinza claro, contendo grânulos e seixos de quartzo (SP-46). (C) Aspecto geral da brecha sedimentar, exibindo fragmentos angulosos de até 20 cm de quartzo, quartzito, mica xisto e arenito (SP-46). (D) Pequenos caules parcialmente carbonificados presentes em arenito (ZFC-14). 117

Prancha 10.2- (A) Vista polar de microalga tipo *Debarya*. (B) e (C) Microalgas tipo *Chomotriletes* (= *Pseudoschizaea*). (D) Esporo monolette de pteridófita. (E) Esporo trilete liso de pteridófita. (F) Esporo trilete cingulado de pteridófita. (G), (H) e (I) Pólen monoporado de Poaceae (gramínea). (J) Pólen de Asteraceae (Compositae). (K) e (L) Pólen do tipo Monosulcites (provavelmente de Arecaceae). 119

Figura 10.5- Modelo genético evolutivo dos depósitos sedimentares existentes na região entre a escarpa erosiva da Bacia do Paraná e os traços da Zona de Falha de Cássia. (A) Configuração pré-atual da região. (B) Zona de Falha de Cássia reativada como falha normal com bloco baixo a sudoeste, provocando o barramento da drenagem. (C) Formação inicial de um lago com desenvolvimento de vegetação no entorno dada por gramíneas, samambaias e vegetais evoluídos _gimnospermas. Desenvolvimento de leque aluvial nas proximidades da descontinuidade. (D) Ampliação da área alagada e da vegetação do entorno. Formação de novos leques aluviais preservados no registro sedimentar. Fonte: Elaborado pelo autor. 122

Figura 10.6- Mapa de drenagem da região de Cássia-Pratápolis, destacando os lineamentos e anomalias de drenagem. Fonte: Elaborado pelo autor. 123

Figura 10.7- Argilito quaternário oxidado e enrijecido mostrando marcante fraturamento e zonas de brechação (paralelas ao cabo do martelo). Notar a continuidade e o paralelismo entre as diferentes famílias de fraturas, indicando atividade tectônica para sua formação. Ponto SP-47. 125

Figura 10.8- Estereograma exibindo falhas normais (em azul), transcorrente dextral (em preto) e orientação das zonas brechadas (em vermelho) registradas nos sedimentos quaternários. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Fonte: 126

Elaborado pelo autor.

Figura 10.9- Seção estratigráfica composta dos depósitos sedimentares, mostrando a contribuição dos sedimentos mais grossos nas ocorrência próximas à Zona de Falha de Cássia, enquanto a leste (pontos ZFC-03 e 05) há uma tendência à deposição de sedimentos mais finos. A posição da seção está indicada no mapa da Figura 10.1. Fonte: Elaborado pelo autor. 127

Figura 10.10- Mapa geológico da região de Desemboque, destacando os depósitos sedimentares arenosos mapeados. Relevo sombreado ao fundo obtido a partir de dados de interferometria de radar/SRTM. Fonte: Elaborado pelo autor. 128

Figura 10.11- Imagem aérea (vista oblíqua) do Google Earth mostrando a Serra Alto e os limites dos depósitos sedimentares arenosos da região de Desemboque cortados pelos traços da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. 129

Figura 10.12- Areia quartzosa, mal selecionada, contendo lente composta de clastos angulosos de laterita, quartzito e xisto, bem como pequenos fragmentos de carvão. Ponto CAN-25. 130

Figura 10.13- Afloramento mostrando duas camadas de areias quartzosas inconsolidadas, porção basal cinza claro e superior castanho-amarelada, exibindo contato irregular erosivo. São indicados os dois pontos de amostragem de areia para datação por LOE. Ponto ZFC-31. 130

Figura 10.14- Perfil topográfico SW-NE mostrando o posicionamento dos depósitos sedimentares arenosos inconsolidados na paisagem. Sobrelevação de 2,5x. A posição do perfil topográfico é mostrado na Figura 10.14. Fonte: Elaborado pelo autor. 132

Figura 10.15- Diagrama esquemático mostrando a formação dos depósitos arenosos. De cima para baixo: (A) reativação das falhas, gerando ressaltos na topografia; (B) erosão das áreas elevadas pelas falhas (“ombreiras”), que atuaram como fontes de sedimentos; (C) zonas de acumulação de sedimentos mais expressivas nas proximidades da zona falhada, preferencialmente nos blocos rebaixados; (D) representação em perspectiva do processo descrito em (C). 133

LISTA DE TABELAS

Tabela 9.1- Composição química de elementos maiores (em porcentagem) das amostras de duricrusts presentes sustentado topos de serras e patamares do relevo da Serra da Canastra e do Planalto de Franca.	102
Tabela 9.2- Composição química principal (óxidos de silício, titânio, alumínio e ferro, em porcentagem) e mineralogia das amostras de duricrusts ferruginosos presentes sustentando topos de serras e patamares do relevo da Serra da Canastra e do Planalto de Franca.	103
Tabela 10.1- Resultados da análise de luminescência opticamente estimulada para os depósitos arenosos de Desemboque.	132

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	Problemática e Hipóteses	17
1.2	Objetivos	18
1.3	Escolha da Área e Justificativas	18
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
3	MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.1	Compilação de dados	23
3.2	Análise de produtos de Sensoriamento Remoto	23
3.3	Análise de produtos geofísicos	23
3.3.1	<i>Aerogamaespectrometria</i>	24
3.3.2	<i>Aeromagnetometria</i>	25
3.4	Trabalhos de campo	26
3.5	Análise estrutural	26
3.6	Análise Petrográfica e Microestrutural	27
3.7	Mapa de intensidade de deformação	27
3.8	Análise Palinológica	28
3.9	Análise macromorfológica de lateritas	29
3.10	Análise Mineralógica e Geoquímica	30
3.11	Luminescência Opticamente Estimulada	31
4	QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	33

4.1	Faixa Brasília Meridional	33
4.1.1	<i>Zona de Falha de Cássia</i>	36
4.2	Bacia do Paraná	38
4.2.1	<i>Grupo Itararé</i>	39
4.2.2	<i>Formação Botucatu</i>	40
4.2.3	<i>Formação Serra Geral</i>	41
4.2.4	<i>Grupo Bauru</i>	42
4.3	Soerguimento do Alto Paranaíba	43
4.4	Depósitos Sedimentares Quaternários	45
5	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	47
5.1	Serra da Canastra	47
5.2	Patamares da Canastra	47
5.3	Planaltos da Bacia do Paraná	49
6	ANÁLISE DE PRODUTOS GEOFÍSICOS	51
6.1	Gamaespectrometria	51
6.2	Magnetometria	55
VII.	CARACTERIZAÇÃO DA ZONA MILONÍTICA	58
7.1	Aspectos Macro e Mesoscópicos	58
7.2	Petrografia e Microestruturas	63
7.2.1	<i>Quartzito</i>	63
7.2.2	<i>Mica xisto</i>	65
7.2.3	<i>Gnaisse</i>	66
7.2.4	<i>Metamorfismo</i>	67
7.3	Mapa de Intensidade de Deformação	67
7.4	Aspectos Geomorfológicos	69
8	DEFORMAÇÃO EMINENTEMENTE RÚPTIL	72

8.1	Falhas Associadas	72
8.1.1	<i>Região de Capetinga-Ibiraci</i>	74
8.1.2	<i>Região de Desemboque</i>	76
8.2	Brechação e Cataclase	78
8.3	Petrografia e Microestruturas	81
8.4	Pseudotaquilito	84
8.5	Aspectos Geomorfológicos	85
8.6	Caracterização do Evento Geológico	87
9	<i>DURICRUSTS</i> FERRUGINOSOS	89
9.1	Posicionamento dos duricrusts na paisagem	91
9.1.1	<i>Serra da Canastra</i>	91
9.1.2	<i>Planaltos da Bacia do Paraná</i>	92
9.2	Caracterização Macromorfológica	94
9.2.1	<i>Serra da Canastra</i>	94
9.2.2	<i>Planalto de Franca</i>	98
9.3	Caracterização Mineral e Geoquímica	101
9.3.1	<i>Serra da Canastra</i>	101
9.3.2	<i>Planalto de Franca</i>	105
9.4	Correlações e Marcadores Morfoestratigráficos	106
10	DEPÓSITOS SEDIMENTARES QUATERNÁRIOS	110

10.1	Depósitos Sedimentares de Cássia-Pratápolis	110
10.1.1	<i>Registro Sedimentar e Estratigráfico</i>	110
	Domínio Lajeado	112
	Domínio Pratápolis	113
	Domínio Cássia	115
10.1.2	<i>Análise Palinológica</i>	118
10.1.3	<i>Gênese e Evolução dos Depósitos Sedimentares</i>	120
10.1.4	<i>Indícios de Deformação</i>	124
10.1.5	<i>Evidências de Reativação da Zona de Falha de Cássia</i>	126
10.2	Depósitos Sedimentares de Desemboque	127
10.2.1	<i>Registro Sedimentar e Estratigrafia</i>	127
10.2.2	<i>Idades LOE</i>	131
10.2.3	<i>Gênese e Evolução dos Depósitos Arenosos</i>	133
11	CONCLUSÕES	135
12	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	138
13	ANEXOS	147

1 INTRODUÇÃO

Falhas e zonas de cisalhamento são importantes sítios de concentração de deformação na crosta, absorvendo grandes deslocamentos e proporcionando o alívio das tensões nas rochas. Tais estruturas possuem importância ímpar na geologia do território brasileiro, composta por extensas áreas de escudo cristalino antigo exposto.

No Brasil, até meados da metade da década de 1980, os trabalhos de mapeamento geológico e estudos de geologia estrutural tratavam as falhas e zonas de cisalhamento à luz da deformação rúptil, seguindo a corrente de pensamento dominante na época. Este tipo de abordagem passou a mudar somente após o estabelecimento e difusão das bases conceituais sobre deformação dúctil e zonas de cisalhamento, lançadas nos trabalhos clássicos de Ramsay & Graham (1970) e Ramsay (1980).

Essa mudança de paradigma modificou profundamente a geologia estrutural. Entretanto, a partir daí as falhas passaram a ser tratadas exclusivamente como zonas de cisalhamento. Assim, feições claramente rúpteis (brechas tectônicas, cataclasitos, entre outras) foram sistematicamente relegadas a segundo plano, ou simplesmente ignoradas.

Novo impulso foi dado a esta temática em decorrência da retomada e desenvolvimento de novos estudos sobre a reativação tectônica de falhas ao longo do tempo geológico. Apesar disso, a maioria dos trabalhos ainda carece da adoção de uma abordagem sistemática com critérios robustos que assegurem a reativação. Tendo em vista esta lacuna do conhecimento geológico, a presente tese aborda a Zona de Falha de Cássia, uma proeminente estrutura pré-cambriana presente na região sudoeste de Minas Gerais, visando caracterizar os aspectos associados a eventos de reativação tectônica e contribuir na elucidação da evolução geológica regional.

A Zona de Falha de Cássia corresponde a uma falha com movimentação principal transcorrente sinistral oblíqua. A descontinuidade exibe orientação geral NNW-SSE, estendendo-se por aproximadamente 95 km, cortando e deformando principalmente as rochas metamórficas do Grupo Araxá e do Complexo Campos Gerais. A referida estrutura apresenta ainda rochas de falha da suíte cataclástica superpostas aos milonitos, registrando indícios de uma reativação em condições

metamórficas mais rasas e frias.

A zona de falha separa ainda duas importantes regiões geomorfológicas, o Planalto de Franca e a Serra da Canastra. Ambas as regiões são portadoras de laterita no topo, que apresenta um desnivelamento relativo de algumas dezenas de metros. Estudos macromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos das lateritas foram realizados para caracterizar as lateritas e tentar utilizá-las como marcador morfoestratigráfico, procurando correlacionar o desnivelamento com movimentação/reativação da Zona de Falha de Cássia pós-lateritização.

Outra feição importante são os depósitos sedimentares jovens, cuja distribuição geográfica é controlada pelos traços da Zona de Falha de Cássia. Assim, foram realizados mapeamento geológico, estudos sedimentares, estratigráficos, palinológicos e geocronológicos a fim de caracterizar tais depósitos e avaliar sua relação com a zona de falha.

Esse rico conjunto de feições e produtos geológicos foi estudado e avaliado quanto aos critérios de reativação de falha de Holdsworth et al. (1997), buscando elaborar o quadro evolutivo de longo termo da Zona de Falha de Cássia. Assim, buscou-se transformar a referida descontinuidade em modelo para estudos de reativação tectônica em ambiente intraplaca.

1.1 Problemática e Hipóteses

A presente tese procura responder a seguinte indagação: “É possível reconhecer feições ou produtos de reativação tectônica ao longo dos traços da Zona de Falha de Cássia?”

Para nortear os estudos foram elaboradas as seguintes hipóteses/premissas iniciais:

- As rochas miloníticas constituem o registro da implantação da Zona de Falha de Cássia no Pré-Cambriano;
- As rochas cataclásticas registram movimentação/reativação mesozoica da zona de falha;
- As lateritas presentes nos dois blocos limitados pela Zona de Falha de Cássia podem ser utilizadas como marcadores morfoestratigráficos, indicando reativação da falha pós-lateritização;
- Depósitos sedimentares jovens correspondem a depósitos correlativos de falha, registrando reativação recente da Zona de Falha de Cássia.

1.2 Objetivos

O presente trabalho tem por escopo caracterizar a Zona de Falha de Cássia e suas sucessivas etapas de reativação quanto à geometria, cinemática e posição na crosta (metamorfismo). Para tanto, foram utilizados os critérios de reativação propostos por Holdsworth et al. (1997), embasados por dados de mapeamento geológico, análise estrutural e petrografia, bem como caracterização macromorfológica, mineralógica e geoquímica de lateritas. Buscou-se também posicionar cada um dos eventos de reativação na escala de tempo geológico por meio da análise palinológica e geocronológica (luminescência opticamente estimulada de grãos de quartzo, LOE) ou indiretamente, pela correlação com eventos geológicos regionais. Deste modo, procurou-se montar um quadro evolutivo de longo termo da Zona de Falha de Cássia.

1.3 Escolha da Área e Justificativas

A área de estudo abrange parte dos municípios de Cássia, Capetinga, Claraval, Ibiraci, Pratápolis, Itaú de Minas, Delfinópolis e Sacramento, na porção sudoeste de Minas Gerais (Figura 1.1). A região é coberta pelas cartas topográficas de Cássia, Capetinga, Delfinópolis, Desemboque, Marechal Mascarenhas e São Sebastião do Paraíso, do IBGE em escala 1:50.000. A área está posicionada no médio curso do Rio Grande, nas proximidades da Represa de Peixoto, entre a porção ocidental da Serra da Canastra e o Planalto de Franca.

A escolha do local da pesquisa decorre da existência de importantes feições geológicas e geomorfológicas que estão intimamente relacionadas com a Zona de Falha de Cássia, sugerindo se tratarem do registro de sucessivas etapas de movimentação/reativação desta estrutura. Além disso, a referida região é alvo de estudo de docentes e alunos do curso de Geologia da UNESP de Rio Claro desde a década de 1980, refletindo na existência de um rico acervo de dados estruturais, mapas, informações geológicas, amostras de mão e seções delgadas.

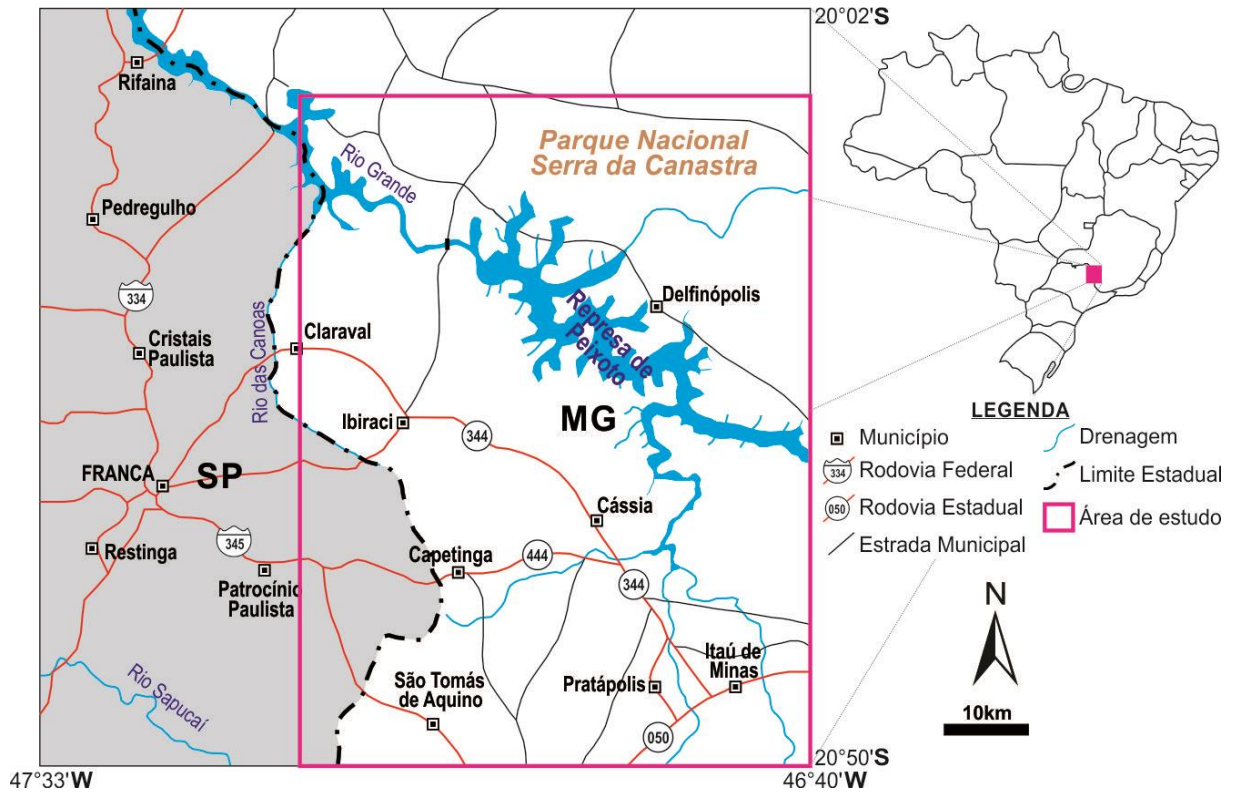


Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudos, mostrando a malha rodoviária principal e o Rio Grande.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A deformação ao longo da litosfera continental é marcadamente heterogênea, se concentrando em falhas e zonas de cisalhamento que envolvem porções rochosas pouco ou menos deformadas. Segundo Watts (2001), observações geológicas e geofísicas sugerem que as falhas tendem a reativar-se repetidas vezes ao longo do tempo geológico, acomodando sucessivos deslocamentos crustais. Isto é intuitivo, uma vez que este tipo de estrutura corresponde a um plano de fraqueza na rocha, sendo muito mais fácil promover movimentação ao longo de uma falha preexistente do que formar/nuclear uma nova descontinuidade.

Adicionalmente, devido ao fato da crosta continental (composição média granítica) apresentar densidade consideravelmente menor que a do manto superior (composição média peridotítica) subjacente, tem-se que a primeira geralmente não é consumida nas zonas de subducção (SUTTON & WATSON, 1986). Assim, antigas anisotropias mecânicas da crosta continental, como falhas e zonas de cisalhamento podem apresentar grande longevidade, tendendo a serem reativadas (WATTS, 2001). Isto aumenta a importância e o interesse pelo tema da reativação de falha.

A reativação tectônica pode ser definida como sucessivos eventos de movimentação ao longo de estruturas preexistentes que sejam separáveis no tempo e reconhecíveis por critérios geológicos (HOLDSWORTH et al., 1997). Entre as estruturas consideradas estão os limites ou contatos entre materiais com contraste composicional e/ou reológico apreciável e descontinuidades, com destaque para falhas e zonas de cisalhamento. Estruturas reativadas podem apresentar movimentação de mesmo tipo/sentido em sucessivos eventos, caracterizando reativação cinemática (Figura 2.1b), ou em sentidos diferentes, na reativação geométrica (Figura 2.1a), deixando ou não registros desta reativação.

Segundo Holdsworth et al. (1997), o intervalo de tempo considerado entre os eventos de movimentação deve ser superior a um milhão de anos. Este valor aparentemente arbitrário é tomado levando-se em consideração que a maioria dos critérios geológicos de reconhecimento de reativação não consegue distinguir eventos separados no tempo em menos de 1 Ma. Trata-se de uma espécie de resolução máxima destes critérios, observada tanto em ambientes antigos quanto recentes. Wallace (1984) relata que até mesmo movimentações de curto prazo, como aquelas

observadas em falhas sísmicas ativas, recorrentes entre 1.000 a 100.000 anos, geralmente não tem seus registros preservados.

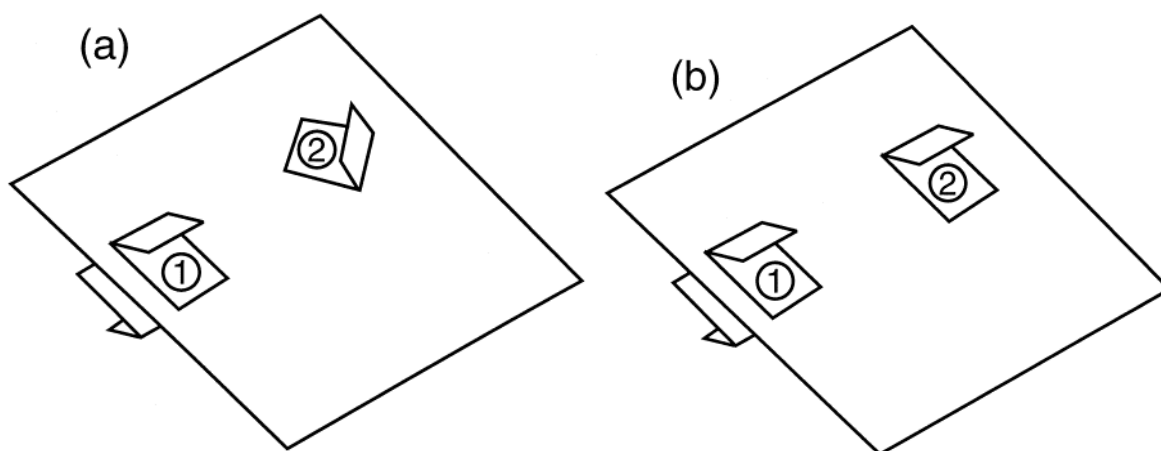


Figura 2.1- Representação esquemática dos indicadores cinemáticos registrados em um plano de falha referentes a dois eventos tectônicos distintos e consecutivos, 1 e 2, caracterizando reativação geométrica em (a) e cinemática em (b). Extraído de Holdsworth et al. (1997).

Vários trabalhos (e.g. HILLS, 1956; WHITE et al., 1986; PRUCHA, 1992) sugerem que a reativação tectônica decorre do fato das discontinuidades constituírem planos de fraqueza litosférica. Além disso, alguns processos relacionados com a deformação nestas estruturas podem resultar em enfraquecimento (*weakening*) sincronicamente à movimentação ou até mesmo de longo prazo (WHITE et al., 1986; HANDY, 1989; RUBIE, 1990).

A reativação de falhas é um tema muito importante dentro das Geociências e utilizado com frequência em uma ampla gama de estudos, com destaque para a formação de armadilhas de hidrocarbonetos (RUTTER et al., 2001) e modelagem de fraturamento hidráulico na produção de reservatórios de petróleo (CORDERO, 2013; RUTQVIST et al., 2013). Outros trabalhos tratam da migração de fluidos ao longo de condutos e direções preferenciais associados a mineralizações importantes (NORTJIE et al., 2011), bem como a análise e modelagem do fluxo de água subterrânea (YU et al., 2007). Além disso, há estudos abordando atividade sísmica relacionada com falhas ativas (WIENS & SNIDER, 2001), de elevado risco geológico, bem como uso e ocupação do solo, construção de grandes obras de engenharia, e o estudo da influência da reativação de falha na paisagem atual.

Deste modo, a definição de critérios robustos que assegurem o reconhecimento da reativação de falha passa a ser fundamental. Neste sentido, Holdsworth et al.

(1997) estabeleceram cinco conjuntos fundamentais de critérios de reativação:

- Critérios geométricos – baseados na similaridade de orientação ou paralelismo de estruturas e feições geológicas mais novas com outras mais antigas e profundas;
- Critérios estratigráficos - envolvem repetições, modificações e deformações no pacote sedimentar, bem como evidências estratigráficas indiretas;
- Critérios estruturais - superposição de indicadores cinemáticos e modificações dos produtos de deformação dentro de falhas e zonas de cisalhamento;
- Critérios geocronológicos - datação direta de produtos de deformação e evidências indiretas de relação de corte de litotipos de idade conhecida;
- Critérios neotectônicos - registro sísmico moderno e histórico de falhas, e deslocamento de feições geomorfológicas e antropogênicas ao longo dos traços de falha.

Os critérios geométricos tiveram sua confiabilidade questionada por Holdsworth et al. (1997), que sugerem a utilização destes somente em associação com outros critérios. Apesar disso, Prucha (1992), Hoppin (1995), entre outros utilizam amplamente o critério geométrico, sem nenhum tipo de restrição.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Compilação de dados

Esta atividade consistiu no levantamento, análise e compilação de dados geológico-estruturais produzidos principalmente por alunos e docentes do curso de Geologia da UNESP/Rio Claro. Assim, foram consultados mapas e cadernetas de campo relacionados a trabalhos de campo (disciplina Geologia de Campo II - turmas 1990 e 1991), projetos de mapeamento (Projeto Cássia - OLIVEIRA et al., 1984) e trabalhos de formatura (turma 1998; SARTORI, 2009). Também foram consideradas informações contidas no trabalho de formatura de um grupo de alunos da UFMG na região de Cássia (FARIAS et al., 2011). Deste modo, foi criado um banco de dados geológicos com mais de 3.000 afloramentos descritos. Estas informações, somadas àquelas obtidas nos trabalhos de campo realizados formaram o arcabouço geológico-estrutural do presente estudo.

3.2 Análise de produtos de Sensoriamento Remoto

Esta etapa envolveu a interpretação geológica-estrutural preliminar da área de estudo, através da análise de mapas topográficos, fotografias aéreas e modelo digital de elevação obtido a partir de dados de interferometria de radar baseado em satélite (SRTM). Tais estudos permitiram o reconhecimento preliminar dos traços estruturais da Zona de Falha de Cássia, bem como a identificação de potenciais áreas de ocorrência de depósitos sedimentares. Além disso, foram selecionados caminhamentos, perfis e afloramentos a serem visitados em campo para levantamento geológico direcionado e coleta de amostras.

3.3 Análise de produtos geofísicos

Os dados geofísicos foram processados para gerar diferentes mapas. Tais produtos foram úteis para auxiliar no reconhecimento e delimitação de diferentes tipos de rocha e lateritas, bem como na delineação preliminar de grandes estruturas do embasamento cristalino, como dobras e a própria Zona de Falha de Cássia. A seguir são descritos os dois métodos geofísicos utilizados.

3.3.1 Aerogamaespectrometria

A gamaespectrometria consiste basicamente na medição de radiação gama emitida naturalmente pela superfície terrestre. Os elementos químicos radioativos de ocorrência natural são raros ou fracamente radioativos, sendo a radiação gama detectável relacionada fundamentalmente com a desintegração de três radioelementos: ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th (FAURE, 1997).

A radiação gama é inversamente proporcional à densidade do meio que atravessa. Assim, as medidas radiométricas são essencialmente rasas, relacionadas à profundidade média entre 30 e 40 cm (MINTY, 1988). Apesar disso, vários trabalhos têm demonstrado a aplicabilidade da gamaespectrometria em mapeamento geológico (ULBRICH *et al.*, 2009), mapeamento pedológico (WILFORD & MINT, 2007), prospecção mineral (CARRINO *et al.*, 2007, estudos de crateras de impacto (VASCONCELOS *et al.*, 2012), exploração petrolífera (LÜNING & KOLONIC, 2003) e problemas ambientais (IAEA, 2003). Além disso, o referido método geofísico também é utilizado para o reconhecimento e mapeamento de lateritas. Os processos lateríticos são relativamente superficiais e caracterizados pela lixiviação de elementos químicos alcalinos e alcalinos terrosos, concentrando relativamente elementos como ferro, alumínio e titânio. Tais processos também promovem a mobilização/retirada do urânio (além do potássio), concentrando relativamente tório, caracterizando o fenômeno denominado antagonismo de Ostrovsky (GNOJEK & PRICHYSTAL, 1985). Este fenômeno pode ser observado pelos tons de ciano formados na imagem ternária RGB (K-eTh-eU).

Os dados gamaespectrométricos utilizados foram disponibilizados gratuitamente pela CODEMIG, e se referem à Área 7 do Projeto “Levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais”. Trata-se de um levantamento aerotransportado realizado em 2006 pela empresa Lasa Engenharia e Prospecções S/A. As características do levantamento são espaçamento das linhas de voo de 400 m, segundo a direção N-S, para a aquisição dos dados, com linhas de controle espaçadas em 8.000 m, segundo a direção E-W, e uma altura de voo de 100 m.

A etapa de processamento dos dados é realizada para se obter a melhoria das informações e sua visualização em mapas. Para tanto, são utilizados métodos de interpolação de dados e aplicados filtros direcionais.

Os dados gamaespectrométricos dos canais dos três radioelementos (potássio, urânio e tório) foram processados no Laboratório de Geomodelagem da UNESP de

Rio Claro, utilizando o *software Geosoft Oasis Montaj*. O conjunto dos dados foi interpolado pelo método bidirecional, e os *grids* individuais gerados considerando tamanho de célula de 125 m. Em seguida foi aplicado um filtro passa-baixa (convolução 5 x 5 - Hanning) com base na média dos valores para remover os ruídos. Assim, a partir dos dados processados foram confeccionados mapas de concentração de cada um dos radioelementos, bem como um mapa ternário RGB (K-eTh-eU).

3.3.2 Aeromagnetometria

A magnetometria é uma técnica geofísica que consiste fundamentalmente na medição do campo magnético da superfície terrestre. Este último está intimamente relacionado com uma importante propriedade física das rochas: a susceptibilidade magnética. Este parâmetro é a medida de quanto um material é susceptível à magnetização, ou seja, mede a magnetização ou imantação de um material após ser submetido a um campo magnético externo (KEAREY et al., 2009).

Em geral, os minerais formadores de rocha não são magnéticos. Entretanto, minerais como magnetita, ilmenita e pirrotita possuem alta susceptibilidade magnética, sendo que os dois primeiros são acessórios relativamente comuns (KEAREY et al., 2009). Além disso, o magnetismo nas rochas varia em função da composição, quantidade e distribuição ou trama dos minerais magnéticos presentes. Assim, as litologias apresentam diferentes assinaturas magnéticas. Logo, concentrações de minerais magnéticos podem produzir anomalias magnéticas significativas e mensuráveis, que são de grande relevância nos trabalhos de mapeamento geológico-estrutural e de prospecção geofísica (LUIZ & SILVA, 1995).

Os dados magnetométricos utilizados também são oriundos do projeto “Levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais” (Área 7) realizado em 2006 pela empresa Lasa S/A e disponibilizado gratuitamente pela CODEMIG. A aquisição dos dados foi realizada segundo linhas de voo orientadas N-S e espaçadas em 400 m, com linhas de controle orientadas E-W distando 8.000 m entre si, para uma altura de voo de 100 m.

A partir das medidas do campo magnético é subtraído o valor da magnetização proveniente de tempestades solares, variações diurnas e do interior da Terra, estimada pelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Assim, é obtido o campo magnético das rochas, que mostram variações superficiais e subsuperficiais, que auxiliam na interpretação estrutural da área. Além disso, concentração de

minerais magnéticos nas rochas resultam em campo magnético anômalo, importantes no mapeamento geológico (LUIZ & SILVA, 1995).

O conjunto de informações foi processado e tratado utilizando procedimentos semelhantes aos descritos para a gamaespectrometria. Entretanto, o produto final obtido foi o mapa magnético de amplitude de sinal analítico.

3.4 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo consistiram no levantamento lito-estrutural em escala de detalhe, preferencialmente através de caminhamentos transversais à Zona de Falha de Cássia. Assim, foi realizada a descrição dos litotipos aflorantes, levantamento de medidas estruturais (orientação de foliações, lineações, planos de falha, estrias de atrito e indicadores cinemáticos), coleta de amostras para análise em laboratório (petrografia, palinologia e luminescência opticamente estimulada), e documentação fotográfica das feições geológicas e geomorfológicas de destaque.

Os depósitos sedimentares argilosos que ocorrem na região de Cássia e Pratápolis foram descritos e mapeados em escala de detalhe, buscando levantar a coluna estratigráfica representativa desta cobertura sedimentar. Também foi realizada a descrição dos depósitos arenosos da região do Desemboque, buscando indícios esclarecedores sobre sua gênese. Por fim, as lateritas ferruginosas foram investigadas, através da descrição macroscópica de campo e coleta de amostras para análise geoquímica e mineralógica.

Para tanto, foram realizadas três campanhas de campo, totalizando 12 dias de trabalho. Os pontos descritos nesta etapa, bem como outros visitados pelo autor em outras oportunidades, como no trabalho de formatura (SARTORI, 2009) e durante o mestrado de PASSARELA (2008), são apresentados na tabela em anexo (Anexo I).

3.5 Análise estrutural

Os dados estruturais levantados em campo e compilados foram tratados em mapas e estereogramas, através da aplicação de técnicas convencionais de geologia estrutural (HOBBS et al., 1976; RAMSAY & HUBER, 1983, 1987). Para tanto, os elementos estruturais foram hierarquizados com base em critérios de superposição, estilo e relações da trama com minerais metamórficos.

As estruturas associadas à Zona de Falha de Cássia foram tratadas em escala

macro, meso e microscópica, e integradas seguindo procedimentos propostos por Ramsay & Graham (1970), Ramsay (1980), Ramsay & Huber (1987), entre outros autores.

3.6 Análise Petrográfica e Microestrutural

A partir da seleção de amostras coletadas em campo, juntamente com outras depositadas na litoteca da UNESP, oriundas de projetos anteriores, foram confeccionadas seções delgadas para serem analisadas ao microscópio óptico convencional. Assim, buscou-se identificar as diferentes fases minerais, suas estruturas e relações texturais, bem como estabelecer as paragêneses minerais e fácies metamórficas relacionados à deformação da Zona de Falha de Cássia. Também foi dada ênfase na identificação de microestruturas indicativas de deformação dútil que pudessem demonstrar e fornecer informações relevantes sobre a reativação da zona de falha.

Sempre que possível procurou-se analisar seções delgadas orientadas paralelamente ao plano XZ do elipsoide de deformação finita (referente à deformação dútil/milonítica), ou seja, o plano perpendicular à foliação milonítica e paralelo à lineação de estiramento. Isto permitiu observar indicadores de sentido de cisalhamento. Além disso, foi realizada a análise microestrutural baseada em diversos trabalhos, em especial aqueles compilados por Passchier & Trouw (2005).

3.7 Mapa de intensidade de deformação

A partir das observações de campo, em escala de detalhe, e dos resultados da petrografia foi confeccionado o mapa de intensidade de deformação (ou grau de milonitização) ao longo do trecho estudado da Zona de Falha de Cássia. Para tanto, as rochas da faixa deformada foram classificadas em três níveis de intensidade: incipiente, moderado e intenso. Esta classificação foi baseada na comparação entre as rochas cisalhadas pela falha e aquelas externas à zona deformada, levando em consideração os diferentes protólitos e seus potenciais produtos após a milonitização. Os principais critérios/parâmetros adotados têm relação com variações texturais e estruturais, abundância de porfiroclastos, grau de formação de indicadores cinemáticos e feições de deformação intracristalina observadas. Este método é semelhante ao utilizado por Zuquim et al. (2011).

3.8 Análise Palinológica

O termo palinologia foi originalmente criado para designar o estudo de pólen e esporos. Posteriormente, com o desenvolvimento deste campo do conhecimento, foram incluídos todos os organismos encontrados no resíduo insolúvel aos ácidos inorgânicos, provenientes do tratamento de rochas sedimentares de diferentes idades, ou seja, dinoflagelados, quitinozoários, fungos, protistas e outros restos orgânicos. Deste modo, tais organismos passaram a ser denominados conjuntamente de palinomorfos (UESUGUI, 1979).

O processo de amostragem e tratamento das amostras são cruciais para obter o sucesso na recuperação dos palinomorfos e, conseqüentemente, na análise palinológica. Assim, procedeu-se a coleta de pelitos preferencialmente de coloração cinza escuro a preto, denotando riqueza em matéria orgânica preservada. A amostragem se deu em cavas para extração de argila utilizada por cerâmicas e olarias, popularmente conhecidas como “barreiros”. Nos afloramentos contendo espessas camadas deste material, procedeu-se a coleta de material em diferentes níveis, buscando verificar possíveis variações no registro palinológico.

O manuseio e análise deste material foi realizado pelo Dr. Mitsuru Arai, pesquisador do CENPES/Petrobras com vasta experiência em palinologia e parceiro neste trabalho. Todos os processos foram realizados no Laboratório de Palinologia do UNESPetro/Rio Claro. O tratamento das amostras seguiu o método proposto por Uesugui (1979), com as modificações introduzidas por Arai (2017). A amostra de aproximadamente 50 g foi colocada em um béquer de vidro de 1.000 ml, onde se adicionou 500 ml de água destilada. Procedeu-se a agitação deste até a obtenção de uma solução homogênea. O béquer foi colocado em agitador magnético e, assim que formou redemoinho, adicionou-se hexametáfosfato de sódio em pó em volume igual ao da amostra. A solução foi mantida no agitador magnético durante 8 horas para completa dissolução/desagregação do material. Em seguida, a solução foi deixada em repouso por 12 horas para decantar, após o qual a fase líquida sobrenadante foi descartada. Adicionou-se água até completar novamente 1.000 ml, repetindo-se o procedimento de agitação manual, decantação e descarte do material sobrenadante. A partir da segunda lavagem, o tempo de descarte pós-decantação pode ser reduzido sucessivamente (e.g., 6, 3, 2 e 1 hora). A etapa de lavagem foi encerrada quando o líquido sobrenadante ficou limpo após o repouso de uma hora.

O resíduo decantado foi submetido ao peneiramento em malha de 10 µm de abertura sob água corrente. O peneiramento prosseguiu até que não houvesse mais material em suspensão passante pela peneira. O material retido na peneira seguiu para separação por líquido pesado. Para tanto, foi utilizada uma solução de cloreto de zinco (ZnCl₂) com densidade de 2,0 para a retirada dos componentes inorgânicos (quartzo, silte e outros minerais). O resíduo e a solução de ZnCl₂ foram colocados em tubo de ensaio de 50 ml que foi submetido à centrifugação a 4.000 rpm por 30 minutos. O componente inorgânico foi para o fundo do tubo, e o resíduo orgânico, flutuante na solução, foi transferido para outro tubo de ensaio para ser lavado três vezes com água destilada. O resíduo orgânico final foi seco a temperatura ambiente e montado em lâmina de vidro para análise ao microscópio óptico convencional. Opcionalmente, o resíduo seco pode ser montado em *stub* para ser analisado ao microscópio eletrônico de varredura.

A análise palinológica dos argilitos pretos forneceu importantes informações sobre o paleoambiente e as condições deposicionais dos sedimentos argilosos da região de Cássia-Pratápolis. Além disso, permitiu discutir sobre a idade destes depósitos.

3.9 Análise macromorfológica de lateritas

As amostras de laterita foram descritas macroscopicamente, procurando identificar as principais fases minerais, suas estruturas, textura e trama. Além disso, buscou-se caracterizar os vazios (porosidade) das lateritas e materiais de preenchimentos, quando presentes. Por fim, os materiais ferruginosos foram classificados segundo a proposta de Bourman et al. (1987) e Bourman (1993), que dividem os *duricrusts* em três categorias distintas:

- Protólito ferruginizado (*ferruginised bedrock*) - é formado pela rocha-mãe ou protólito impregnada por ferro, preservando assim antigas estruturas herdadas da rocha.
- Sedimento clástico ferruginizado (*ferruginised sediments*) – é formado por sedimentos clásticos de natureza variada, como areias e cascalhos, pelitos ricos em matéria orgânica e folhelhos, impregnados e endurecidos por óxido de ferro.
- Laterita complexa - sua origem geralmente está relacionada com mais de um material de origem, resultando em diferentes petrotramas. A trama pisolítica é

composta por glóbulos ferruginosos (pisólitos), arredondados a subarredondados, centimétricos envoltos por sucessivas camadas de óxido de ferro e impregnados por uma matriz também ferrosa, formando uma massa rochosa. A trama nodular é similar, porém, os nódulos são envoltos por uma única e fina camada de óxido de ferro, ou esta é ausente, e os glóbulos geralmente são maiores. A trama placóide (slabby) é composta por placas ou lentes horizontais de sedimentos impregnados por ferro separadas por zonas argilosas. Por fim, a trama vermiforme é caracterizada por canais irregulares preenchidos por argilominerais.

Assim, buscou-se correlacionar patamares topográficos por meio da caracterização macroscópica, mineralógica e geoquímica dos *duricrusts* presentes nestes níveis. O estabelecimento de horizontes-guia permitiram verificar movimentações tectônicas pós-lateritização.

3.10 Análise Mineralógica e Geoquímica

Foram selecionadas 12 (doze) amostras de laterita representativas dos patamares de relevo presentes nas duas regiões geomorfológicas da área de estudo, Serra da Canastra e Planalto de Franca. O material ferruginoso foi fragmentado com auxílio de um martelo e finamente pulverizado em moinho de panela de tungstênio. O pó obtido foi homogeneizado, quarteado e seguiu para análise em laboratório.

A composição mineral média das amostras (rocha total) foi obtida através da técnica analítica de difratometria de raio-X. A referida análise foi realizada no Laboratório de Difração de raio-X do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP de Rio Claro. Para tanto, foi utilizado difratômetro PANalytical modelo Empyrean, empregando radiação da raia $K\alpha_1$ do cobre (comprimento de onda = 1,54056 Å) e filtro de níquel. Foi utilizado módulo flat, com leitura contínua do goniômetro, com ângulo 2θ de 3° de início e de 70° de término. A corrente empregada foi de 40 mA, para uma diferença de potencial de 40 kV. Os difratogramas gerados foram interpretados através do programa *X'Pert HighScore Plus*.

A composição química de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 em rocha total) foi determinada através da técnica de espectrometria de fluorescência de raio-X, através da fusão do material com tetraborato de lítio em cadinho de PtAu, seguindo o método de Nardy et al. (1997). A análise foi realizada no Laboratório de Geoquímica (LABOGEO) da UNESP de Rio

Claro, utilizando espectrômetro Phillips modelo PW2400.

3.11 Luminescência Opticamente Estimulada

A luminescência é o fenômeno que certos materiais apresentam de emitir luz quando excitados por uma fonte de energia. Segundo Forman et al. (2000), o quartzo e o feldspato, minerais mais abundantes na crosta terrestre, podem conter defeitos cristalinos formados durante sua cristalização ou decorrentes da exposição à radiação nuclear. Tais defeitos são potenciais sítios de captura e acumulação de elétrons, constituindo uma fonte subsequente de luminescência.

Segundo Rhodes (2011), a radiação ionizante do ambiente, decorrente do decaimento radioativo do ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K , produz nos minerais pares elétron-buraco que podem ser acumulados nos defeitos cristalinos, sendo denominados armadilhas (*electron traps*). Tais minerais, ao serem expostos à luz, têm os elétrons ejetados das armadilhas, podendo recombinar com os centros de luminescência, emitindo radiação ultravioleta. Este fenômeno é denominado fotoesvaziamento (*bleaching*), e a intensidade de radiação ultravioleta produzida é proporcional a dose absorvida de radiação ionizante do meio, que é função do tempo de exposição.

O princípio básico da datação por luminescência considera que os grãos sedimentares foram suficientemente expostos à luz solar durante o transporte e deposição para sofrerem o fotoesvaziamento. Isto faz com que o sinal de luminescência seja reduzido para um valor mínimo residual (FORMAN et al., 2000). A partir do soterramento, os grãos, agora protegidos da luz solar, passam a acumular os efeitos da radiação ionizante do ambiente, agindo de modo análogo a um dosímetro. Assim, é possível calcular simplificadaamente a idade de sedimentação dividindo-se a dose acumulada nos sedimentos (*equivalent dose*) pela taxa de radiação natural (*dose rate*) (GUEDES et al., 2011).

A dose acumulada pode ser medida por termoluminescência (TL), aquecendo a amostra a aproximadamente 450°C, ou por luminescência opticamente estimulada (LOE), incidindo um feixe de luz de comprimento de onda restrito a um intervalo bem definido. Esta última é preferida por lidar exclusivamente com armadilhas sensíveis à luz (RHODES, 2011) e pela maior rapidez relativa na aquisição e análise dos dados (GUEDES et al., 2011). O intervalo de tempo mensurável vai de alguns anos até 200.000 (RHODES, 2011) podendo chegar a 500.000 anos (FORMAN et al., 2000).

A amostragem foi feita através de tubos opacos de PVC, com aproximadamente 2" de diâmetro. Os tubos foram cortados em pedaços de 40 cm e, posteriormente, cravados horizontalmente por percussão nos afloramentos escolhidos. Após retirado, o tubo foi cuidadosamente vedado com duas tampas de PVC e lacrado com fita plástica adesiva, a fim de impedir a entrada de luz e a perda de umidade do material, até ser enviado ao laboratório.

A luminescência geralmente é utilizada para analisar sedimentos eólicos, marinhos raso, fluviais, glaciais e aluviais. Posteriormente, a técnica passou a ser empregada na datação de material coluvionar associado a movimentação de falhas (neotectônica). Entretanto, este tipo de sedimentação é caracterizado por alta energia e rápida deposição, o que dificulta o fotoesvaziamento completo dos grãos (RHODES, 2011). Contorna-se este problema amostrando e analisando os fácies distais, de granulação mais fina (arenosa) deste tipo de depósito (FORMAN et al., 2000).

No presente trabalho utilizou-se o método de LOE para datar os depósitos sedimentares arenosos da região de Desemboque. A preparação das amostras e as análises laboratoriais foram realizadas pela empresa Datação Comércio e Prestação de Serviços Ltda.

A preparação da amostra é feita em ambiente com iluminação artificial vermelha. Assim, é realizada a abertura do tubo de PVC, desprezando 10 cm de material das extremidades. O material restante passa por processo de lavagem, com solução a base de água destilada com H_2O_2 (20%), HF (20%), e HCl (20%), onde as lavagens intermediárias são feitas com água destilada. Após o tratamento químico, as amostras são secas e peneiradas, separando a fração granulométrica entre 60 e 160 μm . Deste modo, tem-se uma amostra com granulometria homogênea e isenta de matéria orgânica e metais pesados.

A determinação da dose natural acumulada ou paleodose foi realizada através da utilização do protocolo SAR (*single-aliquot regenerative-dose*) de 15 alíquotas. Para tanto, as amostras passaram por tratamento térmico e foram irradiadas em fonte de cobalto (^{60}Co) com intensidades diferentes, medindo-se em seguida a luminescência. Por sua vez, a taxa de radiação natural é obtida pela medida do teor de ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U através de um detector, acrescida da estimativa da contribuição da radiação cósmica. Logo, dividindo-se a paleodose pela taxa de radiação natural tem-se uma estimativa de tempo da última vez que os sedimentos foram expostos à luz solar por 16 horas ou mais (idade LOE).

4 QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 Faixa Brasília Meridional

A Faixa Brasília constitui um cinturão de dobras e cavalgamento composto por metassedimentos e elementos ortoderivados (VALERIANO et al., 2004a). Tais rochas definem sequências de margem passiva proximal, transicionando para distal e de fundo oceânico, passando para ambientes de arco e retroarco, de leste para oeste (DARDENNE, 2000).

Segundo Ebert & Hasui (1998), a referida entidade geotectônica é considerada como resultante da interação entre as placas Brasília, São Paulo e Vitória, durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano. Outra interpretação considera-a produto da convergência e colisão oblíqua entre os crátons Amazônico, São Francisco e um terceiro bloco cratônico denominado Paraná ou Paranapanema coberto pelas rochas da Bacia do Paraná (BRITO NEVES et al., 1999).

A área de estudos está situada mais precisamente na porção meridional da Faixa Brasília (Figura 4.1), sendo marcada por um conjunto de escamas de escala crustal que foi empurrado sobre o Cráton do São Francisco (MARINI et al., 1981; FUCK, 1994; SIMÕES, 1995; DARDENNE, 2000) por volta de 630 Ma. (VALERIANO et al., 2004a). Assim, tem-se a configuração de um complexo sistema de *nappes* sub-horizontais empilhadas, com transporte tectônico de grandes magnitudes para leste (TEIXEIRA & DANNI, 1978; SCHIMIDT & FLEISCHER, 1978; SIMÕES, 1995). O alojamento destas *nappes* se deu com o envolvimento de crosta delgada (*thin-skinned tectonics*).

Nos estágios tardios de desenvolvimento da Faixa Brasília Meridional a deformação passou a ser dominada por dobras abertas, associadas a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE. Estas discontinuidades resultaram na fragmentação da faixa de dobramentos em segmentos deslocados: Luminárias, Passos, Tapira e Araxá-Goiânia (VALERIANO et al., 2004b).

Um destes segmentos corresponde a *Nappe* de Passos, uma importante unidade tectônica da região sudoeste de Minas Gerais, destacada inicialmente por Teixeira & Danni (1978). Simões (1995) considera a *nappe* como sendo composta pelos metamorfitos do Grupo Araxá, cujo contato com o Grupo Canastra (tectonicamente inferior) se dá por uma falha de empurrão. Este último constitui uma

lasca tectônica empurrada sobre o Domínio Autóctone, representado pelas rochas do embasamento (Grupo Bambuí e Complexo Campos Gerais).

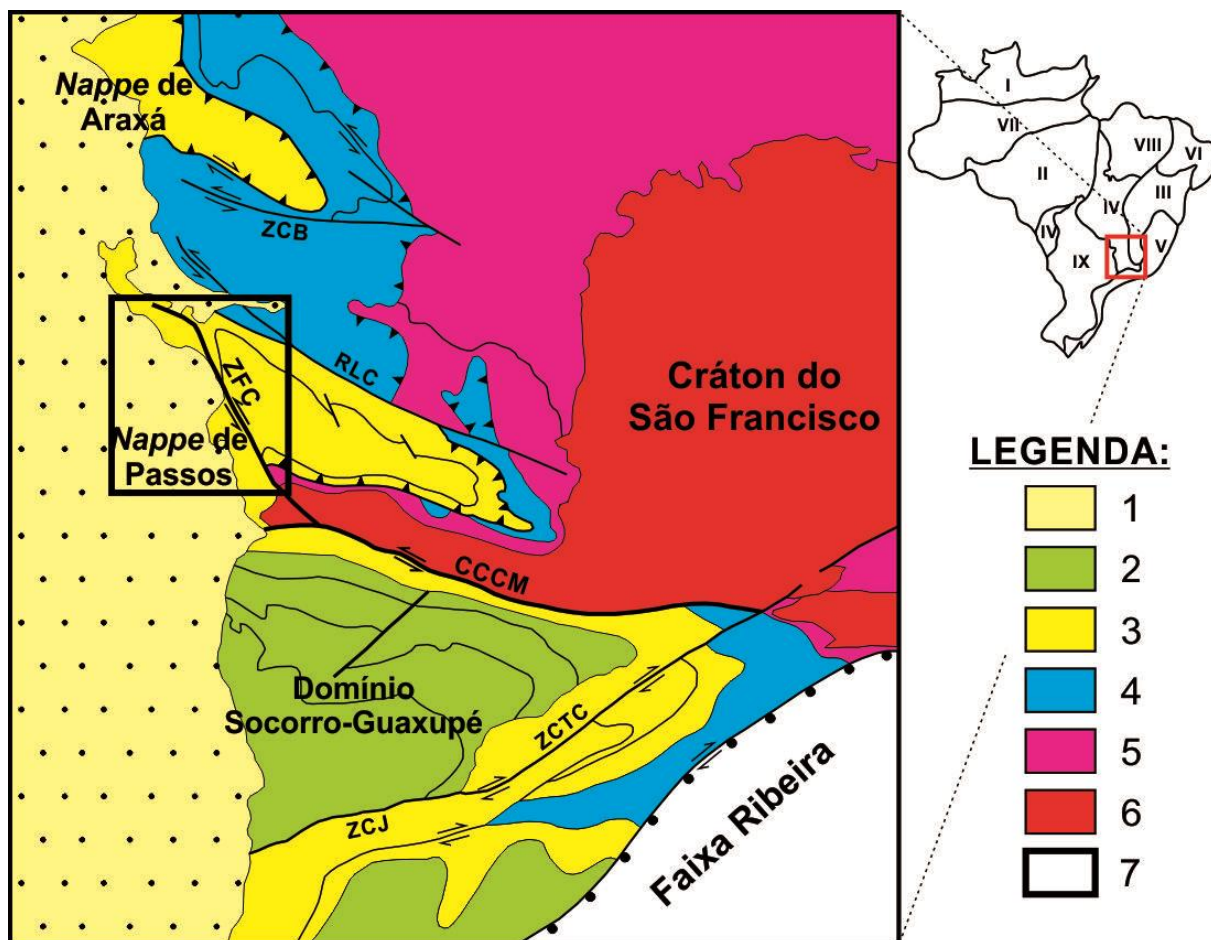


Figura 4.1- Mapa geotectônico da Faixa Brasília Meridional, destacando o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio e a Zona de Falha de Cássia. Legenda: Bacia do Paraná: 1- Cobertura magmática-sedimentar; Faixa Brasília: 2- Domínio Socorro-Guaxupé, 3- Domínio Interno, 4- Domínio Externo; Cráton do São Francisco: 5- Cobertura autóctone dobrada, 6- Embasamento; 7- Área de estudos. Estruturas: CCCM- Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio; ZFC- Zona de Falha de Cássia; RLC- Rampa Lateral de Capitólio; ZCTC- Zona de Cisalhamento de Três Corações; ZCJ- Zona de Cisalhamento de Jacutinga; ZCB- Zona de Cisalhamento da Bocaina. Províncias estruturais brasileiras de Almeida et al. (1977): III- Província São Francisco, IV- Província Tocantins, IX- Província Paraná. Fonte: Elaborado pelo autor.

Segundo Rodrigues (2008), o Grupo Canastra, que pertence ao Domínio Externo da Faixa Brasília Meridional, é constituído por rochas metassedimentares de composição original pelítica e psamítica, metamorfizadas em baixo grau, atingindo fácies xisto verde. A referida unidade estratigráfica é definida como uma sequência regressiva depositada em um contexto geotectônico de margem passiva, sendo composta por filito, metarritmito, quartzito, e restritas intercalações de metacalcário e filito carbonático. Idades U-Pb em zircão permitiram estabelecer idade máxima para a

deposição no Steniano (1.030 Ma), no Mesoproterozoico (RODRIGUES, 2008), com pico metamórfico em torno de 630 Ma no Neoproterozoico (VALERIANO et al., 2004a).

Segundo Simões (1995), o Grupo Canastra ocorre ao norte da *Nappe* de Passos, através de contato tectônico marcado pela Rampa Lateral de Capitólio, e também no setor noroeste da *nappe*, aflorando no núcleo de uma estrutura antiformal. Nesta região predominam quartzito puro, quartzito micáceo e filito. O referido autor aponta a preservação frequente do contorno sedimentar dos grãos de quartzo como feição característica destes metassedimentos. Além disso, a preservação de estruturas sedimentares primárias (marcas de onda e estratificações cruzadas tabulares e acanaladas), em decorrência do baixo grau de metamorfismo, indicam acamamento em posição normal.

A *Nappe* de Passos é uma entidade geotectônica com forma sinuosa e alongada segundo a direção NW-SE, com mais de 150 km de extensão. Sua composição é dada pelos metamorfitos do Grupo Araxá, pertencente ao Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional. Esta unidade estratigráfica corresponde a uma sequência essencialmente metassedimentar de composição psamo-pelítica, depositada em um contexto de margem continental passiva (SIMÕES, 1995). Adicionalmente, há pequena contribuição de rochas metabásicas toleíticas, cuja geoquímica indica como protólitos basaltos continentais e do tipo E-MORB (CORREIA & GIRARDI, 1989; VALERIANO & SIMÕES, 1997). Deste modo, a referida unidade estratigráfica é composta por mica xisto, quartzito, gnaiss, filito e anfibolito subordinado. A idade da sedimentação foi estimada em 0,9 Ga (idades U-Pb em rutilo de anfibolito) por Valeriano et al. (2004a).

As associações minerais presentes nos metassedimentos indicam condições de metamorfismo iniciando em fácies xisto verde zona da biotita nas proximidades do contato com o embasamento, evoluindo até o fácies anfibolito superior, atingindo condições de anatexia no topo do pacote. Assim, tem-se a configuração de um gradiente metamórfico invertido (TEIXEIRA & DANNI 1978, ZANARDO 1992, SIMÕES 1995), clássico dos cinturões de cavalgamento. Simões (1995) descreve como feição marcante do Grupo Araxá na *Nappe* de Passos o aumento granulométrico progressivo para o topo, observável tanto no quartzito quanto na rocha metabásica, e interpretado como resultante do auge metamórfico, progressivamente maior para o topo.

Simões (1995) reconheceu quatro fases de deformação na *Nappe* de Passos, denominadas D₁ a D₄. A principal fase de deformação é D₂, que está relacionada ao

transporte da *nappe*, sendo paralela a subparalela à superfície de cavalgamento. A foliação principal da região é S_2 , que corresponde a uma xistosidade. Entretanto, em vários locais o referido autor reconheceu uma clivagem de crenulação apertada, onde S_1 (paralela a S_0) é a superfície crenulada. Outra estrutura importante é a lineação mineral de atitude preferencial N51W/7, interpretada como a direção de transporte da *nappe*, com indicação de sentido de transporte de topo para ESE.

A fase D_4 é baseada em poucas evidências, sendo descrita inicialmente por Heilbron et al. (1987). A deformação possui caráter heterogêneo e está relacionado com dobras abertas a suaves, com plano axial vertical a subvertical de direção entre N e NNE, e eixos de dobra com suaves caimentos para SSW ou NNE. A relação entre D_2 e D_4 é bem documentada, entretanto, a relação entre esta última e D_3 ainda é controversa (SIMÕES, 1995).

Segundo Simões (1995), a fase de deformação D_3 é de caráter heterogêneo e de ampla distribuição na região, gerando dobras abertas a suaves, com plano axial vertical a subvertical de direção NW-SE, e eixos com caimento suave preferencialmente para NW. A fase D_3 está associada a grandes estruturas como a sinformal de Passos, antiforma de Itaú, sinformas de Capetinga e do Chapadão, e a Zona de Falha de Cássia, objeto de estudo do presente trabalho.

4.1.1 Zona de Falha de Cássia

A Zona de Falha de Cássia é uma proeminente estrutura da região sudoeste de Minas Gerais ressaltada em diversos trabalhos (OLIVEIRA et al., 1983, 1984; CRÓSTA et al., 1986; ZANARDO, 1992; SIMÕES, 1995; ZANARDO et al., 2008). Trata-se de uma zona de falha oblíqua com movimentação principal transcorrente sinistral. A descontinuidade se estende por aproximadamente 95 km, segundo a direção geral NNW-SSE, cortando e deformando essencialmente as rochas metamórficas do Grupo Araxá (Figura 4.2).

Vários trabalhos (SIMÕES, 1995; ZANARDO et al., 2008; COMIG, 2003) têm descrito na região de Cássia dois corpos lenticulares constituídos por gnaisses e migmatitos fortemente milonitizados. Estas lentes são interpretadas como lascas do embasamento (Complexo Campos Gerais) embutidas tectonicamente na sequência alóctone da *Nappe* de Passos (Grupo Araxá) em decorrência da movimentação da Zona de Falha de Cássia.

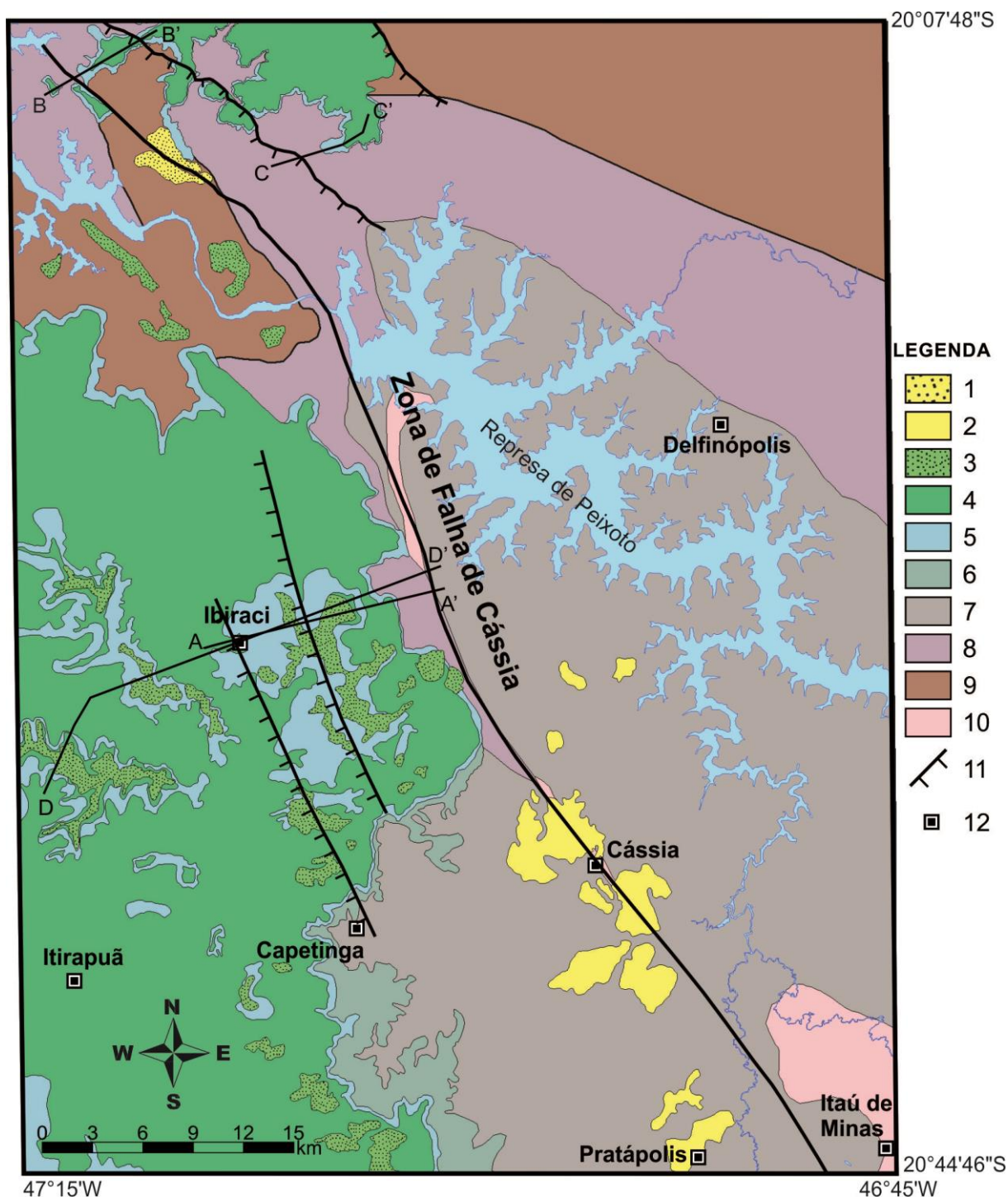


Figura 4.2- Mapa geológico da área de estudos. Legenda: *Depósitos sedimentares quaternários*: 1- depósitos arenosos, 2- depósitos argilosos; *Bacia do Paraná*: 3- Grupo Bauru, 4- Formação Serra Geral, 5- Formação Botucatu, 6- Grupo Itararé; *Embasamento cristalino*: 7- Grupo Araxá, 8- Grupo Araxá, 9- Grupo Canastra, 10- Complexo Campos Gerais; 11- falha normal; 12- município. Fonte: Elaborado pelo autor com base nos trabalhos de campo e dados compilados de OLIVEIRA et al., 1984; BRASIL, 2003; PERDONCINI, 2003; CORTES 2016.

Morales & Hasui (1993) consideram a Zona de Falha de Cássia como sendo uma ramificação do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (Figura 4.1), e

defendem que a sua origem está intimamente relacionada com movimentações tectônicas tardias do referido cinturão. Wernick & Fiori (1981) chegaram a englobar as duas estruturas supracitadas em uma megaestrutura, a Zona Rúptil Cássia-Barbacena.

O Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio é um expressivo conjunto de zonas de cisalhamento empinadas e orientadas segundo a direção geral WNW-ESE (Figura 4.1), inicialmente definido por Cavalcante *et al.* (1979). O metamorfismo associado teria atingido condições mínimas de fácies anfibolito, com recristalização generalizada e, localmente, fusão parcial (MORALES, 1993). Os traços desta estrutura perfazem mais de 300 km de extensão, entre as cidades de Nova Resende e Barbacena, e 25 km de largura. Para oeste o cinturão de cisalhamento Campo do Meio desaparecem sob as rochas da Bacia do Paraná (MORALES & HASUI, 1993).

O Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio possui importância geotectônica, sendo considerado como o limite entre os blocos/placas Brasília (norte) e São Paulo (sul). Esta estrutura afeta principalmente o embasamento do bloco Brasília, onde a deformação está registrada através da ocorrência de porções/lentes menos deformadas de migmatitos atribuídos ao Complexo Campos Gerais envoltas por faixas estreitas e fortemente deformadas em regime dúctil, caracterizando um arranjo anastomosado (MORALES *et al.*, 1991). Nas zonas mais deformadas, a relação entre a foliação milonítica e a lineação de estiramento indica movimentação oblíqua com forte componente direcional sinistral. Além disso, ocorre um grande número de rochas metabásicas e metaultrabásicas pertencentes à Sequência Morro do Ferro embutidas no Complexo Campos Gerais na forma de lentes em meio às zonas de cisalhamento (MORALES & HASUI, 1993).

4.2 Bacia do Paraná

Segundo Milani *et al.* (2007), a Bacia do Paraná corresponde a uma ampla região sedimentar de forma aproximadamente elíptica, com eixo maior orientado segundo a direção norte-sul. A referida entidade inclui parte dos territórios de Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, constituindo uma área da ordem de $1,5 \times 10^6$ km². A bacia compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura máxima de 7.000 m, cujo depocentro coincide geograficamente com a calha do rio Paraná.

A região estudada está situada na transição entre o embasamento cristalino,

constituído pelas rochas metamórficas descritas anteriormente, e a borda nordeste da Bacia do Paraná. Deste modo, as rochas sedimentares e magmáticas da bacia ocorrem principalmente no setor oeste e sudoeste da área de estudos, na região entre Capetinga, Ibiraci e Claraval, e também de forma mais restrita, ao norte, nas proximidades da Serra da Canastra (Figura 4.2). O empilhamento magmático-sedimentar é descrito a seguir e ilustrado pela coluna estratigráfica abaixo:

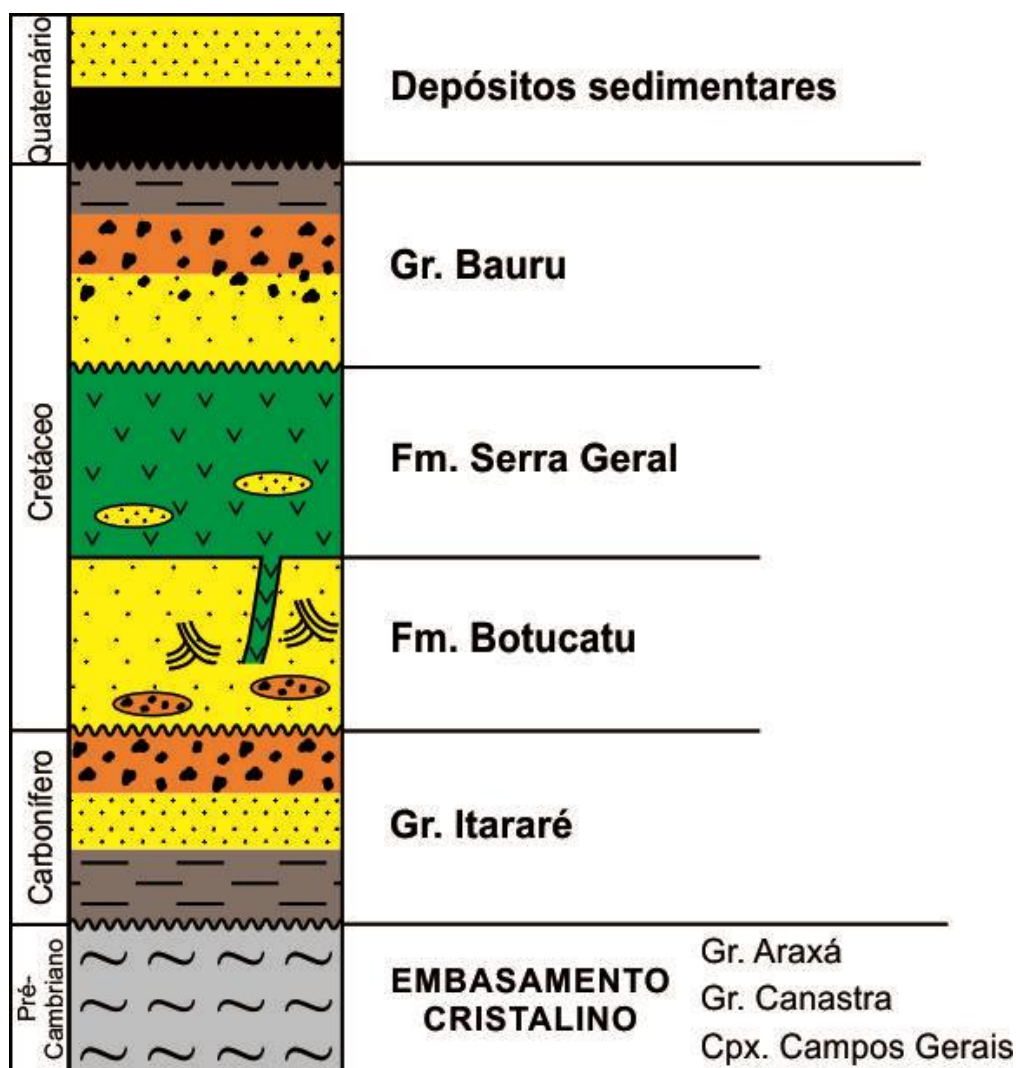


Figura 4.3- Coluna estratigráfica representativa da área de estudos. Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.1 Grupo Itararé

O Grupo Itararé ocorre na região como lamito, arenito arcoseano, arenito conglomerático, diamictito e conglomerado. A característica marcante destas rochas sedimentares é a coloração vermelha e o caráter arenoso persistente. Segundo Milani et al. (2007), esta última feição sugere que a borda nordeste da Bacia do Paraná corresponde ao limite deposicional original.

O diamictito é caracterizado por seixos arredondados a angulosos, de dimensões superiores a 0,5 cm e até blocos maiores que 1 m de diâmetro imersos em matriz arenosa a areno-argilosa de coloração vermelha. Os clastos são compostos por quartzo, quartzito, xisto, gnaiss, granito e argilito (OLIVEIRA et al., 1984). Assim, tem-se evidências de retrabalhamento, indicado pelos seixos de argilito, e pequeno transporte, sugerido pelo grandes blocos preservados de xisto.

O arenito geralmente é arcoseano, de granulação fina a média, subarredondado, mal selecionado, e coloração avermelhada. São observadas estratificações cruzadas acanalada a tabular, de pequeno a médio porte. Por sua vez, o lamito é levemente arenoso e de coloração vermelha, com variações locais para tons de amarelo. A estrutura é geralmente maciça, mas localmente pode ocorrer estratificação cruzada acanalada a tabular (ZANARDO et al., 2008).

As rochas do Grupo Itararé ocorrem assentadas diretamente sobre o embasamento cristalino em discordância erosiva, perfazendo um pacote sedimentar de espessura máxima local estimada em 60 m (OLIVEIRA et al., 1984). A referida unidade estratigráfica foi depositada em ambiente glacial proximal (MILANI et al., 2007), e é tida como de idade Stephaniana (neocarbonífero), com base em palinomorfos (DAEMON & QUADROS, 1970).

É importante ressaltar que a maioria dos trabalhos na literatura considera esta sequência sedimentar pertencente à Formação Aquidauana (FIORI, 1977; OLIVEIRA et al., 1983, 1984; PERDONCINI, 2003; BRASIL, 2003; ZANARDO et al., 2008), unidade estratigráfica crono-correlata ao Grupo Itararé, e cuja seção-tipo foi definida a oeste da bacia. Entretanto, Araújo (2013) sugere o abandono da denominação Formação Aquidauana e a adoção de Grupo Itararé na região sudoeste de Minas Gerais, argumentando que a característica distintiva entre as unidades, a coloração vermelho, está associada à evolução diagenética, provavelmente relacionada com a exposição da unidade.

4.2.2 Formação Botucatu

A Formação Botucatu engloba arenito quartzoso, granulação fina a média, bem selecionado, com grãos foscos e esféricos, e coloração creme a rosa. O psamito exibe estratificação cruzada de grande porte, resultante de sedimentação eólica em ambiente desértico (ASSINE et al., 2004). Subordinadamente, ocorrem lamitos, siltitos e arenitos lamíticos interpretados por Soares & Landim (1973) como fácies lacustres.

Na base da sequência sedimentar, há um espesso pacote (10 m) de arenitos conglomeráticos e conglomerados, representando fácies torrenciais de reg (SOARES & LANDIM, 1973; SOARES et al., 1973; HELLMEISTER Jr., 1997). Estima-se que a sequência sedimentar atinja espessura máxima entre 50 (ZANARDO et al., 2008) e 60 m (PERDONCINI, 2003) na região estudada. Milani et al. (2007) posicionaram esta unidade estratigráfica no Eocretáceo.

Os sedimentos da Formação Botucatu afloram preferencialmente no *front* de cuestras e ao longo das encostas de serras (de Franca, dos Agudos, dos Garcias, do João Borges, do Itambé, por exemplo) e morros. Localmente, o topo dos arenitos pode se apresentar silicificado e enrijecido, sustentando o relevo, como observado na Serra do Itambé.

Segundo Milani et al. (2007), as dunas arenosas do paleodeserto Botucatu foram cobertas pelos derrames de lavas basálticas, dando início a um importante período de subsidência da Bacia do Paraná. A presença de arenitos intertrape/interderrame indica que o ambiente desértico persistiu durante a atividade vulcânica.

4.2.3 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é constituída por uma série de derrames basálticos, associados a corpos intrusivos, como diques e soleiras compostos por diabásio. Os magmatitos apresentam coloração verde a cinza-escuro, granulação muito fina a fina, textura equigranular, afanítica e estrutura maciça. A mineralogia principal é dada por plagioclásio cálcico (andesina e labradorita) e clinopiroxênio (augita e pigeonita), tendo olivina, titanita e apatita como minerais acessórios mais comuns (IPT, 1981).

Os magmatitos capeiam os arenitos da Formação Botucatu, sustentando escarpas erosivas das principais elevações da região, devido a sua maior resistência à erosão mecânica. Assim, tem-se a formação de relevo cuestiforme que limita o Planalto de Franca. Neste último, os basaltos da Formação Serra Geral exibem espessura média em torno de 25 m, espessando-se para o interior da bacia (PERDONCINI, 2003).

Segundo Soares & Landim (1973), na borda nordeste da Bacia do Paraná, os vários derrames basálticos cobriram a Formação Botucatu e estenderam-se diretamente sobre o embasamento cristalino. Deste modo, tem-se a ocorrência de basaltos na Serra da Canastra, perfazendo camadas de espessura considerável.

Segundo Milani et al. (2004), o magmatismo Serra Geral marcou o rompimento do megacontinente Gondwana e o início do processo de abertura do Oceano Atlântico Sul. Trata-se de um vulcanismo fissural de caráter toleítico de proporções colossais, com volume estimado superior a 780.000 km³ de material extravasado (MARQUES & ERNESTO, 2004). Segundo Turner et al. (1994), datações Ar/Ar indicam que o evento Serra Geral teria ocorrido entre $126,8 \pm 2,0$ e $137,8 \pm 0,7$ Ma (Eocretáceo).

4.2.4 Grupo Bauru

Na região de Franca, a cobertura sedimentar pós-basáltica é composta por arenito, arenito conglomerático, conglomerado e lamito, que ocorrem distribuídos pelas principais elevações da área (serras de Franca, dos Agudos, dos Garcias, do João Borges). Segundo Perdoncini (2003), os arenitos são imaturos textural e mineralogicamente (ricos em feldspato), sendo maciços a portadores de estratificações cruzadas. Por sua vez, o lamito apresenta coloração vermelha amarelada a acastanhada e aspecto mosqueado. Estes tipos de rocha são atribuídos ao Grupo Bauru.

O Grupo Bauru registra uma sequência sedimentar siliciclástica psamítica acumulada em ambiente continental sob condições semiáridas a desérticas (MILANI et al., 2007). Segundo Fernandes (1998), a sedimentação se deu através de um sistema de leques aluviais retrabalhados por sistema fluvial entrelaçado, e lençóis de areia nas partes distais. Fernandes & Coimbra (2000) descrevem intercalações subordinadas de rochas vulcânicas alcalinas, os analcimitos Taiúva. As rochas da referida unidade estratigráfica ocorrem distribuídas pelos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Goiás, Mato Grosso, e nordeste do Paraguai, ocupando uma área de 370.000 km² (FULFARO et al., 1994; MILANI et al., 2007).

A origem da sedimentação do Grupo Bauru ainda é controversa. Segundo Fernandes (1998), a sedimentação foi consequência de subsidência termomecânica no Cretáceo Superior. Assim, o desenvolvimento do espaço de acomodação sedimentar estaria relacionado a movimentos descensionais lentos, decorrente da sobrecarga gerada pelo volume colossal de basaltos e diabásios da Formação Serra Geral (RICCOMINI, 1997).

Por outro lado, outros trabalhos (e.g. HASUI & HARALYI, 1991; BATEZELLI, 2003; BATEZELLI & LADEIRA, 2016) defendem que a sedimentação do Grupo Bauru estaria diretamente relacionada ao desenvolvimento do Soerguimento do Alto

Paranaíba e do magmatismo alcalino neocretáceo gerador da província ígnea homônima. Gravina et al. (2002) apontaram contribuição expressiva de fragmentos de perovskita e apatita, minerais típicos e relativamente abundantes em rochas alcalinas, na composição mineral da Formação Uberaba (Grupo Bauru). Assim, tem-se a indicação de que o Soerguimento do Alto Paranaíba atuou como área-fonte do Grupo Bauru (HASUI & HARALYI, 1991), reforçando esta hipótese.

Segundo Perdoncini (2003), o contato entre a sequência sedimentar do Grupo Bauru com os basaltos da Formação Serra Geral é erosivo, sendo que sua espessura varia de 3 m a leste e 10 m a oeste na região de Franca.

4.3 Soerguimento do Alto Paranaíba

Na região oeste de Minas Gerais (Triângulo Mineiro) e sul de Goiás ocorre um alto estrutural formado por rochas do embasamento cristalino. Esta feição tectônica separa notavelmente as bacias do Paraná e Sanfranciscana. Hasui & Haralyi (1991), baseando-se principalmente de dados de gravimetria, definem uma estrutura de área limitada, geometria subelíptica, com eixo maior orientado segundo a direção NNW-SSE, denominada Soerguimento do Alto Paranaíba (Figura 4.4), concepção adotada neste trabalho. Outros autores (LADEIRA et al., 1971; BROD et al., 2004; MARANGONI & MANTOVANI, 2013) consideram os extensos lineamentos magnetométricos, delineando uma estrutura elíptica mais alongada compatível com um arco, o Arco do Alto Paranaíba.

A referida região foi palco de expressiva atividade ígnea de caráter máfico-ultramáfico alcalino e ultrapotássico (BROD et al., 2004), composta por kimberlitos, olivina lamproitos madupíticos e kamafugitos (GIBSON et al., 1995), além de complexos alcalino-carbonatíticos e diques de flogopita picrito (BROD et al., 2004). Assim, tem-se a configuração de uma importante e expressiva província, a Província Ígnea do Alto Paranaíba (ALMEIDA, 1983; GIBSON et al., 1995). Merecem destaque as intrusões alcalinas de Araxá, Catalão, Tapira, Salitre e Serra Negra, por conterem importantes mineralizações de fosfato, nióbio e titânio.

Gibson et al. (1995) argumentam que a Província Ígnea do Alto Paranaíba se formou em um período de tempo entre 80 e 90 Ma. Tal estimativa é corroborada por dados geocronológicos U/Pb em perovskita de flogopita picrito e kimberlitos obtidos por Guarino et al. (2013). Por outro lado, dados geocronológicos K-Ar de Hasui &

Cordani (1968), corrigidos e complementados por Sonoki & Garda (1988) apontam para um espectro de idades mais amplo, entre 70 e 100 Ma. Brod et al. (2004) inferem que o processo formador do Soerguimento do Alto Paranaíba teve início no Eocretáceo, se intensificou durante o Neocretáceo, cessando sua atividade ainda no Cretáceo, após a deposição do Grupo Bauru.

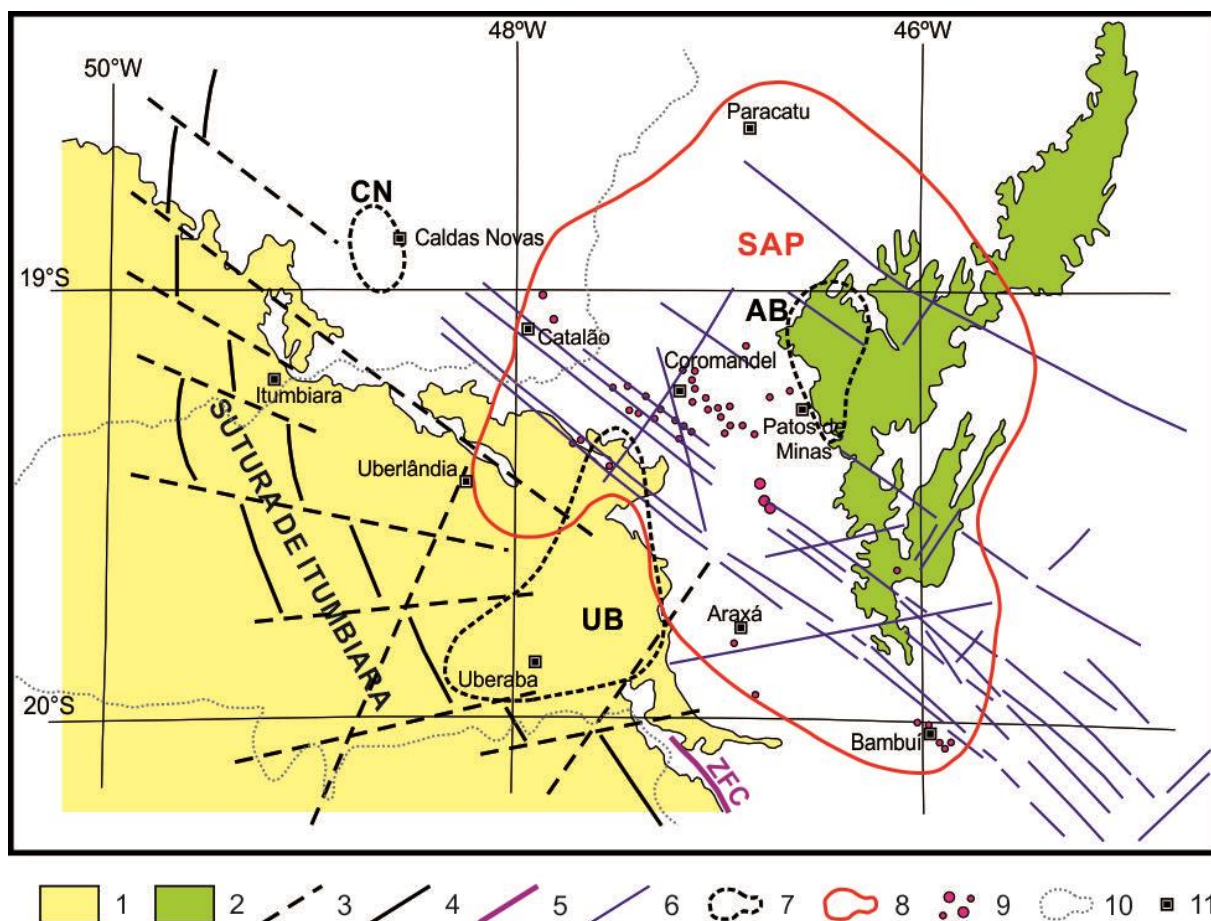


Figura 4.4- Mapa geológico-geofísico do oeste mineiro, destacando o Soerguimento do Alto Paranaíba, o feixe de lineamentos magnéticos, interpretados como descontinuidades crustais antigas do embasamento e a Zona de Falha de Cássia. Legenda: **1-** Bacia do Paraná, **2-** Bacia Sanfranciscana, **3-** Transcorrências, **4-** Sutura, **5-** Zona de Falha de Cássia (ZFC), **6-** Lineamentos magnéticos, **7-** Anomalias gravimétricas, **8-** Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP), **9-** Intrusões ígneas alcalinas e kimberlíticas, **10-** Limite estadual, **11-** Município; Áreas de espessamento crustal: **CN-** Caldas Novas, **AB-** Abaeté, **UB-** Depressão de Uberaba. Modificado de Hasui & Haralyi (1991).

A fonte de calor para a geração do magma alcalino é ainda controversa e envolve a atuação de uma pluma do manto (TURNER et al., 1994; GIBSON et al., 1995; VAN DECAR et al., 1995; ERNESTO et al., 2002). Mas, certamente há um importante controle tectônico das intrusões através de descontinuidades crustais de direção geral NW-SE. Tais descontinuidades coincidem com um importante alinhamento estrutural, o Azimute 125, que se estende por 800 km, englobando as

províncias alcalinas de Goiás e Alto Paranaíba (MARANGONI & MANTOVANI, 2013).

Os mapas de isópacas do Grupo Bauru (BATEZELLI, 2003; BATEZELLI & LADEIRA, 2016) e das sequências sedimentares paleozoicas (HASUI & HARALYI, 1991) exibem notáveis alinhamentos segundo a direção NW-SE. Esta mesma direção é destacada pela ocorrência de um expressivo feixe de lineamentos magnéticos (Figura 4.4). Tais feições magnéticas ocorrem principalmente na metade sudoeste do Soerguimento do Alto Paranaíba e correspondem a extensas descontinuidades. Tratam-se de antigas anisotropias do embasamento, referentes a processos tectônicos pré-cambrianos, que foram reativadas (HARALYI et al., 1985). A Zona de Falha de Cássia ocorre no extremo sul da área afetada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba, e exibe evidências de forte controle do afloramento de rochas da Bacia do Paraná. Assim, a zona de falha pode ter sido reativada durante este evento, hipótese estudada nesta tese.

4.4 Depósitos Sedimentares Quaternários

Os depósitos sedimentares quaternários são amplamente distribuídos ao longo da região estudada, recobrando rochas de diferentes tipos e idades. Os sedimentos constituem coberturas detríticas geralmente de origem aluvial e coluvial.

Os sedimentos coluvionares são compostos essencialmente por areia fina, castanho-avermelhada, mal selecionada, portando seixos e grânulos de quartzo, quartzito e laterita, podendo ser intercaladas por níveis de cascalho. Estes depósitos ocorrem associados às encostas, principalmente ao *front* das cuevas, sendo resultantes do processo de recuo paralelo da escarpa. Tais depósitos sedimentares geralmente apresentam linha de seixos na base e podem exibir níveis ferruginosos delgados na parte superior.

Segundo Zanardo et al. (2008), os aluviões constituem os depósitos mais recentes, correspondendo a terraços, canais fluviais, diques marginais e planícies de inundação. Tratam-se de depósitos estreitos e alongados, de profundidade variável, associados às principais drenagens da região, como os rios São João, Santana e Palmeiras; e dos córregos da Olaria, da Prata, da Onça e Formiga.

Os sedimentos apresentam composição bastante variável. Os depósitos de canal correspondem a conglomerados geralmente com matriz arenosa, portando seixos de quartzo, quartzito, mica xisto e gnaiss. Nas porções mais afastadas do

canal, adentrando na planície de inundação, predominam sedimentos argilosos, com contribuições siltosas a arenosas. A coloração varia entre tons amarelo, arroxeado, cinza a preto, denotando riqueza em matéria orgânica (ZANARDO et al., 2008).

Os referidos autores descrevem ainda paleocanais abandonados, compostos por conglomerado basal que gradam para fácies mais arenosas e argilosas. Adicionalmente, podem ocorrer intercalações de bancos e/ou lentes de material arenoso conglomerático. Este tipo de depósito aluvionar apresenta pequenas espessuras, não ultrapassando 3 a 4 m.

Oliveira et al. (1984) descrevem depósitos sedimentares expressivos, de espessura máxima estimada entre 40 e 50 m, e ocorrência restrita, aflorando principalmente a sul sudeste de Cássia, proximidades de Itaú de Minas e oeste de Passos. Além disso, é atribuída provável origem aluvionar e idade neógena para estes depósitos sedimentares, que estão posicionados 20 a 30 m acima do nível local dos rios, ocupando os interflúvios ou porções elevadas.

Tratam-se de depósitos sedimentares compostos por conglomerado basal, tipo brecha sedimentar, sobreposto por arenito fino a médio, arcoseano, coloração vermelho rosada, bastante inconsistente, perfazendo pacotes de 20 a 25 m de espessura. No topo ocorre coluvião areno-argiloso, castanho, medindo aproximadamente 5 m de espessura. Tais depósitos foram alvo de estudo mais detalhado nesta tese.

5 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A área de estudos está inserida na transição entre duas importantes regiões geomorfológicas da região sudeste do Brasil: os Planaltos da Bacia do Paraná (a oeste e sudoeste) e a Serra da Canastra (a norte e nordeste), como mostra o mapa da Figura 5.1. As referidas entidades geomorfológicas são separadas pelo vale do Rio Grande, caracterizando uma região topograficamente deprimida denominada Patamares da Canastra.

5.1 Serra da Canastra

A Serra da Canastra abrange algumas das regiões mais elevadas da área de estudos, desenvolvidas sobre quartzito, mica xisto e gnaiss do Grupo Araxá, bem como filito, quartzito puro e quartzito micáceo do Grupo Canastra. Além disso, na região de Desemboque há afloramentos expressivos de arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral. Esta região geomorfológica é caracterizada por relevos de topos planos e elevados, posicionados entre 1.000 e 1.490 m de altitude, com caimento topográfico para noroeste (GATTO et al., 1983). Assim, tem-se a configuração de chapadões, barras e cristas, geralmente sustentados por quartzitos. Algumas das cristas quartzíticas apresentam mergulhos para várias direções, delineando grandes dobras tardias, o que caracteriza relevo típico apalachiano (Figura 5.2).

A regularidade dos topos dos interflúvios, nivelando litologias pré-cambrianas do Grupo Canastra e mesozoicas das Formações Botucatu e Serra Geral, indica que estas litologias foram truncadas por eficientes mecanismos de erosão. Almeida (1959) atribui este relevo aplanado à Superfície de Pratinha.

Os topos das chapadas da Serra da Canastra são capeados por solos vermelhos, contendo restos de couraças ferruginosas de origem pedogenética. Também ocorrem superficialmente couraças de hidromorfismo, constituindo verdadeiras crostas (GATTO et al., 1983).

5.2 Patamares da Canastra

A unidade geomorfológica Patamares da Canastra constitui um nível rebaixado em relação à Serra da Canastra, emoldurando esta última. Esta região deprimida,

posicionada em altitudes entre 600 e 800 m (Figura 5.2), forma o vale do Rio Grande, cujo gradiente hidráulico é explorado pelo Complexo Hidrelétrico de Furnas.

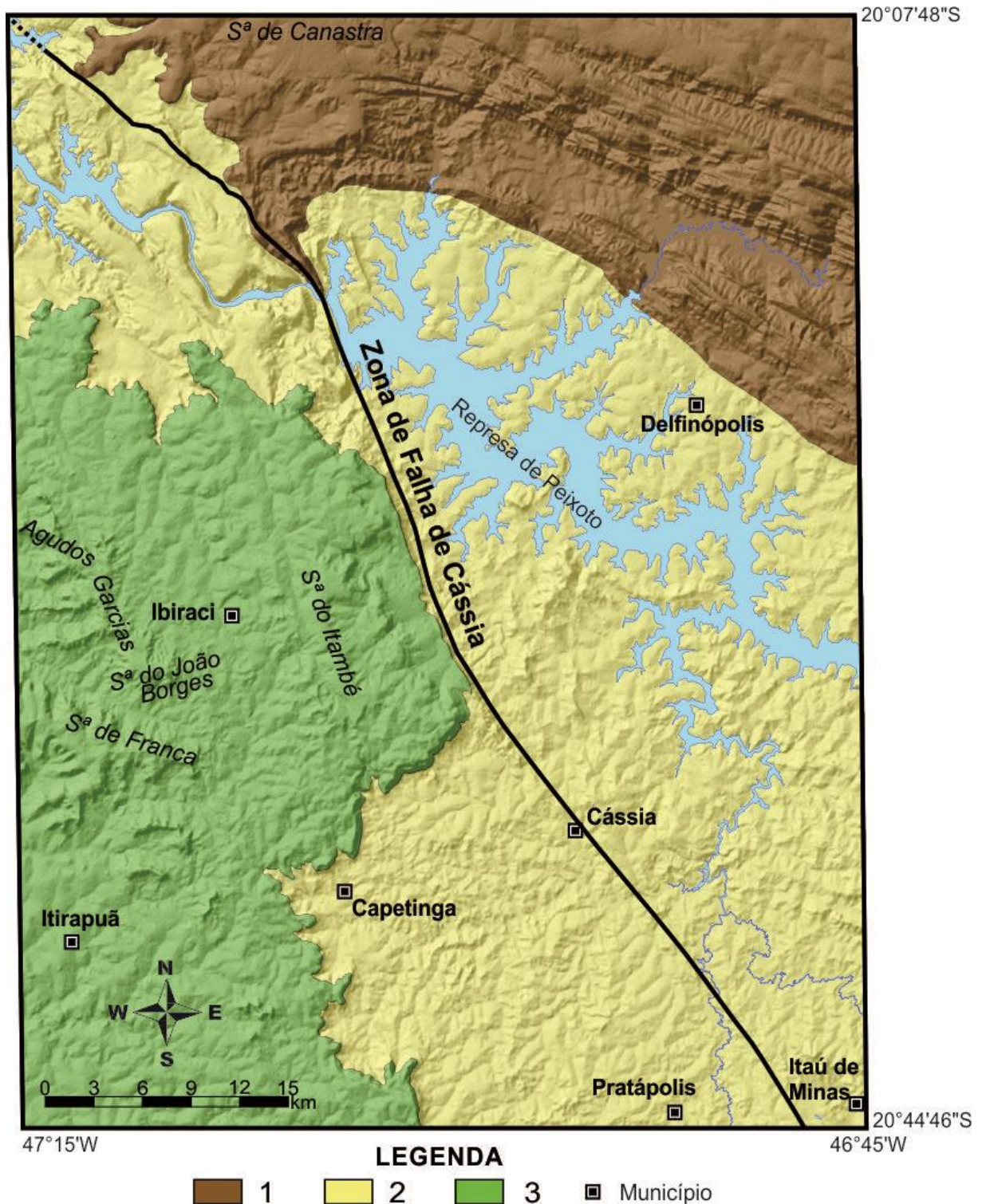


Figura 5.1- Mapa geomorfológico da área de estudos, com relevo sombreado (baseado em dados SRTM) ao fundo. Regiões Geomorfológicas: **1-** Serra da Canastra; **2-** Patamares da Canastra; **3-** Planaltos da Bacia do Paraná. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os Patamares da Canastra possuem relevo caracterizado por colinas amplas,

com topos planos e vertentes convexas. A densidade de drenagem é grosseira, com vales aprofundados em torno de 50 m. Nos arredores de Capetinga e Itaú de Minas o relevo é mais dissecado, com densidade de drenagem média a fina, e aprofundamentos de vales de até 80 m (GATTO et al., 1983). A maior dissecção se dá pelo contato de litologias com grande contraste de resistência à erosão, possibilitando a erosão diferencial. Isso ocorre especialmente nas proximidades de Itaú de Minas, onde ocorre xisto e filito intercalado com metacalcário e mármore, litologias atribuídas ao Grupo Bambuí e facilmente erodíveis.

5.3 Planaltos da Bacia do Paraná

Os Planaltos da Bacia do Paraná estão posicionados na borda oriental da bacia sedimentar homônima. O relevo é monoclinal, caracterizado por topos aplainados com suave caimento topográfico e estrutural para oeste, ou seja, para o interior da bacia. Este conjunto apresenta frentes escarpadas voltadas para leste, configurando típico relevo cuestiforme (GATTO et al., 1983). As cuevas se formaram em decorrência da intercalação dos arenitos eólicos da Formação Botucatu, com os basaltos e diabásios correlatos à Formação Serra Geral.

Segundo Gatto et al. (1983), os Planaltos da Bacia do Paraná podem ser divididos em duas unidades geomorfológicas, os Planaltos Residuais Cuestiformes e os Patamares Cuestiformes. Os Planaltos Residuais Cuestiformes constituem os desdobramentos mais intensos, onde o relevo apresenta os aspectos mais nítidos de cuevas, sendo internos à Bacia do Paraná. Esta unidade é restrita ao estado de São Paulo, tendo na Serra de Franca sua feição mais expressiva, onde atinge cotas superiores a 1.100 m de altitude (Figura 5.2). Porém, a erosão ao longo das principais drenagens resultou em trechos eventuais de coalescência do nível topográfico de seus reversos com as superfícies dos Patamares Cuestiformes.

Por sua vez, os Patamares Cuestiformes são caracterizados por relevo plano e/ou dissecado em interflúvios tabulares, amplos e convexizados, com topos posicionados em cotas da ordem de 1.000 m de altitude. Os vales geralmente são pouco aprofundados, porém, localmente encaixados. Este conjunto de relevos representa os desdobramentos de cuevas mais externas, podendo ser considerado com um degrau intermediário entre o Planalto Residual Cuestiforme e os Patamares da Canastra ao oeste (GATTO et al., 1983).

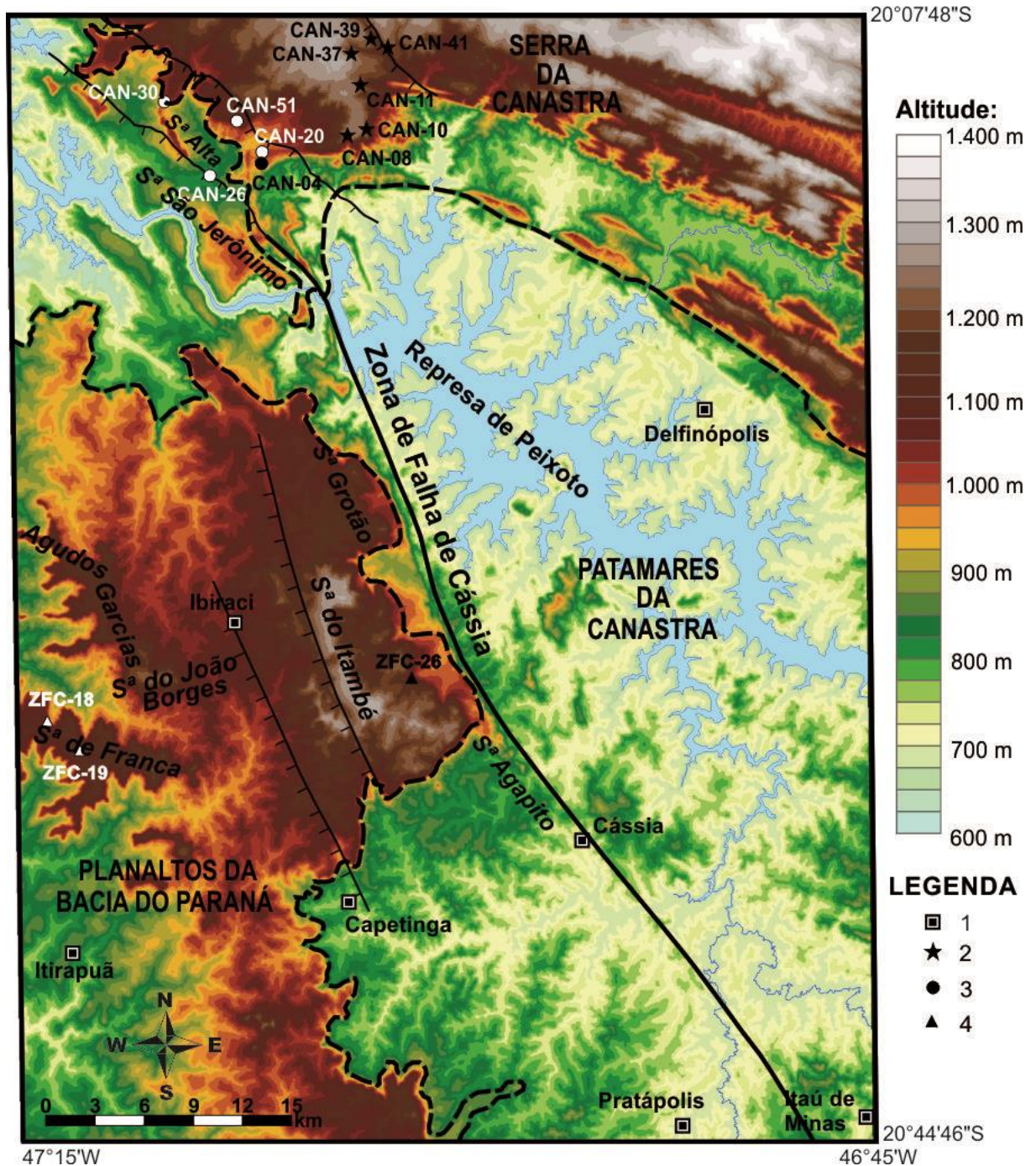


Figura 5.2- Modelo digital de elevação da área de estudos construído a partir de dados de interferometria de radar (SRTM). São destacados os domínios geomorfológicos, as principais elevações da região, bem como posicionados os pontos descritos contendo lateritas. Legenda: 1- Município; 2- Duricrust do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra; 3- Duricrust do Patamar Inferior da Serra da Canastra; 4- Duricrust do topo do Planalto de Franca. Fonte: Elaborado pelo autor.

6 ANÁLISE DE PRODUTOS GEOFÍSICOS

Como visto anteriormente, a região estudada é marcada por uma geologia complexa, não somente pelas sucessivas fases de deformação e metamorfismo registrados nas rochas do embasamento cristalino, mas também por se tratar de borda de bacia. Deste modo, era esperado que a aplicação de técnicas geofísicas neste variado conjunto litológico pudesse auxiliar no estudo da Zona de Falha de Cássia, bem como trazer informações complementares àquelas obtidas em campo. Para tanto, foram selecionados dois métodos geofísicos: gamaespectrometria e magnetometria.

6.1 Gamaespectrometria

O mapa gamaespectrométrico ternário RGB (K-eTh-eU) é uma imagem que corresponde a uma composição colorida onde os dados tratados do canal do potássio (^{40}K) são associados com tons de vermelho, o tório (^{232}Th) com tonalidades de verde, e o urânio (^{238}U) com o azul. Deste modo, as cores e tonalidades deste produto geofísico refletem a composição química do substrato da área analisada, relativamente aos três radioelementos citados anteriormente. Esta variação no teor dos radioelementos está relacionada com a mineralogia do substrato, podendo ser associada com diferenças litológicas ou na cobertura pedogenética.

Analizando o mapa gamaespectrométrico ternário da figura 6.1, verifica-se uma expressiva variação de cores e tonalidades, denotando uma distribuição heterogênea da concentração dos radionuclídeos na área estudada. Esta variação está intimamente relacionada com a rocha aflorante, refletindo diferenças nas composições química e mineral. Além disso, a altitude em que as rochas estão posicionadas também parece contribuir subordinadamente para este quadro. Deste modo, foram reconhecidos seis domínios geofísicos distintos na região em foco, denominados Canastra, Araxá, Itaú, Rio Grande, Bacia do Paraná e Coberturas Sedimentares.

O Domínio Geofísico Canastra é caracterizado pelas cores vermelho (denotando alto K), preto (baixa contagem dos três elementos), amarelo (alto K e Th, baixo U) e magenta (alto K e U, baixo Th). É composto por quartzito puro (metarenito) e quartzito micáceo (metassiltito) do Grupo Canastra.

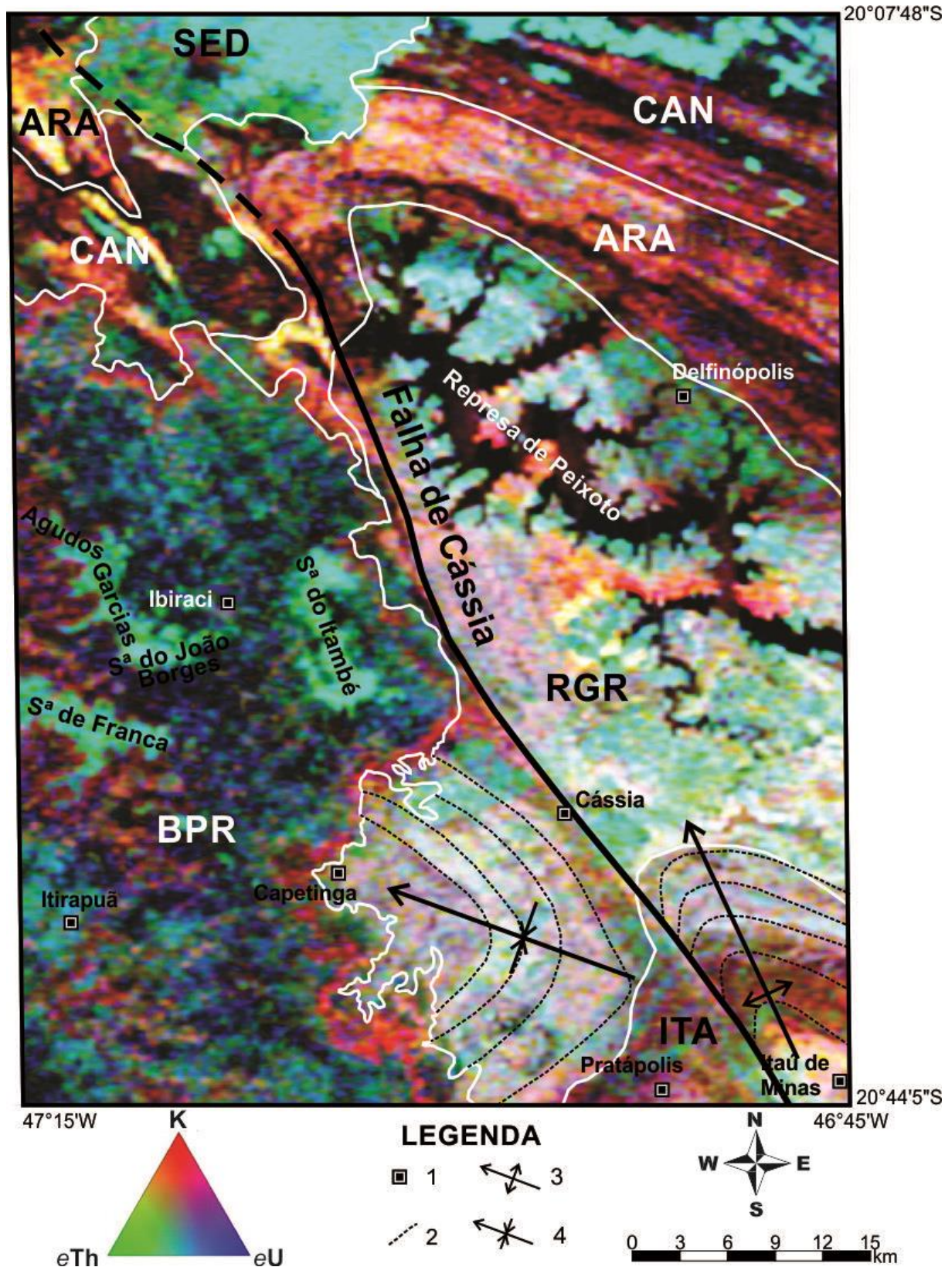


Figura 6.1- Mapa gamaespectrométrico ternário RGB (K-eTh-eU), ressaltando a Zona de Falha de Cássia (simplificada por um único traço) e algumas dobras tardias (D_3), sinforma de Capetinga e antiforma de Itaú. Legenda: 1- município; 2- traço da foliação dobrada; 3- antiforma; 4- sinforma. Fonte: Elaborado pelo autor.

O Domínio Geofísico Rio Grande exibe predominantemente as cores ciano (baixo K, alto Th e U), magenta (alto K e U, baixo Th) e branco (alta contagem dos três elementos). Está localizado no vale do Rio Grande, uma região deprimida posicionada em cotas da ordem de 700 m de altitude, onde afloram mica xisto, quartzito, gnaiss, e anfibolito subordinado, pertencentes ao Grupo Araxá. Em especial, o xisto e o gnaiss possuem mineralogia essencial dada por muscovita, biotita, feldspato potássico e plagioclásio, minerais relativamente ricos em potássio. Adicionalmente, possuem como minerais acessórios zircão, allanita e titanita, que podem conter urânio e tório em sua estrutura cristalina. Assim, tem-se valores relativamente altos nas contagens destes radioelementos. Além disso, a baixa altitude, próxima ao nível de base regional sugere menor potencial de lixiviação e intemperismo das rochas, refletindo nas tonalidades claras observadas no mapa gamaespectrométrico ternário.

Por sua vez, o Domínio Geofísico Araxá é caracterizado pelas cores magenta (alto K e U, baixo Th), laranja (alto K, algum Th e baixo U), amarelo (alto K e Th, baixo U) e vermelho (alto K). Está assentado sobre biotita xisto feldspático com intercalações de quartzito pertencentes ao Grupo Araxá, e nivelado em altitudes ligeiramente maiores que o domínio anterior, com cota média de 770 m.

O Domínio Geofísico Itaú é marcado pelas cores roxo (alto K e U, algum Th), magenta (alto K e U, baixo Th) e ciano (baixo K, alto Th e U). Nele afloram biotita gnaiss migmatizado atribuído ao Complexo Campos Gerais, bem como gnaiss do Grupo Araxá intercalado com filito, sericita xisto e lentes de metacalcário fino.

O Domínio Geofísico Bacia do Paraná é marcado por tonalidades mais escuras e cores azul (alto U, baixo K e Th), verde (alto Th), ciano (baixo K, alto Th e U) e vermelho (alto K). Está assentado sobre as rochas ígneas básicas da Formação Serra Geral e, subordinadamente, rochas sedimentares da Formação Botucatu e dos grupos Itararé e Bauru. Tais litotipos são empobrecidos nos radioelementos potássio, tório e urânio, relativamente às rochas metamórficas do embasamento cristalino, resultando no predomínio de tonalidades mais escuras.

Por fim, o Domínio Geofísico Coberturas Sedimentares exibe cores verde (alto Th) e ciano (baixo K, alto Th e U). Neste domínio afloram os arenitos eólicos da Formação Botucatu intercalados com os basaltos da Formação Serra Geral. Depósito arenoso, mais jovem, inconsolidado, de origem coluvial e ocorrência local, capeia parte das rochas da Bacia do Paraná.

Nos domínios geofísicos Bacia do Paraná, Coberturas Sedimentares e Canastra foram identificadas e delimitadas áreas de coloração ciano intenso, indicativa de concentração relativa de tório e urânio, em detrimento do potássio que foi lixiviado. Tais feições estão posicionadas em altas altitudes (entre 1.000 e 1.280 m), associadas a serras e chapadões de topo relativamente aplanado, que se destacam na paisagem da região (Serras da Canastra, de Franca, dos Garcias- João Borges e do Itambé). Trata-se da assinatura gamaespectrométrica típica de lateritas (GUNN et al., 1997), cuja ocorrência foi confirmada durante os trabalhos de campo. Material ferruginoso laterítico endurecido (*duricrust*) proveniente destas serras foi coletado em campo para caracterização macromorfológica, mineralógica e geoquímica, abordadas no capítulo 9 desta tese.

A observação mais cuidadosa do mapa gamaespectrométrico ternário (Figura 6.1) permitiu reconhecer e delinear grandes e importantes estruturas presentes no embasamento cristalino da área estudada. Deste modo foram traçadas grandes dobras regionais tardias (dobras da fase de deformação D₃): a sinforma de Capetinga, e a antiforma do Itaú. Tais estruturas puderam ser delineadas devido à natureza do substrato rochoso, dado pela intercalação de quartzito e xisto, entremeados por gnaiss e, subordinadamente anfibolito. Como discutido anteriormente, xisto e gnaiss são relativamente ricos nos três radioelementos, ao contrário de quartzito e anfibolito, devido a sua composição mineral. Assim, tem-se um alto contraste geofísico entre as rochas intercaladas, tornando possível a visualização e delineação destas estruturas regionais.

Adicionalmente, foi possível reconhecer o traçado da Zona de Falha de Cássia. A referida descontinuidade apresenta direção geral NNW-SSE, balizando a linha de escarpa das serras do Agapito e Itambé, e conseqüentemente o afloramento das rochas da Bacia do Paraná. A referida descontinuidade corta o Rio Grande, sofre leve inflexão para NW-SE, e avança em direção à localidade de Estreito, totalizando 95 km de extensão. Estes dados corroboram os resultados obtidos por Crósta et al. (1986), utilizando sensoriamento remoto e observações de campo, contrariando Wernick et al. (1981) e Simões (1995) que afirmam que a zona de falha é recoberta pelas rochas da Bacia do Paraná, não aflorando mais na região.

Novamente, a observação desta última estrutura decorre do grande contraste de cores e tonalidades produzido pelo deslocamento relativo entre os dois conjuntos rochosos (blocos a nordeste e sudoeste da falha) ao longo da descontinuidade.

6.2 Magnetometria

O mapa magnetométrico de sinal analítico da área de estudos (Figura 6.2) exhibe claramente uma distribuição heterogênea da intensidade de magnetismo. Podem ser observados dois grandes domínios geofísicos associados a coloração vermelha e magenta, denotando altos valores de sinal analítico. Tais domínios estão situados na porção oeste e sudoeste da área, na região de Capetinga-Ibiraci-Itirapuã, e ao noroeste, na região do Desemboque, locais onde afloram rochas da Bacia do Paraná. As altas intensidades de sinal analítico indicam rochas ricas em minerais magnéticos, sugerindo se tratarem dos basaltos e diabásios da Formação Serra Geral, que ocorrem extensivamente na região.

A região de Desemboque, na porção ocidental da Serra da Canastra, apresenta um corpo de basalto de formato alongado, segundo a direção NW-SE. Os limites do corpo ígneo são bem marcados pelo alto contraste magnético entre os basaltos, portadores de quantidades consideráveis de magnetita como componente acessório, e as rochas circundantes, representadas por quartzito, xisto e filito dos grupos Araxá e Canastra, bem como arenito quartzoso da Formação Botucatu, praticamente desprovidos de minerais magnéticos.

É interessante notar a passagem abrupta e fortemente retilínea do corpo de basalto para os metamorfitos do Grupo Canastra, sugerindo a ação de uma falha. Outra hipótese possível seria a ocorrência de paleo-relevo para explicar essa configuração, ou seja, supor a existência de um antigo alto topográfico que barrou os basaltos, que formam uma camada de aproximadamente 60 m de espessura como mostra a seção geológica (Figura 8.7), na época de sua formação/extrusão. Entretanto, apesar da ocorrência de paleo-relevo ser relativamente comum na área estudada (e.g. as serras do Agapito e Itambé), a estruturação dos quartzitos nos contrafortes da Serra da Canastra não é compatível com a orientação do limite dos basaltos. A primeira é marcada por bandamento composicional orientado segundo a direção geral E-W, com mergulho alto (85°) para sul, enquanto a borda do corpo basáltico possui direção NW-SE. Deste modo, a hipótese de paleo-relevo pode ser descartada.

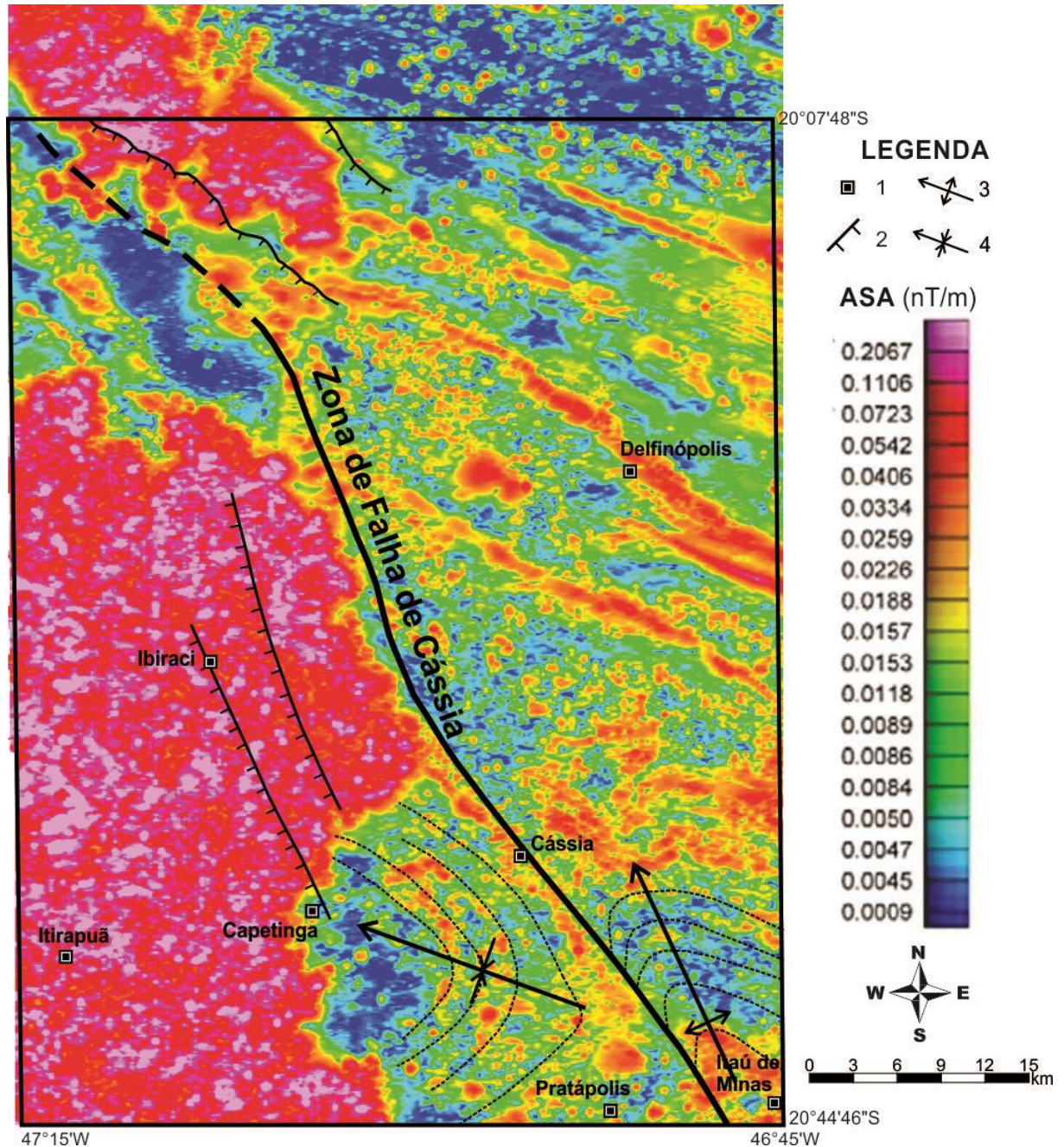


Figura 6.2- Mapa magnetométrico de amplitude de sinal analítico da área de estudos destacando as áreas de ocorrência de basaltos e diabásios da Formação Serra Geral em magenta, e a Zona de Falha de Cássia (simplificada por um único traço). Legenda: 1- município; 2- traço da foliação dobrada; 3- antiforma; 4- sinforma. Fonte: Elaborado pelo autor.

O mais provável é que os limites deposicionais dos arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral teriam se estendido além do registrado atualmente, avançando para norte e nordeste. Posteriormente, teria havido a ação de uma falha normal, com bloco baixo a oeste e traço em mapa aproximadamente paralelo ao Ribeirão da Ponte Queimada (orientação NW-SE). Esta descontinuidade provavelmente está relacionada à formação de um alto estrutural, o Soerguimento do

Alto Paranaíba, no Neocretáceo. Os processos erosivos subsequentes se encarregaram da retirada do material vulcano-sedimentar que serviu, juntamente com as rochas alcalinas da Província Ígnea Alto Paranaíba, de suprimento de sedimentos para as rochas do Grupo Bauru (FERNANDES, 1998; BATEZELLI, 2003).

Outro tipo de feição observado no mapa magnético de sinal analítico são domínios delgados de alta intensidade magnética. Tais domínios estão associados com a forte estruturação da área, delineando dobras tardias muito comuns na região.

VII. CARACTERIZAÇÃO DA ZONA MILONÍTICA

7.1 Aspectos Macro e Mesoscópicos

A região estudada é marcada por uma foliação regional de baixo ângulo (S_2) presente em quase todos os afloramentos observados. Trata-se do registro da principal fase de deformação da região, a fase D_2 , que está relacionada ao transporte e colocação da *Nappe* de Passos. A foliação S_2 se mostra localmente deformada por duas fases subsequentes, dentre elas a fase de deformação D_3 é a mais marcante. Esta última apresenta-se distribuída heterogeneamente, sendo expressa por grandes dobras tardias e pela faixa milonítica da Zona de Falha de Cássia.

A Zona de Falha de Cássia, como visto anteriormente, apresenta orientação preferencial segundo a direção NNW-SSE e sofre uma leve inflexão para NW-SE nas proximidades da Serra de São Jerônimo, logo ao norte do Rio Grande (Figura 4.2). A zona de falha exibe uma faixa de deformação bem definida que varia entre 0,5 e 3,0 km de largura (Figura 7.1), sendo composta essencialmente por rochas de falha da suíte milonítica desenvolvidas preferencialmente sobre quartzito, gnaiss e mica xisto pertencentes ao Grupo Araxá.

A Zona de Falha de Cássia é marcada por uma foliação milonítica bem definida, que pode ser classificada como xistosidade associada a bandamento composicional. Assim, tem-se a constituição de faixas quartzosas ou quartzo-feldspáticas alongadas e fortemente orientadas, paralelas a bandas micáceas. Além desta feição planar, as rochas miloníticas comumente apresentam grãos de quartzo e lentes de minerais estirados, caracterizando uma lineação de estiramento. Deste modo, tem-se que as rochas miloníticas podem ser classificadas como típicos tectonitos SL.

Através dos trabalhos de campo ao longo dos traços da zona de falha observou-se que a foliação milonítica apresenta orientação preferencial segundo a direção NNW-SSE, com mergulhos altos a subverticais para SSW. Analisando o estereograma de foliação milonítica da figura 7.2A, verifica-se orientação preferencial segundo a direção N27W, com mergulhos de médio a alto ângulo, predominando 60°, para o quadrante sudoeste.

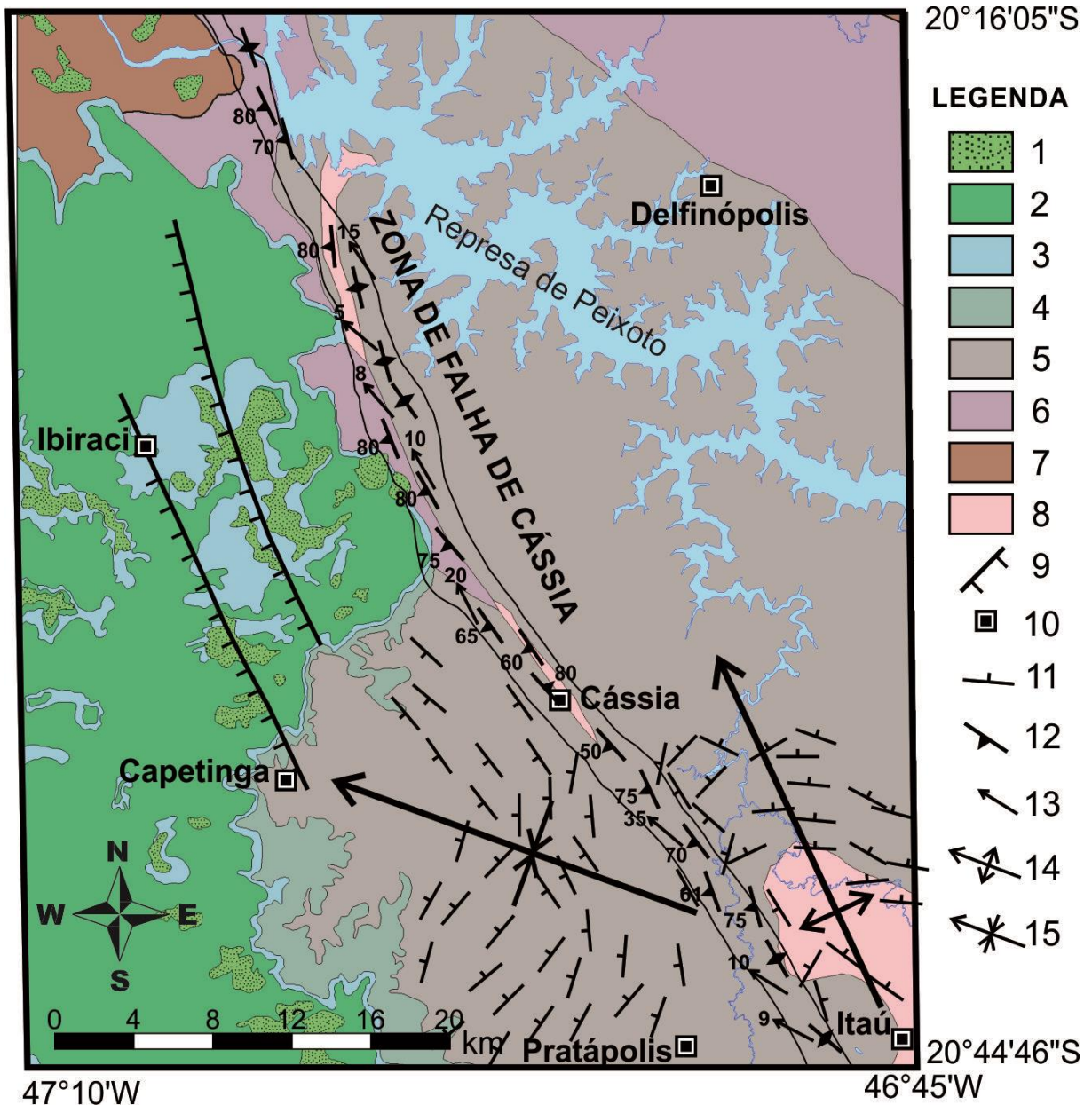


Figura 7.1- Mapa geológico-estrutural da área estudada, mostrando a foliação milonítica e a lineação de estiramento da Zona de Falha de Cássia, bem como as dobras de arrasto (dobras D_3) representadas pela antiforma de Itaú e a sinforma de Capetinga. Legenda: Bacia do Paraná: 1- Grupo Bauru, 2- Formação Serra Geral, 3- Formação Botucatu, 4- Grupo Itararé; Embasamento cristalino: 5- Grupo Araxá, 6- Grupo Araxá, 7- Grupo Canastra, 8- Complexo Campos Gerais; 9- Falha normal; 10- Município; 11- foliação principal; 12- foliação milonítica; 13- lineação de estiramento; 14- Antiforma; 15- Sinforma. Fonte: Elaborado pelo autor.

Considerando o estereograma da figura 7.2B, verifica-se que a lineação de estiramento apresenta suave caimento (7°) para N47W. Assim, a relação geométrica entre a foliação milonítica e a lineação de estiramento permite classificar a Zona de Falha de Cássia como uma zona de falha oblíqua, com componente direcional principal.

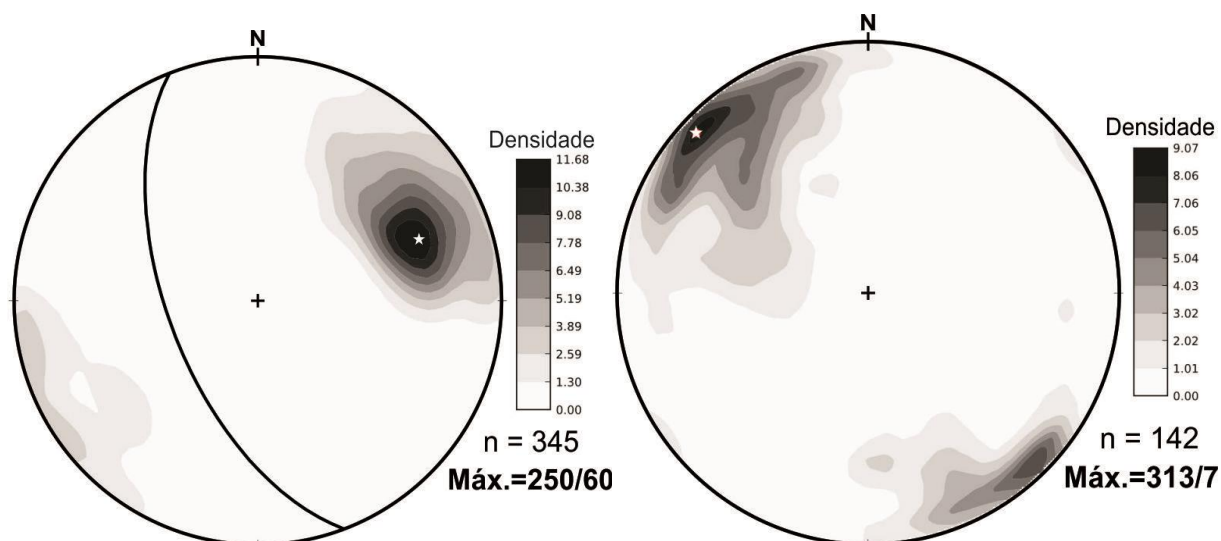


Figura 7.2- Estereogramas de contorno de polo da foliação milonítica **(A)** e da lineação de estiramento **(B)** da Zona de Falha de Cássia. Diagrama de Schmidt-Lambert, projeção no hemisfério inferior.

Na região entre Cássia e Itaú de Minas a foliação principal (S_2) apresenta baixo ângulo, porém, nas proximidades da Zona de Falha de Cássia esta é deformada, sendo infletida para dentro da zona de falha. Deste modo, são delineadas duas grandes dobras regionais: a sinforma de Capetinga e a antiforma de Itaú. Tais dobras podem ser reconhecidas em mapa (Figuras 6.1 e 7.1) e também no estereograma da foliação S_2 (Figura 7.3), cujos polos se ajustam a um padrão em guirlanda, indicando eixos de dobramento com suave caimento (20° e 22° , respectivamente) para WNW (N70W) e NNW (N25W), respectivamente para a sinforma de Capetinga e a antiforma de Itaú. Tais feições estão claramente relacionadas com a movimentação da Zona de Falha de Cássia, sendo portanto, interpretadas como dobras de arrasto. Adicionalmente, o padrão de assimetria das dobras é compatível com movimentação sinistral (Figura 7.1), constituindo assim um importante indicador cinemático macroscópico regional.

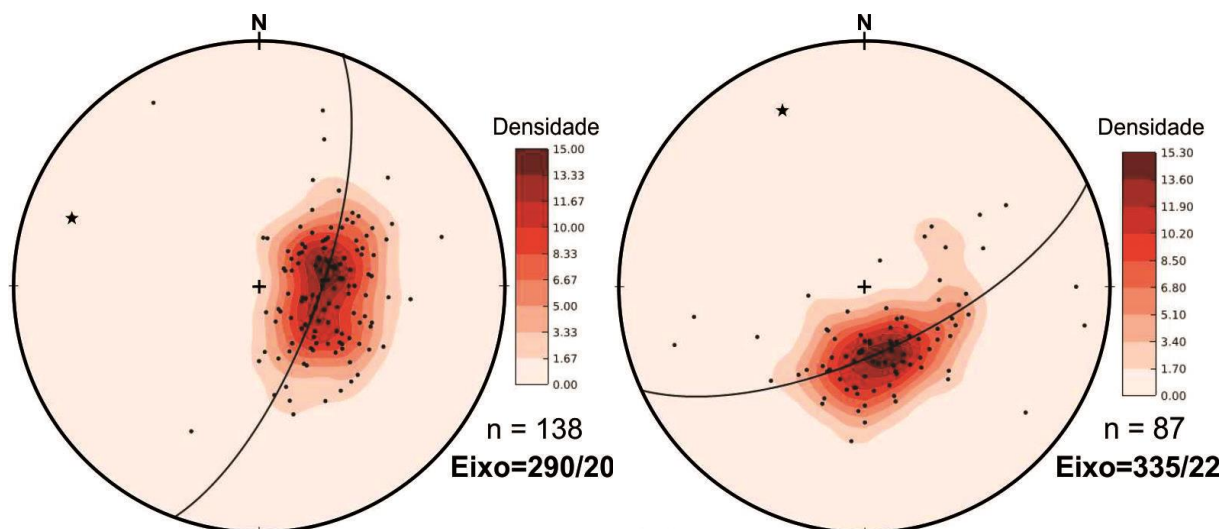


Figura 7.3- Estereograma de contorno de polo da foliação principal S_2 delineando dobras regionais: **(A)** Sinforma de Capetinga e **(B)** Antiforma de Itaú. Diagrama de Schmidt-Lambert, projeção no hemisfério inferior.

Em escala de afloramento (mesoescala) foram observados ainda gnaisses contendo porfiroclastos de feldspato com sombra de deformação assimétrica (Figura 7.4A), indicativa de movimentação predominantemente sinistral. Outro indicador cinemático mesoscópico importante são pequenas dobras (Figura 7.4B) associadas ao cisalhamento, cuja assimetria observada também foi compatível com cinemática sinistral.

Portanto, considerando a relação angular entre a foliação milonítica (N27W/60SW) e a lineação de estiramento (N47W/7), juntamente com a indicação de cinemática sinistral, é possível classificar a Falha de Cássia como zona de cisalhamento oblíqua, com movimentação principal transcorrente sinistral e componente inversa subordinada.

Nos arredores de Cássia ocorrem ainda duas grandes lentes compostas por gnaiss e migmatito fortemente milonitizados. Tais rochas são atribuídas ao Complexo Campos Gerais (Figura 7.1) e voltam a aflorar somente nas proximidades de Itaú de Minas. Assim, estes corpos lenticulares são interpretados como lascas do embasamento embutidas tectonicamente na sequência alóctone da *Nappe* de Passos (Grupo Araxá) em decorrência da movimentação da Zona de Falha de Cássia.

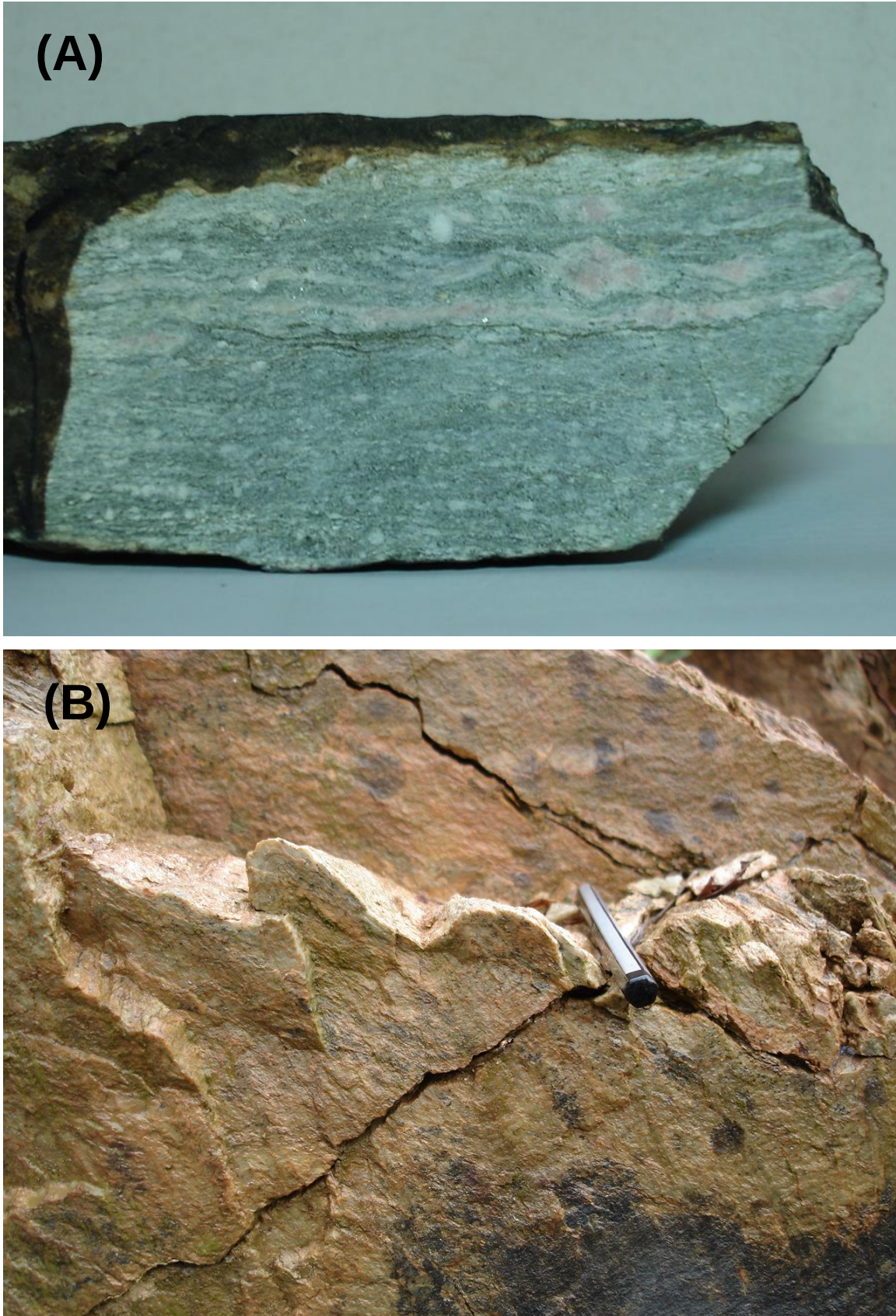


Figura 7.4- (A) Gnaiss cortado exibindo porfiroclasto de feldspato com sombra de deformação assimétrica indicativa de movimentação sinistral (amostra orientada – Ponto TF-04). (B) Pequenas dobras em quartzito intercalado com muscovita xisto exibindo assimetria compatível com cinemática sinistral (visada NW).

7.2 Petrografia e Microestruturas

A foliação principal (S_2) da região estudada corresponde a uma xistosidade em escala de afloramento. Entretanto, em alguns locais foi reconhecida na petrografia uma clivagem de crenulação apertada. Esta foliação apresentando em geral baixo ângulo de mergulho e, segundo Simões (1995) ocorre extensivamente na *Nappe* de Passos.

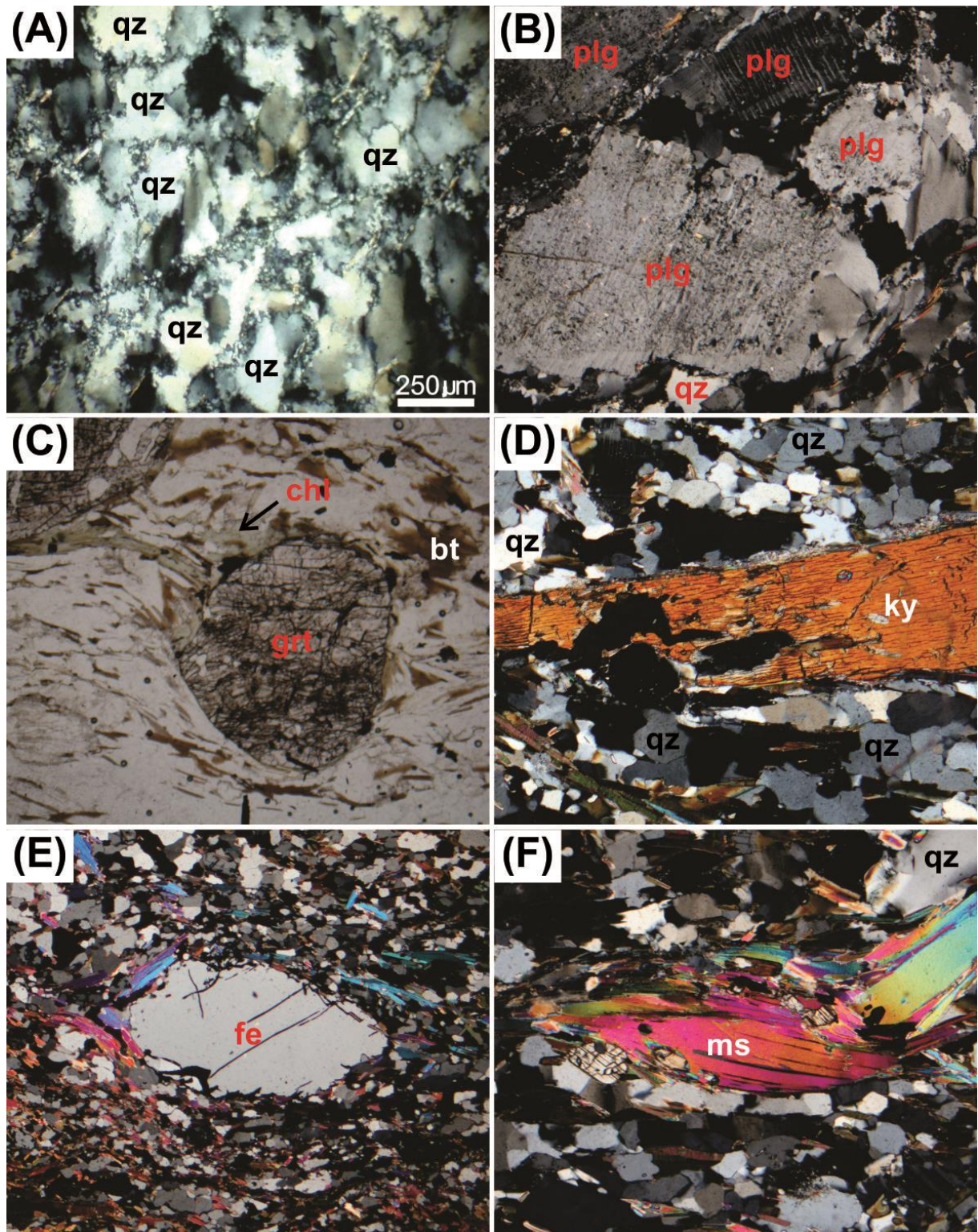
A faixa de deformação associada a Zona de Falha de Cássia abrange essencialmente quartzito, mica xisto e gnaiss do Grupo Araxá. Tais litotipos foram estudados ao microscópio óptico convencional, dentro e também fora da zona deformada, a fim de reconhecer adequadamente as condições deformacionais e metamórficas reinantes durante a deformação dúctil cisalhante.

7.2.1 Quartzito

O quartzito é composto essencialmente por quartzo, com quantidade variável de muscovita. Minerais opacos, turmalina, zircão, granada, cianita, epídoto e feldspato podem ocorrer como minerais acessórios. Este tipo de rocha apresenta textura granoblástica, com granulação variando de fina a grossa. A principal microestrutura observada na rocha fora da zona de falha foi a extinção ondulante incipiente no quartzo.

A deformação imposta pela Zona de Falha de Cássia aos quartzitos é bem registrada no quartzito. O referido mineral ocorre como grãos de tamanho médio entre 0,3 e 0,4 mm; podendo localmente formar *ribbons*. Também foram observadas fortes evidências de recristalização dinâmica por migração de limite de grão de baixa temperatura (*bulging*, Prancha 7.1A). Este processo é marcado por grãos antigos/reliquiários com bordas irregulares e contato lobulado, envolto por diminutos grãos recristalizados. O quartzo exibe ainda feições indicativas de expressiva deformação intracristalina, como extinção ondulante, que varia de irregular (*patchy*) a generalizada (*sweeping*); boa orientação cristalográfica; e lamelas de deformação (*deformation lamellae*) locais.

Outro mineral comum é a muscovita. Esta mica ocorre como cristais placoides de comprimento geralmente inferior a 1,0 mm. A muscovita exibe ainda microestruturas indicativas de deformação intracristalina como extinção ondulante intensa, lamelas curvadas e raros *kinks*.



Prancha 7.1- Fotografias de seções delgadas mostrando: (A) Grãos de quartzo (qz) exibindo recristalização dinâmica por *bulging*. (B) Processo de saussuritização intensa em plagioclásio (plg). (C) Substituição parcial de granada (grt) e biotita (bt) em clorita (chl). (D) Cristal de cianita (ky) sendo alterado para aluminossilicatos. (E) Porfiroclasto de feldspato (fe) exibindo sombra de *strain* assimétrica. (F) Agregado sigmoidal (mica-fish) de muscovita (ms). Base das fotos mede aproximadamente 2,0 mm, exceto em (A).

O quartzito geralmente dá origem a protomilonitos, devido a sua composição e

reologia de seus minerais constituintes. Os principais indicadores cinemáticos relacionados com a milonitização observados foram agregados sigmoidais de muscovita (*mica-fish*), estruturas S/C, e grãos de quartzo portando bandas de deformação orientadas obliquamente (entre 45 e 60°) à foliação milonítica (S₃). Todos os indicadores apresentam assimetria compatível com movimentação sinistral. Por fim, foram observados cristais de granada sendo alterados para clorita, indicando metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde) associado à milonitização.

7.2.2 Mica xisto

O mica xisto apresenta mineralogia principal dada por micas (muscovita e/ou biotita) e quartzo. Minerais opacos, clorita, plagioclásio, turmalina, epídoto, feldspato potássico, zircão, titanita, allanita, granada e cianita ocorrem como acessórios. Esta litologia exibe textura lepidoblástica a grano-lepidoblástica, de granulação fina a grossa. As associações minerais indicam metamorfismo de médio grau, fácies anfibolito para a fase D₂. Além disso, a principal microestrutura observada nas rochas fora da zona de falha foi a extinção ondulante irregular nos cristais de quartzo e nas micas.

Os xistos deformados pela Zona de Falha de Cássia apresentam grãos de quartzo com as mesmas características e feições de deformação intracristalina descritas anteriormente para os quartzitos. A muscovita, por sua vez, ocorre como cristais placoides de tamanho variável entre 0,3 e 1,0 mm. A mica apresenta fortes indícios de deformação intracristalina importante, como extinção ondulante generalizada, lamelas curvadas, *kinks* locais e formação de arcos poligonais em ápices de dobras fechadas.

Outra mineral essencial é a biotita castanha a castanho-avermelhada, que apresenta características e microestruturas semelhantes à muscovita, exceto pela não formação de arcos poligonais.

O mica xisto deformado pela Zona de Falha de Cássia pode constituir milonito, protomilonito, ou filonito. Este último corresponde a uma rocha de falha finamente foliada, composta essencialmente por quartzo e mica de granulação fina, com fortes indícios de recristalização dinâmica. Os principais indicadores cinemáticos observados nas rochas miloníticas associadas à zona de falha foram agregados sigmoidais de muscovita (*mica-fish*, Prancha 7.1F), estrutura S/C, e finos grãos de quartzo recristalizados e orientados obliquamente à foliação milonítica (S₃),

caracterizando uma foliação oblíqua. A assimetria destas microestruturas é predominantemente compatível com cinemática sinistral.

Adicionalmente, observou-se a ocorrência de porfiroblastos de granada (de até 3,0 mm de diâmetro) alterando para biotita, clorita e sericita; bem como o processo de cloritização parcial a total da biotita; e a alteração da cianita em sericita. Assim, tem-se a indicação de metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, zona da clorita para a milonitização (fase D₃).

7.2.3 *Gnaisse*

O gnaisse é composto basicamente por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e micas (biotita e muscovita). A mineralogia acessória é dada por granada, epídoto, clorita, opacos, hornblenda, zircão, titanita e allanita. A textura da rocha é grano-lepidoblástica, de granulação média a grossa. Novamente tem-se associações minerais indicativas de metamorfismo em fácies anfibolito para a fase D₂.

A deformação imposta pela Zona de Falha de Cássia aos gnaisses está bem registrada em alguns minerais. O plagioclásio pode ocorrer na matriz da rocha como grãos de tamanho médio entre 0,3 e 0,5 mm, ou como porfiroclastos (Prancha 7.1E) de dimensões entre 1,0 a 5,5 mm. As principais microestruturas observadas foram extinção ondulante irregular a generalizada, lamelas de geminação de crescimento curvadas, geminação de deformação e raros *kinks*, denotando intensa deformação intracristalina. O feldspato potássico ocorre de maneira semelhante ao plagioclásio, porém, geralmente em menores abundância e dimensões.

O plagioclásio e o feldspato potássico se mostram seccionados por fraturas intra- a transgranulares localizadas. Mais raramente alguns cristais destes feldspatos exibiram bordas localmente irregulares em contato com diminutos cristais do mesmo mineral, indicando tratarem-se de produto de fragmentação e moagem, caracterizando feições de deformação rúptil.

O quartzo ocorre como cristais de granulação média entre 0,2 e 0,6 mm. Há fortes evidências de recristalização dinâmica por *bulging* (Prancha 7.1A), bem como de expressiva deformação intracristalina, registrada pela extinção ondulante irregular a generalizada, boa orientação cristalográfica, formação de lamelas de deformação e rara geminação de deformação.

Os gnaisses deformados pela Zona de Falha de Cássia resultaram essencialmente na formação de milonitos e protomilonitos. Os principais indicadores

cinemáticos observados foram porfiroclastos com sombra de deformação assimétrica tipo σ e, subordinadamente, δ ; estrutura S/C; agregados sigmoidais de muscovita e biotita (*mica-fish*); e formação de lamelas de deformação em quartzo e grãos recristalizados do mesmo mineral orientados obliquamente à foliação milonítica (S_3). A assimetria predominante é compatível com cinemática sinistral, com raros casos destrais.

Por fim, foram observados porfiroblastos de granada sendo alterados para biotita, clorita e sericita; substituição parcial a total da biotita por clorita; e alguns cristais de feldspato potássico com bordas recristalizadas em albita. Assim, depreende-se metamorfismo de baixo grau, em fácies xisto verde, zona da clorita.

7.2.4 Metamorfismo

A constatação de expressivo processo de recristalização dinâmica do quartzo por migração de limite de grão de baixa temperatura (*bulging*, Prancha 7.1A), associado com extensivos processos de alteração da granada em biotita, clorita (Prancha 7.1C) e sericita; substituição parcial a total da biotita em clorita (Prancha 7.1C); e a formação de sericita a partir da cianita (Prancha 7.1D); indicam que a deformação associada à Zona de Falha de Cássia atingiu condições metamórficas de baixo grau, fácies xisto verde, zona da clorita. Além disso, a observação de feições rúpteis no plagioclásio e feldspato potássico evidencia que a deformação foi de caráter dúctil-rúptil. Tratam-se de típicos milonitos de baixo grau (*sensu* TROUW, PASSCHIER & WIERSMA, 2010), formados em temperaturas inferiores a 500°C.

7.3 Mapa de Intensidade de Deformação

O mapa de intensidade de deformação (ou grau de milonitização) de uma falha procura mostrar a variação relativa da intensidade da deformação cisalhante registrada nas rochas ao longo de toda a extensão da zona deformada. Para tanto, foram considerados principalmente critérios petrográficos, como o grau de desenvolvimento de feições indicativas de deformação intracristalina observadas principalmente no quartzo, plagioclásio e feldspato potássico; e o grau de desenvolvimento de microestruturas indicativas de sentido de cisalhamento.

Dada a grande extensão da área estudada, também foram considerados critérios mesoscópicos, baseados em parâmetros texturais da rocha, como a razão

porfiroclastos-matriz. Isto se deve ao fato de, para um mesmo protólito, o aumento progressivo da deformação tende a reduzir a quantidade de porfiroclastos e aumentar a porcentagem de matriz da rocha, resultando na passagem protomilonito-milonito-ultramilonito. Neste caso, também foi levado em consideração que os litotipos apresentam diferentes potenciais de formação de rochas miloníticas. Assim, este último critério teve seu uso restrito a gnaisses e xistos feldspáticos.

Deste modo, a faixa deformada pela Zona de Falha de Cássia foi classificada segundo três domínios/níveis de intensidade de deformação: incipiente, moderado e intenso. As rochas incipientemente deformadas exibem poucas feições indicativas de deformação intracristalina, em geral extinção ondulante irregular nos feldspatos e generalizada no quartzo. Além disso, foram observados indicadores cinemáticos em pequena quantidade e pouco desenvolvidos, geralmente restritos a estrutura S/C. Assim, tem-se uma rocha levemente deformada, em relação às encaixantes.

Por sua vez, as rochas intensamente deformadas apresentam microestruturas em maior quantidade e melhor desenvolvidas. O quartzo exibe extinção ondulante generalizada (*sweeping*), boa orientação cristalográfica e lamelas de deformação. Os feldspatos apresentam extinção ondulante, lamelas de geminação curvadas, geminação de deformação e feições rúpteis nas bordas de alguns grãos. Os indicadores cinemáticos observados foram estruturas S/C e C', *mica-fish*, dobras assimétricas, porfiroclastos com sombra de *strain* assimétrica, lamelas de deformação oblíquas e foliação oblíqua. Assim, tem-se evidências de forte deformação intracristalina.

As rochas moderadamente deformadas apresentam evidências de deformação intracristalina e indicadores cinemáticos em quantidade e grau de desenvolvimento intermediário entre os dois níveis descritos anteriormente.

Analisando o mapa de intensidade de deformação da Zona de Falha de Cássia (Figura 7.5), verifica-se que os domínios deformacionais configuram faixas alongadas e relativamente delgadas desenvolvidas paralelamente aos traços da falha. Assim, tem-se a ocorrência de faixas de rochas intensamente deformadas, representando os traços principais da zona de falha. Tais faixas geralmente são envolvidas por rochas moderadamente deformadas, que predominam no registro da Zona de Falha de Cássia. Por fim, este domínio transiciona para rochas incipientemente deformadas, concentradas nas zonas mais externas da faixa de deformação, no contato com as encaixantes, especialmente o bloco a NE da descontinuidade.

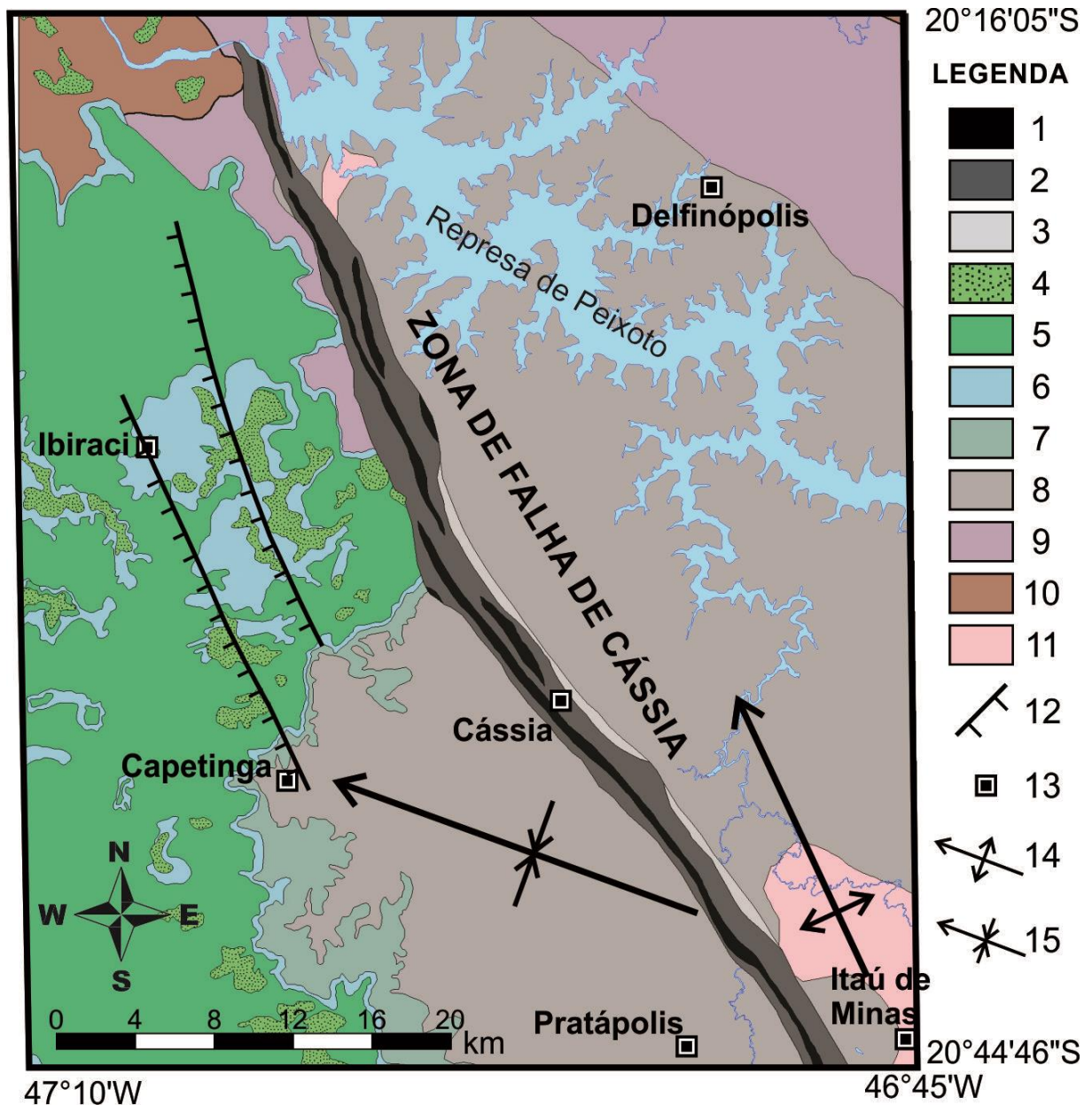


Figura 7.5- Mapa de intensidade de deformação ou grau de milonitização da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor. Legenda: Domínios de intensidade de deformação: 1- Intensa, 2- Moderada, 3- Incipiente; Bacia do Paraná: 4- Grupo Bauru, 5- Formação Serra Geral, 6- Formação Botucatu, 7- Grupo Itararé; Embasamento cristalino: 8- Grupo Araxá, 9- Grupo Araxá, 10- Grupo Canastra, 11- Complexo Campos Gerais; 12- Falha normal; 13- Município; 14- Antiforma; 15- Sinforma. Fonte: Elaborado pelo autor.

7.4 Aspectos Geomorfológicos

O quadro geomorfológico associado à deformação dúctil está relacionado ao relevo antigo, Pré-Cambriano. Este é caracterizado por grandes dobras regionais tardias (Figura 7.6), delineando sucessivas antiformas e sinformas, representadas pela braquissinormal de Passos, sinformas de Capetinga e do Chapadão, antiformas de Itaú e de Pratapolis. Além disso, as rochas metamórficas formam camadas de

inclinação moderada, marcadas pelo alinhamento de cristas assimétricas, definindo *hogbacks* (Figura 7.7). O conjunto rochoso deformado/dobrado encontra-se atualmente em avançado estado de erosão, expondo seus núcleos de rochas mais antigas, caracterizando assim, clássico relevo apalachiano.



Figura 7.6- Camada de quartzito dobrado. Ao fundo a região da Represa de Peixoto. Ponto CAN-04.



Figura 7.7- Camada de quartzito inclinada resultando em um *hogback*. Ponto CAN-01.

8 DEFORMAÇÃO EMINENTEMENTE RÚPTIL

Durante os trabalhos de campo verificou-se que o registro da deformação ao longo da Zona de Falha de Cássia não está restrito somente às zonas miloníticas. Há várias evidências de deformação de caráter eminentemente rúptil, como falhas discretas e ocorrências expressivas de rochas de falha tipicamente rúpteis, da suíte cataclástica.

8.1 Falhas Associadas

A principal descontinuidade presente na área de estudos é, sem dúvida, a Zona de Falha de Cássia. Entretanto, a região apresenta um conjunto de falhas de menor porte presentes em duas regiões: ao oeste, nas proximidades de Ibiraci e Capetinga; e ao norte e noroeste, em Desemboque (Figura 4.2).

Durante os trabalhos de campo foram reconhecidas pequenas falhas rúpteis ao longo da faixa de deformação principal da Zona de Falha de Cássia. Tais descontinuidades ocorrem cortando preferencialmente as rochas metamórficas do Grupo Araxá (Figuras 8.1 e 8.2). No estereograma da figura 8.3 encontram-se plotados os planos de falha e estrias de atrito medidos. Assim, é possível observar um pequeno conjunto de oito falhas indeterminadas, cujos planos de falha apresentam orientação variando entre NNW a WSW, e mergulhos de baixo ângulo a verticais, com caimento preferencial para o quadrante SW. Também foram levantados dados estruturais de outras cinco falhas, das quais três são orientadas segundo a direção N20-50W, com médio a alto ângulo de mergulho para SW, portando estrias de atrito de sentido de mergulho, denotando tratarem-se de falhas normais. Deste modo, o conjunto de dados estruturais sugere uma reativação da Zona de Falha de Cássia como uma falha normal com bloco baixo a SW.



Figura 8.1- Falha normal em quartzito do Grupo Araxá no leito do Ribeirão do Castelhana (visada NW). Ponto CAN-24.



Figura 8.2- Quartzito do Grupo Araxá falhado e com estrias de atrito de sentido de mergulho (paralelo ao palito), denotando falha normal (visada NE). Ponto CAN-24.

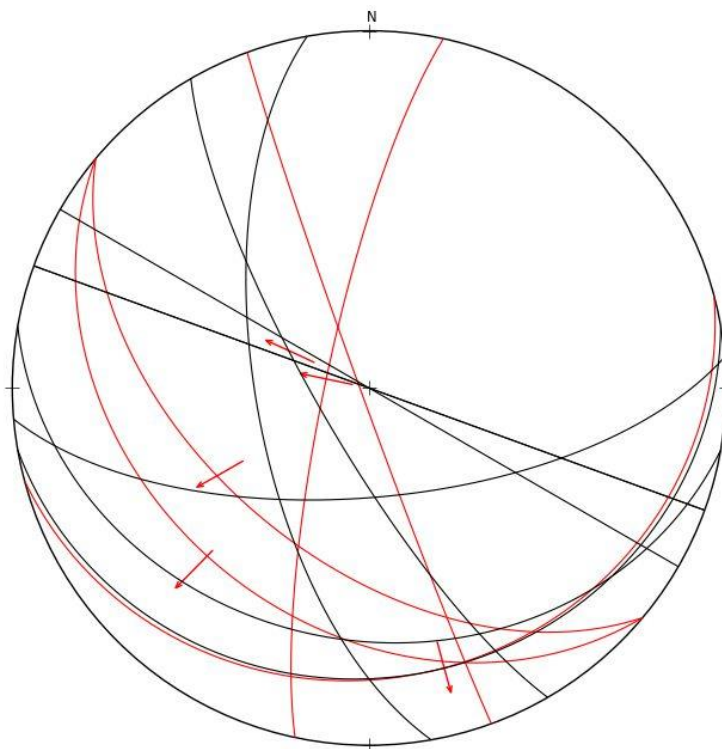


Figura 8.3- Estereograma mostrando as falhas normais (traço espesso) e falhas indeterminadas (traço fino) medidas ao longo da Zona de Falha de Cássia. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

8.1.1 Região de Capetinga-Ibiraci

Esta região, posicionada a oeste da Zona de Falha de Cássia, está inserida no domínio geológico da Bacia do Paraná. Nesta área, Perdoncini (2003) caracterizou uma série de pequenas falhas, das quais duas foram observadas durante os trabalhos de campo realizados. A primeira falha passa a oeste da Serra do Itambé e se estende por aproximadamente 23 km. A descontinuidade aflora cortando e deslocando basaltos da Formação Serra Geral e os arenitos da Formação Botucatu, neste último caso como falha sin-sedimentar (Figura 8.4). Esta descontinuidade apresenta orientação geral NW-SE (N52W e N60W), com médio ângulo de mergulho (49° e 35°) para SW, e estrias de atrito de sentido de mergulho, caracterizando falhas normais, como mostra o estereograma da figura 8.5.



Figura 8.4- Falha normal sin-sedimentar cortando os arenitos da Formação Botucatu (visada norte). Extraído de Perdoncini (2003).

A segunda falha, mais a oeste, passa por Capetinga e Ibiraci e apresenta cerca de 22 km de extensão. A referida descontinuidade afeta o registro sedimentar-magmático da Bacia do Paraná e também atinge o embasamento cristalino, representado pelas rochas metamórficas do Grupo Araxá. A estrutura possui orientação geral NW-SE (N61W), com alto ângulo de mergulho (80°) para SW, com estrias de atrito de mergulho, definindo falha do tipo normal (estereograma da figura 8.5).

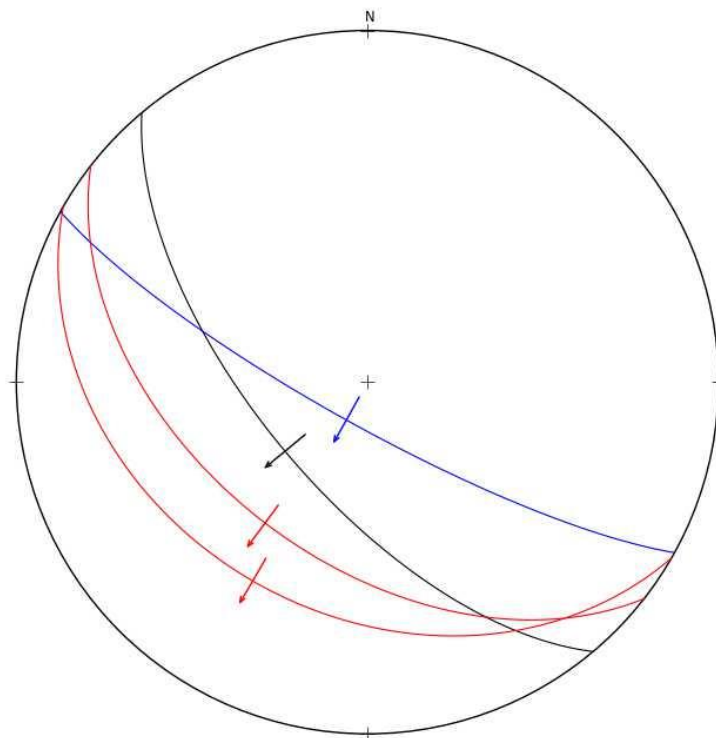


Figura 8.5- Estereograma mostrando as falhas medidas (plano de falha, estria de atrito e sentido de movimentação) para a Falha do Itambé (traço vermelho), de Ibiraci (traço azul), e dos Cocos (traço preto). Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

As duas discontinuidades descritas possuem traçado em mapa paralelo à Zona de Falha de Cássia (Figura 4.2). Analisando as três falhas normais em conjunto, tem-se a configuração de um arranjo em blocos escalonados progressivamente rebaixados para oeste, como mostra a seção geológica da figura 8.6.

8.1.2 Região de Desemboque

A região de Desemboque está situada ao norte da área de estudos, porção ocidental da Serra da Canastra. A leste do traço da Zona de Falha de Cássia foi identificada uma discontinuidade com traçado irregular, passando pelo Morro dos Cocos, perfazendo aproximadamente 23 km de extensão. A estrutura possui orientação geral NW-SE (N40W), paralela à Zona de Falha de Cássia, com mergulho moderado (65°) para SW e estrias de atrito de sentido de mergulho, caracterizando uma falha normal (estereograma da figura 8.5).

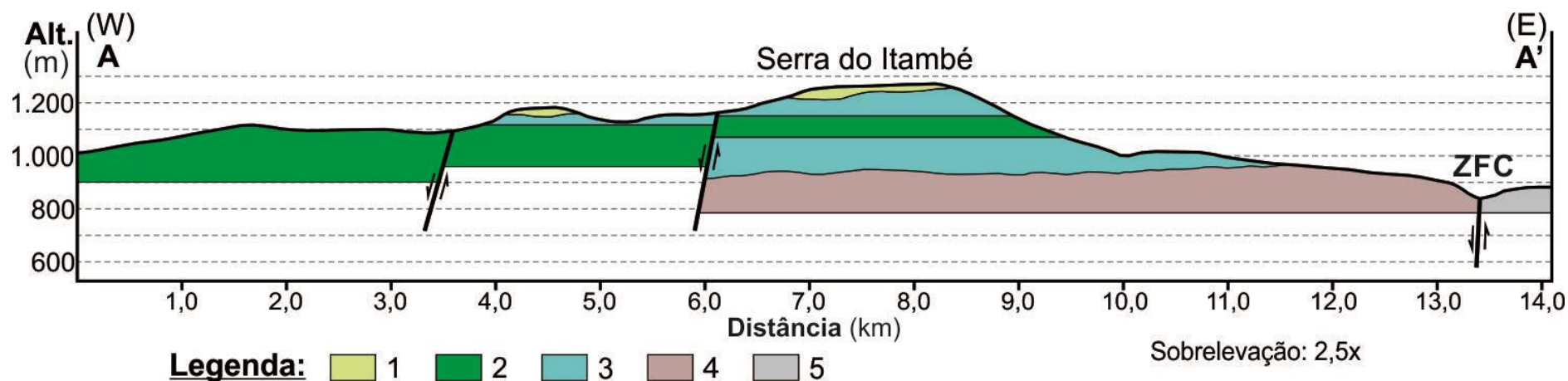


Figura 8.6- Seção geológica AA' destacando as falhas normais em arranjo de blocos escalonados progressivamente rebaixados para W. Legenda: 1- Grupo Bauru; 2- Formação Serra Geral; 3- Formação Botucatu; 4 e 5- Grupo Araxá; ZFC- Zona de Falha de Cássia. Fonte: Adaptado de Perdoncini (2003).

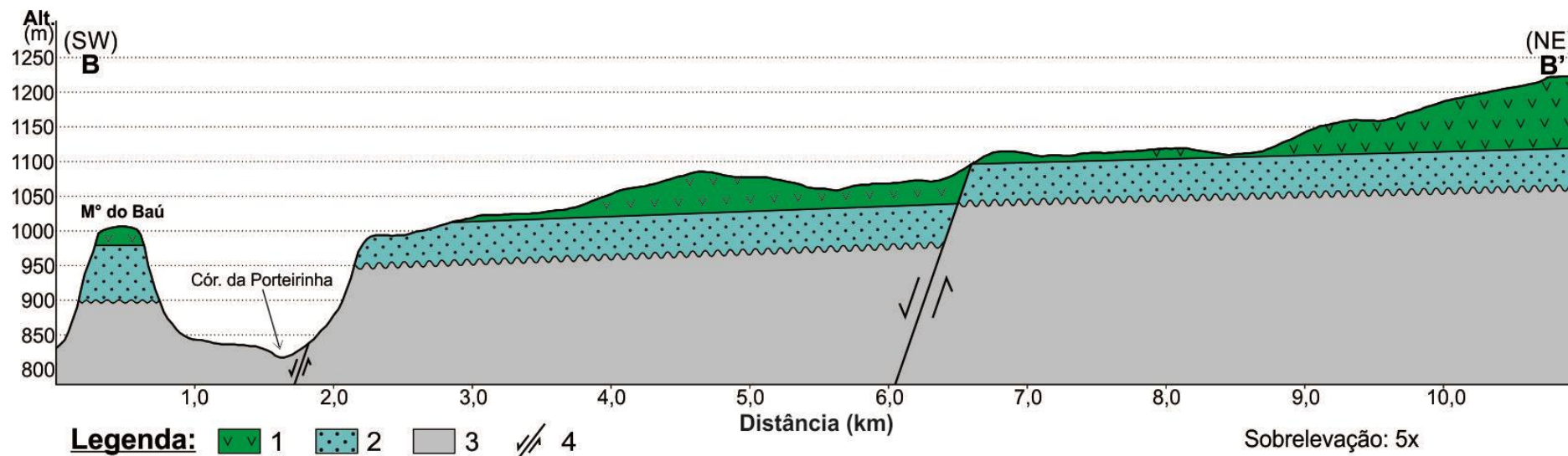


Figura 8.7- Seção geológica BB' (Serra da Canastra), destacando o conjunto de falhas normais em arranjo de blocos escalonados progressivamente rebaixados para W. Legenda: 1- Formação Serra Geral, 2- Formação Botucatu, 3- Grupo Araxá, 4- Falha. Fonte: Elaborado pelo autor.

Esta falha afeta e desloca principalmente os basaltos da Formação Serra Geral e arenitos e conglomerados da Formação Botucatu. A seção geológica (Figura 8.7) sugere ainda variação na espessura das camadas rochosas afetadas pela descontinuidade, indicando se tratar de provável falha sin-sedimentar.

Como já discutido no item 6.2, os dados de magnetometria, analisados conjuntamente com informações de campo sugerem a existência de uma outra descontinuidade mais a leste da área. Trata-se de uma falha orientada segundo a direção NW-SE, subparalela ao traçado do ribeirão da Ponte Queimada, e classificada como falha de rejeito de mergulho (falha normal), com bloco baixo a SW, como mostra a seção geológica da figura 8.7.

Deste modo, considerando as falhas normais em conjunto, tem-se novamente a formação de um arranjo em blocos escalonados, progressivamente rebaixados a oeste, análogo ao observado na região de Capetinga-Ibiraci.

8.2 Brechação e Cataclase

A região estudada apresenta ainda ocorrências expressivas de rochas de falha de caráter eminentemente rúptil, da suíte cataclástica. Tais tectonitos afloram em sítios ou áreas restritas, especialmente ao longo das serras do Agapito, Itambé e Grotão, e subordinadamente a NW de Itaú de Minas e na região de Desemboque, porção norte da área de estudos (Figura 8.8). Em amostras de mão, estas rochas de falha podem ser divididas fundamentalmente em dois grandes grupos, cataclasitos e brechas tectônicas, desenvolvidas preferencialmente sobre protólitos de comportamento reológico mais competente à deformação, especialmente quartzito, com contribuição subordinada de gnaiss e quartzito xisto.

Segundo Woodcock & Mort (2008), brechas tectônicas são rochas de falha constituídas por mais de 30% de fragmentos de dimensões superiores a 2,0 mm, enquanto os cataclasitos apresentam estes mesmos tipos de fragmento em quantidade inferior a 30%.

As brechas tectônicas observadas em campo são rochas de falha constituídas por fragmentos angulosos de dimensões variadas, geralmente entre alguns poucos milímetros a 6 cm podendo atingir até 15 cm, compostos essencialmente por quartzito micáceo branco a leitoso. Os fragmentos ocorrem levemente rotacionados até caoticamente dispersos em meio a matriz, caracterizando uma trama aleatória típica.

A matriz da rocha é muito fina, sendo composta por sílica de coloração branca a cinza (Prancha 8.1A,B). Porém, esta pode conter expressivas quantidades de óxido de ferro, conferindo coloração avermelhada à rocha (Prancha 8.1C). Em geral a matriz ocorre envolvendo e impregnando os clastos, o que atribui certa coesão às brechas tectônicas. Algumas amostras apresentam matriz afanítica composta por sílica, constituindo verdadeiras brechas silicosas.

As brechas tectônicas mais comumente observadas em campo apresentam mais de 75% de fragmentos, podendo ser classificadas como brecha moída (*crush breccia*, *sensu* SIBSON, 1977) ou *crackle breccia* (*sensu* WOODCOCK & MORT, 2008). Também foram identificadas brechas em mosaico (*mosaic breccia*, *sensu* WOODCOCK & MORT, 2008), caracterizadas por menor proporção de fragmentos em relação a matriz, entre 60% e 75%.

Os cataclasitos ocorrem em menor quantidade, sendo compostos por diminutos fragmentos de quartzo ou quartzito, de dimensões geralmente inferiores a 2,0 mm, porém, podendo portar alguns clastos maiores. Os fragmentos estão rotacionados e caoticamente dispostos em meio a matriz, definindo novamente uma trama aleatória. A matriz é fina e composta por sílica de coloração branca a cinza, podendo ser localmente avermelhada, denotando a presença de óxido de ferro. A porcentagem de matriz da rocha é sempre inferior a 50%, permitindo classificar a rocha de falha em protocataclasito.

Durante os trabalhos de campo também puderam ser observados quartzitos cortados por expressivas falhas (Prancha 8.1D) e zonas brechadas. Em outros casos constatou-se a ocorrência destes mesmos metamorfitos retalhados por veios silicosos (Prancha 8.1E), resultando em textura venulada ou *boxwork* típica (Prancha 8.1F).

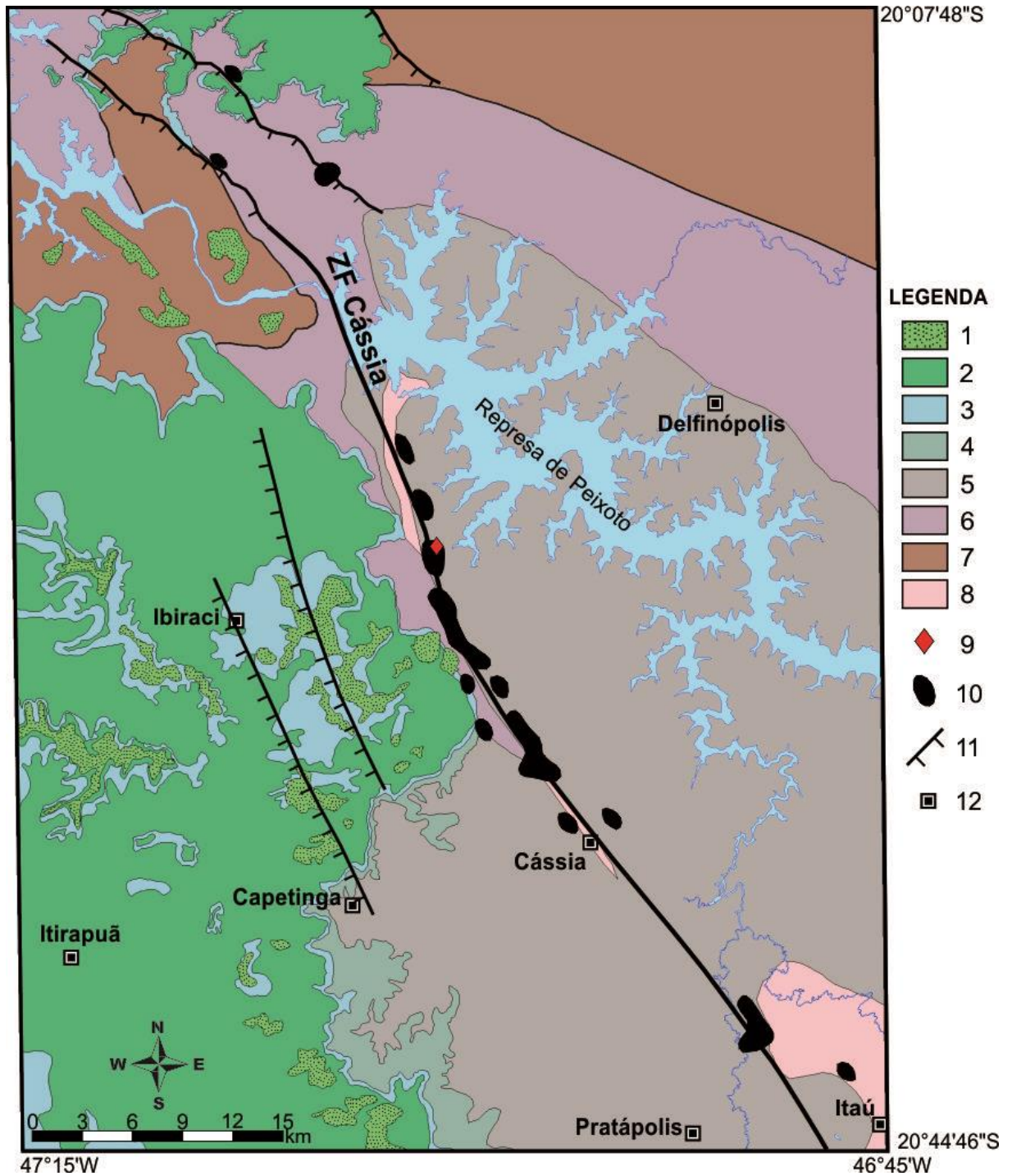
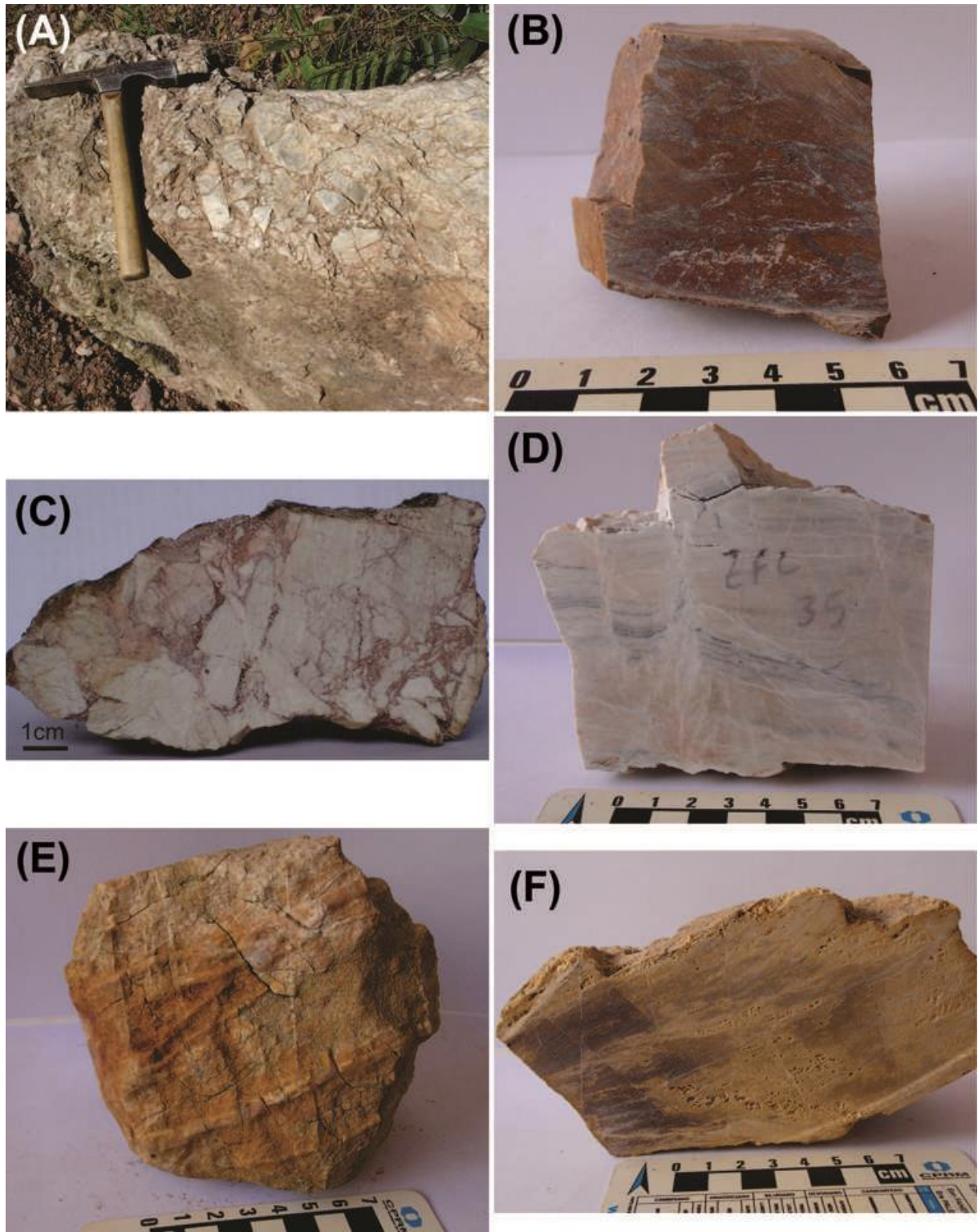


Figura 8.8- Mapa geológico destacando as áreas de ocorrência de brechas tectônicas, cataclasitos e pseudotaquilito ao longo da faixa de deformação da Zona de Falha de Cássia. Legenda: Bacia do Paraná: 1- Grupo Bauru, 2- Formação Serra Geral, 3- Formação Botucatu, 4- Grupo Itararé; Embasamento cristalino: 5- Grupo Araxá, 6- Grupo Araxá, 7- Grupo Canastra, 8- Complexo Campos Gerais; 9- ocorrência de pseudotaquilito; 10- área de ocorrência de brechas e cataclasitos; 11- Falha normal; 12- Município. Fonte: Elaborado pelo autor.



Prancha 8.1- Brecha tectônica formada a partir de quartzito com matriz silicosa (A e B) e contendo óxido de ferro na matriz (C). Quartzitos retalhados por veios silicosos (D), falhas (E), formando até textura típica *boxwork* (F).

8.3 Petrografia e Microestruturas

Ao se analisar as rochas de falha ao microscópio óptico convencional verificou-

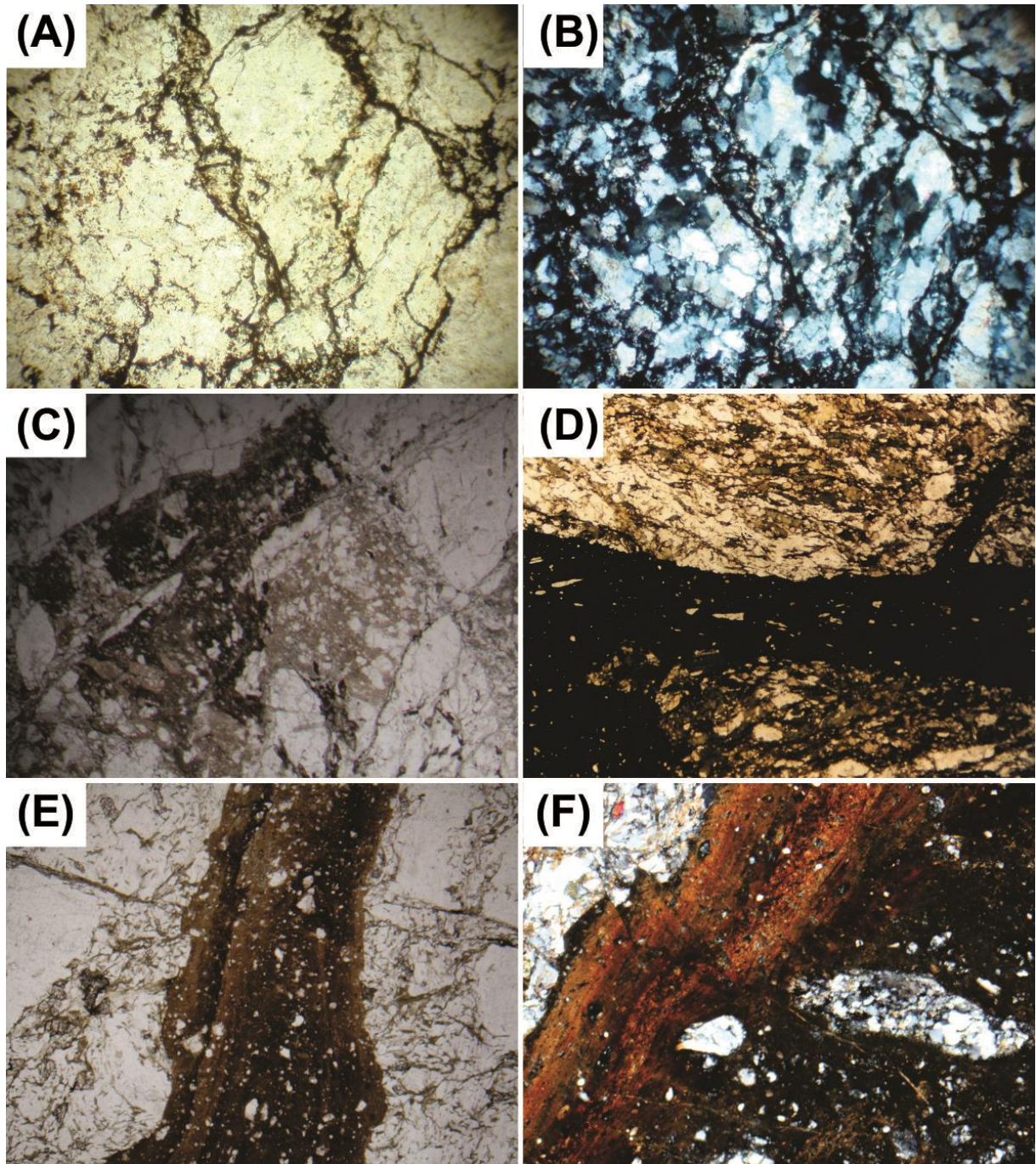
se um conjunto considerável de microestruturas relacionadas a deformação de caráter eminentemente dútil. Tais feições estão registradas preferencialmente em rochas mais competentes à deformação, como quartzito micáceo e, subordinadamente, porções quartzosas e quartzito-feldspáticas de xisto e gnaiss.

As microfraturas constituem as feições mais comumente observadas em lâmina. Tratam-se de descontinuidades delgadas que podem cortar um único grão/cristal, constituindo microfraturas intragranulares, ou vários cristais simultaneamente, perfazendo microfraturas transgranulares.

Outro tipo de feição muito comum corresponde as microfalhas, ou seja, descontinuidades delgadas, porém mais expressivas e persistentes que as microfraturas. A principal característica desta microestrutura é o deslocamento relativo apreciável provocado nos minerais, estruturas e demais elementos da rocha que são seccionados/afetados. As microfalhas podem ser percoladas por óxidos de ferro, conferindo-lhe coloração avermelhada. Algumas amostras são retalhadas por microfalhas, provocando forte obliteração da trama milonítica pretérita.

Outra feição microestrutural comumente observada são diminutas inclusões fluidas presentes em grãos de quartzo. As inclusões geralmente se concentram ao longo de trilhas bem definidas, constituindo microfraturas seladas (*healed microfractures*). Esta microestrutura se forma a partir de fraturas abertas que são preenchidas por fases minerais secundárias (geralmente precipitadas a partir de um fluido), em geral do mesmo tipo do grão hospedeiro e em continuidade óptica com este, dificultando sua visualização (PASSCHIER & TROUW, 2005).

As feições mais expressivas e marcantes de deformação dútil correspondem a faixas ou zonas cataclásticas. Estas apresentam formas delgadas e irregulares, com espessura variável, submilimétrica até pouco mais de 3,0 mm. Estas são formadas por uma matriz muito fina, composta por diminutos grãos de quartzo (granulação inferior a 90 μm), albita e epidoto, bem como finas placas de sericita, clorita e até biotita verde se alterando para argilomineral, por vezes contendo manchas avermelhadas de óxido de ferro (Prancha 8.2A,B). A matriz ocorre envolvendo fragmentos geralmente angulosos e rotacionados do protólito (Prancha 8.2C), denotando fluxo cataclástico. Assim, tem-se a caracterização de uma petrotrama cataclástica clássica. Nestas rochas, geralmente, não há nenhum tipo de orientação aparente, exceto a foliação preexistente nos fragmentos.



Prancha 8.2- Fotografias de seções delgadas mostrando: (A) Cataclasito de quartzito portando matriz contendo óxido de ferro, PP. (B) Mesma foto anterior, PC. (C) Cataclasito de quartzito, PP. (D) Pseudotaquilito mostrando veio principal (superfície geradora) e de injeção, PC (E) Veio principal de pseudotaquilito exibindo matriz muito fina, PP. (F) Detalhe de veio principal de pseudotaquilito exibindo matriz muito fina envolvendo fragmento da rocha encaixante (gnaisse). Notar as falhas deslocando o contato do veio. PC. Onde: PC = Polarizadores cruzado; PP = Polarizadores Paralelos.

Deste modo, baseado no comportamento eminentemente rúptil do quartzo, sem qualquer indício de recristalização dinâmica, juntamente com a ocorrência generalizada e intensa de saussuritização (Prancha 7.1B) e argilização dos

plagioclásios indicam que a deformação dútil se processou nas porções superiores da crosta, envolvendo temperaturas inferiores a 300°C. O registro de intenso fraturamento e de zonas brechadas obliterando a trama milonítica antiga reforçam esta estimativa.

8.4 Pseudotaquilito

Pseudotaquilito é um tipo especial de rocha de falha caracterizado por fusão parcial de material rochoso ao longo de planos de falha rúpteis, devido ao calor gerado pelo rápido deslizamento por atrito (*rapid frictional sliding*). O pequeno volume de material fundido formado desta maneira é rapidamente resfriado pelas rochas encaixantes, resultando na formação de uma matriz afanítica muito fina ou vítrea que ocorre ao longo do plano de falha, denominada superfície geradora, e de veios de injeção laterais (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Este tipo de rocha de falha foi observado em uma amostra coletada no sopé da Serra do Itambé (Figura 8.8). A análise petrográfica mostrou se tratar de um gnaiss contendo epidoto e clorita intensamente cataclasado, ou seja, retalhado por microfraturas e microfalhas. A referida rocha apresenta ainda um veio extenso e irregular cortando a lâmina, composto por uma matriz muito fina e escura contendo fragmentos do gnaiss de tamanhos diversos (Prancha 8.2F) submilimétrico até 3,0 mm, bem como pequenos grãos de quartzo e mineral opaco. O contato entre o veio e a rocha encaixante é abrupto e claramente contrastante (Prancha 8.2E). A partir deste veio principal, ou superfície geradora, foram observados pequenos veios de injeção oblíquos ao primeiro (Prancha 8.2D).

Segundo Passchier & Trouw (2005), as falhas rúpteis podem exibir comportamento de *velocity weakening* ou *velocity strengthening*. No primeiro caso a resistência ao deslizamento diminui com o aumento da velocidade e a falha pode ser sísmica, ou seja, sua movimentação pode produzir terremotos. No segundo caso, a falha desacelera e o deslizamento é assísmico. Pseudotaquilitos obrigatoriamente apresentam comportamento do tipo *velocity weakening*, formando-se exclusivamente em falhas de movimentação rápida, em ambiente crustal raso a intermediário (Figura 8.9).

Evidências experimentais sugerem que os pseudotaquilitos se formam após a rocha sofrer um estágio inicial de cataclase. Deste modo, a fusão parcial ocorre a partir

da rocha fragmentada/moída (PASSCHIER & TROUW, 2005). A lâmina estudada mostra que o pseudotaquilito se formou a partir de uma brecha tectônica de gnaiss. Entretanto, algumas microfalhas se mostram afetando a superfície geradora (Prancha 8.2F). Assim, estas evidências sugerem a formação concomitante de brecha e pseudotaquilito. Portanto, tem-se que as rochas rúpteis de falha devem ter se formado em profundidades inferiores a 11 km (Figura 8.9), dentro da zona de nucleação ou camada sismogênica de Scholz (1990).

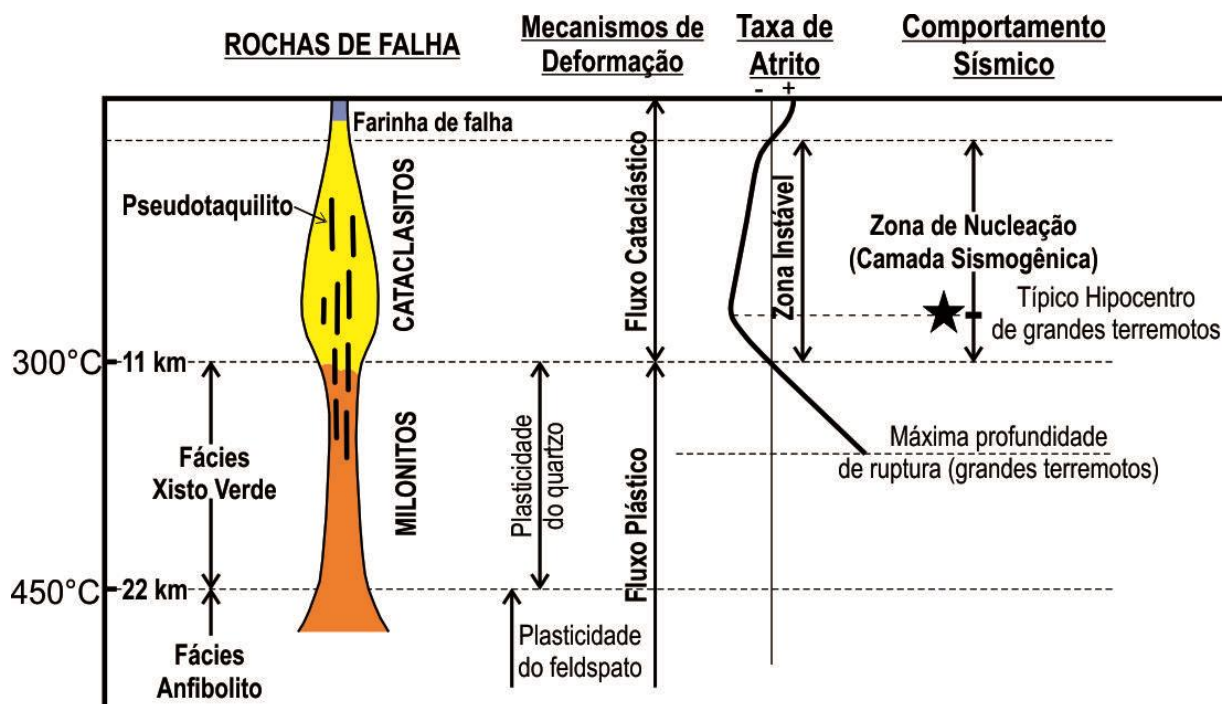


Figura 8.9- Modelo conceitual de uma falha, considerando feições geológicas, mecanismos de deformação e comportamento sísmico. Adaptado de Scholz (1990).

8.5 Aspectos Geomorfológicos

Analisando o relevo da área ao sul do Rio Grande, representado pelo modelo digital de elevação da figura 5.2, verifica-se que a região de Ibiraci está situada em um alto topográfico, o Planalto da Bacia do Paraná. Entretanto, esta mesma região corresponde ao bloco baixo estrutural decorrente da reativação da Zona de Falha de Cássia como falha normal. Além disso, o bloco alto estrutural da falha corresponde atualmente a uma região topograficamente deprimida, inserida nos Patamares da Canastra e ocupada pela calha do Rio Grande. Assim, tem-se configurada a inversão do relevo da área de estudos.

Considerando-se o quadro geológico-estrutural cretáceo da região, tem-se que a Zona de Falha de Cássia foi reativada como uma zona de falha normal. Assim, a

área a SW da descontinuidade corresponde ao bloco baixo estrutural, enquanto a porção NE está inserida no bloco alto, como mostra o bloco-diagrama da figura 8.10. A atuação de intensos processos erosivos por longo intervalo de tempo afetou de forma distinta as duas áreas. O bloco SW, capeado por expressivas camadas de basaltos e diabásios foi erodida de modo brando, enquanto o bloco NE, onde afloram xisto e gnaiss do Grupo Araxá, foi intensamente erodido e arrasado topograficamente. Assim, o grande contraste erosivo (erosão diferencial) resultou no rebaixamento topográfico do bloco alçado estruturalmente (bloco alto), e na elevação topográfica do bloco estruturalmente baixo, caracterizando a inversão do relevo (Figura 8.10).

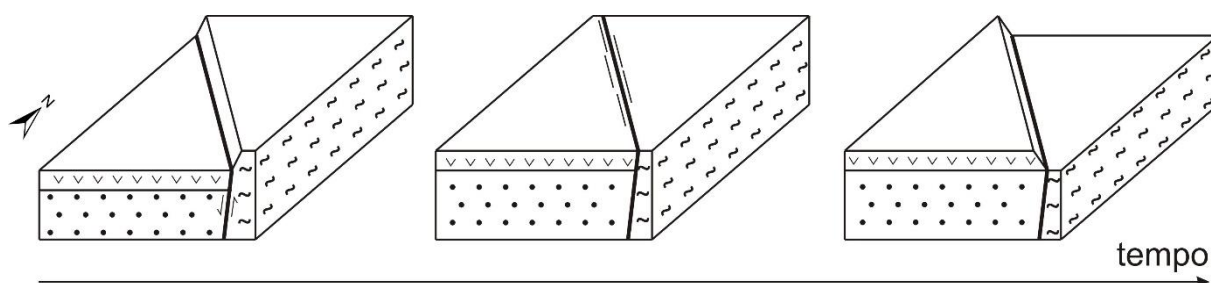


Figura 8.10- Bloco-diagrama ilustrando o modelo conceitual de inversão de relevo por erosão diferencial, considerando a região ao sul do Rio Grande.



Figura 8.11- Escarpamento pronunciado da Serra do Itambé exibindo falsas facetas trapezoidais (tracejadas). Visada SW.

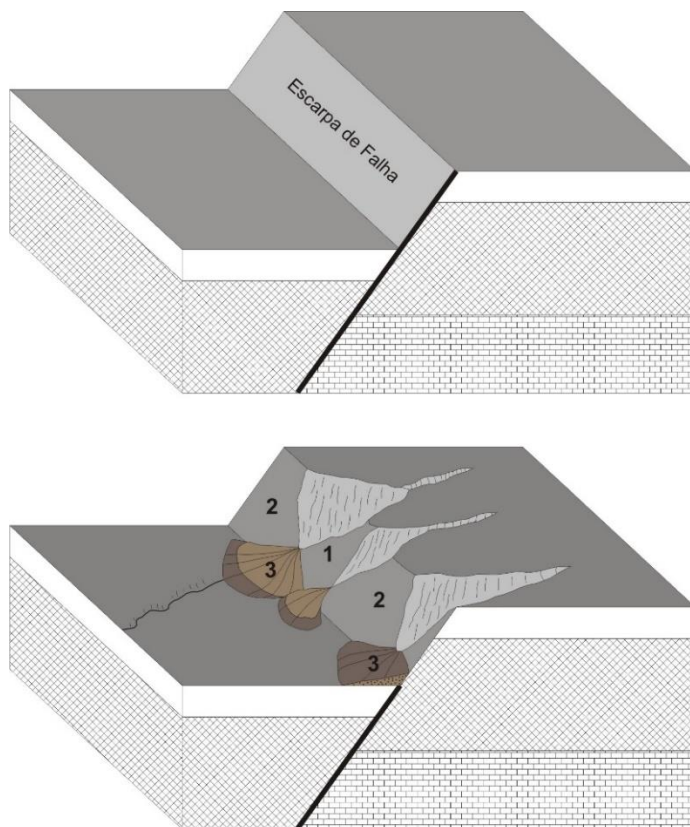


Figura 8.12- Bloco-diagrama ilustrando o modelo conceitual de formação de facetas triangulares **(1)** e trapezoidais **(2)**, juntamente com depósitos de leques aluviais **(3)**.

A feição geomorfológica de destaque associada à deformação rúptil corresponde a escarpa de falha íngreme e elevada presente no limite leste das serras do Agapito, Itambé e do Grotão (Figura 5.2). Na escarpa de falha foram observadas feições semelhantes a facetas trapezoidais, mostradas na figura 8.11.

Facetas triangulares e trapezoidais são feições morfológicas desenvolvidas sobre a escarpa de falha presente no bloco alto estrutural, em decorrência de processos erosivos (Figura 8.12). Assim, uma escarpa de falha inicialmente retilínea pode adquirir aspecto facetado, em forma de trapézio que pode evoluir para forma triangular, com a progressão da erosão.

No caso estudado, as feições trapezoidais estão registradas sobre os quartzitos da Serra do Itambé, no bloco a sudoeste da Zona de Falha de Cássia, que representa o bloco baixo estrutural. Como as facetas devem obrigatoriamente estar presentes no bloco alto estrutural, tem-se a conformação de falsas facetas trapezoidais.

8.6 Caracterização do Evento Geológico

A partir das informações levantadas e discussões foi possível reconhecer um

evento de reativação da Zona de Falha de Cássia como falha normal com bloco baixo a SW. Sustentam essa hipótese a observação de pequenas falhas discretas paralelas à zona de falha, bem como a ocorrência de cataclasitos e brechas tectônicas superpostas à trama milonítica antiga, modificando e obliterando esta última. Feições microestruturais indicam que esta deformação se processou em condições mais rasas e frias (profundidade inferior a 11 km e temperatura inferior a 300°C), relativamente aos milonitos. Além disso, a ocorrência de pseudotaquilito sugere movimentação por deslizamento rápido ao longo da Zona de Falha de Cássia, indicando se tratar de uma reativação associada a sismos. Assim, tem-se a caracterização de critérios estruturais de reativação.

Adicionalmente, tem-se o reconhecimento de um segundo critério de reativação da Zona de Falha de Cássia do tipo geomorfológico, materializado pela notável escarpa de falha das serras do Itambé e do Grotão. A constatação de um processo de inversão de relevo, associado com a identificação de falsas facetas trapezoidais reforçam essa constatação.

Este evento de reativação foi posicionado na escala de tempo geológico no Neocretáceo, por correlação com o Soerguimento do Alto Paranaíba de Hasui & Haralyi (1991). Isto foi possível pela proximidade com a referida entidade geotectônica, paralelismo dos traços da Zona de Falha de Cássia (direção NW-SE) com os lineamentos magnéticos, forte controle das exposições das rochas das formações Botucatu e Serra Geral segundo esta mesma direção. Além disso, foram reconhecidos dois pequenos conjuntos de falhas, onde a Zona de Falha de Cássia é a mais expressiva, nas regiões de Capetinga - Ibiraci e Desemboque. Estes conjuntos formam um arranjo em blocos escalonados, progressivamente rebaixados a oeste. As falhas são do tipo sin- a pós-sedimentares aos arenitos da Formação Botucatu, reforçando a estimativa de idade.

9 *DURICRUSTS* FERRUGINOSOS

O termo laterita é atribuído a Buchanan (1807), ao descrever um material ferruginoso que endurecia ao ser exposto ao ar livre, e era muito utilizado como material de construção civil (tijolo) na região de Kerala, Índia. Desde então, o referido termo foi amplamente aceito e disseminado na literatura. Entretanto, o termo laterita passou a designar diferentes tipos de materiais (MAIGNIEN, 1966; McFARLANE, 1983; OLLIER, 1991; BOURMAN, 1993; ALEVA, 1994), endurecidos ou não, constituindo um termo prolixo e confuso.

Tardy (1992), por exemplo, inclui bauxitas, ferricretes, *duricrusts* de ferro e alumínio, horizonte mosqueado, carapaça, plintitas, pisólitos, solos ferralíticos vermelho ou amarelo, litomargas caulínicas, entre outros materiais em uma ampla definição de laterita.

Atualmente, o termo laterita é dado para materiais enriquecidos em ferro decorrentes de intenso intemperismo desenvolvido sob clima tropical a sub-tropical (WIDDOWSON, 2007). Tais materiais podem se formar a partir de qualquer tipo de rocha exposta à superfície ou próximo desta (COSTA, 2008). Segundo Schellmann (1983), as lateritas consistem em associações minerais compostas por goethita, hematita, hidróxidos de alumínio, argilominerais e quartzo.

Perfis de alteração laterítica recobrem grande parte das áreas continentais tropicais (NAHON, 1986), notavelmente nas regiões cratônicas do hemisfério sul, com destaque para parte da África, América do Sul e Austrália (TARDY, 1993), além de Índia peninsular e China. A composição química, mineral e o tipo petrológico da laterita dependem fortemente da composição e natureza do protólito.

O processo de alteração intempérica envolve a quebra de minerais primários, com a formação de minerais secundários e liberação de elementos químicos que são transportados em solução (hidrólise). Alguns elementos menos solúveis, como o ferro, alumínio, titânio, parte do manganês e da sílica, ficam pouco tempo em solução, sendo prontamente precipitados após curto transporte. Por outro lado, elementos mais solúveis (alcalinos e alcalinos terrosos) podem ser completamente lixiviados do perfil de alteração. Deste modo, tem-se o enriquecimento dos elementos químicos menos solúveis em direção à superfície (XAVIER, 1997).

Os principais fatores controladores para a formação de perfis de alteração

laterítica são o clima, geomorfologia e estabilidade tectônica. As lateritas se formam em clima tropical, com duas estações bem definidas, uma seca durante 6 meses do ano e outra chuvosa, com temperatura média anual alta (da ordem de 28°C) e pluviosidade da ordem de 1.450 mm/ano (TARDY, 1993). O relevo deve favorecer a infiltração das águas pluviais e o estabelecimento do lençol freático, propiciando processos de depleção e enriquecimento mineral. Assim, escoamento superficial deve ser limitado e a taxa de erosão baixa. Deste modo, deve-se ter uma relativa estabilidade tectônica, caracterizada por limitados soerguimento e deformação crustal (WIDDOWSON, 2007).

Outro termo muito utilizado na literatura é *duricrust*. Segundo Widdowson (2007), este termo é utilizado para designar acumulações ferruginosas endurecidas presentes no topo do perfil de alteração laterítica (Figura 9.1). O *duricrust* se forma a partir da coalescência de acumulações ferruginosas individuais (carapaça), resultando em uma estrutura tridimensional interconectada composta por uma mistura de hematita e goethita de alta resistência mecânica, que capeia o perfil laterítico, sendo também denominado de couraça (do francês *cuirasse*).

Assim, o termo *duricrust* engloba materiais ferruginosos de origem pedológica ou sedimentar, formados em superfície por processo geoquímico de enriquecimento supérgeno. Este último é caracterizado por sucessivos processos de dissolução e precipitação mineral decorrentes da alternância de períodos secos e chuvosos, que resultam em oscilação do nível freático ou movimentações fluviais (WIDDOWSON, 2007).

Twidale & Bourne (1998) defendem a utilização de superfícies sustentadas por *duricrusts* como marcadores morfoestratigráficos. Isto pode ser feito considerando a evolução da paisagem e suas relações topográficas. Assim, os referidos autores advogam ser possível realizar correlações em escala local e regional.

Duricrusts ferruginosos são de ocorrência comum em várias regiões do Brasil. Diversos trabalhos reconhecem esses materiais ferruginosos endurecidos sustentando regiões elevadas, como na Serra da Canastra (GATTO et al., 1983; BRASIL, 2003; CÔRTEZ, 2015; PASSARELLA-SOARES, 2016) e no Planalto de Franca (GATTO et al., 1983; PERDONCINI, 2003; PASSARELLA, 2010). Estas duas áreas distam cerca de 30 km e são separadas pela Zona de Falha de Cássia, uma expressiva estrutura pré-cambriana, com fortes evidências de reativação tectônica durante o Mesozoico e Cenozoico (tratadas nos capítulos 8 e 10 desta tese). Deste

modo, o presente trabalho tenta correlacionar e utilizar os *duricrusts* ferruginosos como marcador morfoestratigráfico, avaliando possíveis desnivelamentos relacionados com movimentações da zona de falha.

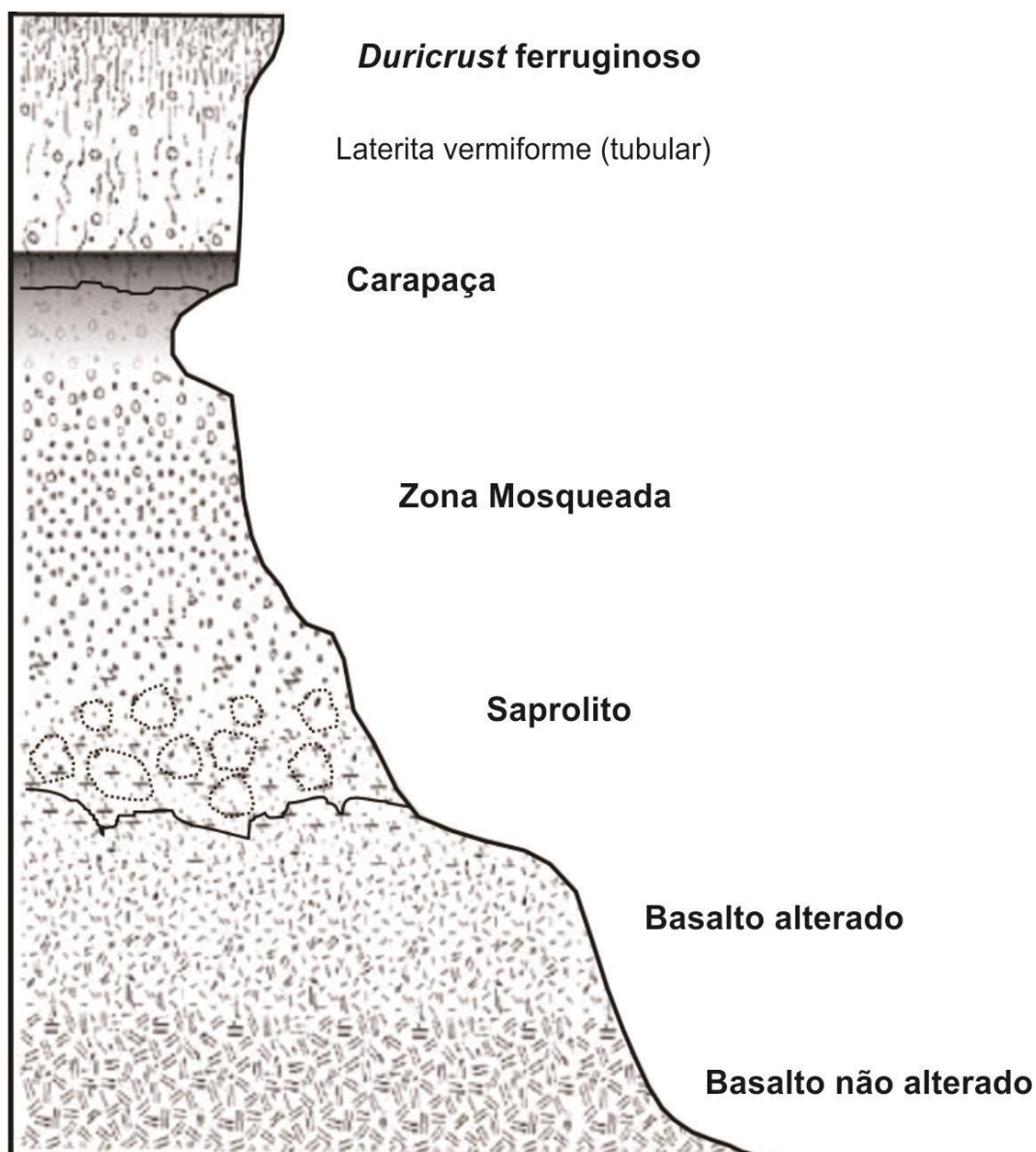


Figura 9.1- Perfil de alteração laterítico idealizado desenvolvido sobre basaltos. Adaptado de Widdowson (2007).

9.1 Posicionamento dos *duricrusts* na paisagem

9.1.1 Serra da Canastra

A partir da análise do modelo digital de elevação construído para a área de estudo (Figura 5.2), bem como de observações de campo foram constatadas regiões relativamente planas posicionadas em diferentes níveis topográficos, configurando

patamares ou degraus na paisagem. Deste modo, foram definidos três patamares de relevo distintos: inferior, intermediário e de cimeira (Figura 9.2).

O nível topograficamente mais elevado, Patamar de Cimeira, se estende por uma ampla área ao norte da região estudada, posicionada em altitudes da ordem de 1.200 e 1.400 m. Esta superfície é marcada pelos topos amplos e aplainados dos chapadões, sustentados por um *duricrust* ferruginoso desenvolvido predominantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

O perfil de alteração laterítica atinge espessuras superiores a 10 m, sendo composto por uma zona de alteração dos basaltos (alterita), que transiciona para horizonte manchado típico, encimado por *duricrust* ferruginoso. O perfil é capeado por solo arenoso a argiloso avermelhado.

O Patamar Intermediário está posicionado em torno de 1.140 m de altitude, assentado sobre o topo endurecido dos arenitos eólicos da Formação Botucatu, muito próximo ao contato com os basaltos da Formação Serra Geral. Trata-se de um patamar litológico sobre o qual ocorre uma notável franja de pisólitos oriundos do desmantelamento do *duricrust* ferruginoso estabelecido no Patamar de Cimeira. Segundo Widdowson (2007), pisólitos correspondem a pequenos corpos geralmente arredondados, com grau de esfericidade variável, e dimensões entre alguns milímetros até poucos centímetros. São compostos por um núcleo constituído por grãos minerais primários, ou aglomerados de argilas neoformadas, envoltos por finas camadas ou bandas formadas por hematita e/ou goethita micro- a criptocristalina.

Por sua vez, o Patamar Inferior está situado em cotas da ordem de 1.000 m de altitude, esculpido sobre muscovita xisto e filito do Grupo Araxá, bem como os arenito da Formação Botucatu (Bacia do Paraná). Este nível ocupa uma área relativamente restrita, sendo também sustentada por um *duricrust* ferruginoso.

9.1.2 Planaltos da Bacia do Paraná

Os Planaltos da Bacia do Paraná podem ser divididos em duas unidades geomorfológicas, os Planaltos Residuais Cuestiformes e Patamares Cuestiformes (GATTO et al., 1983). Os Planaltos Residuais Cuestiformes apresentam os aspectos mais nítidos de cuestras, sendo internos à Bacia do Paraná. Esta unidade é composta por um conjunto de serras com topos aproximadamente aplanados, sendo denominada regionalmente de Planalto de Franca.

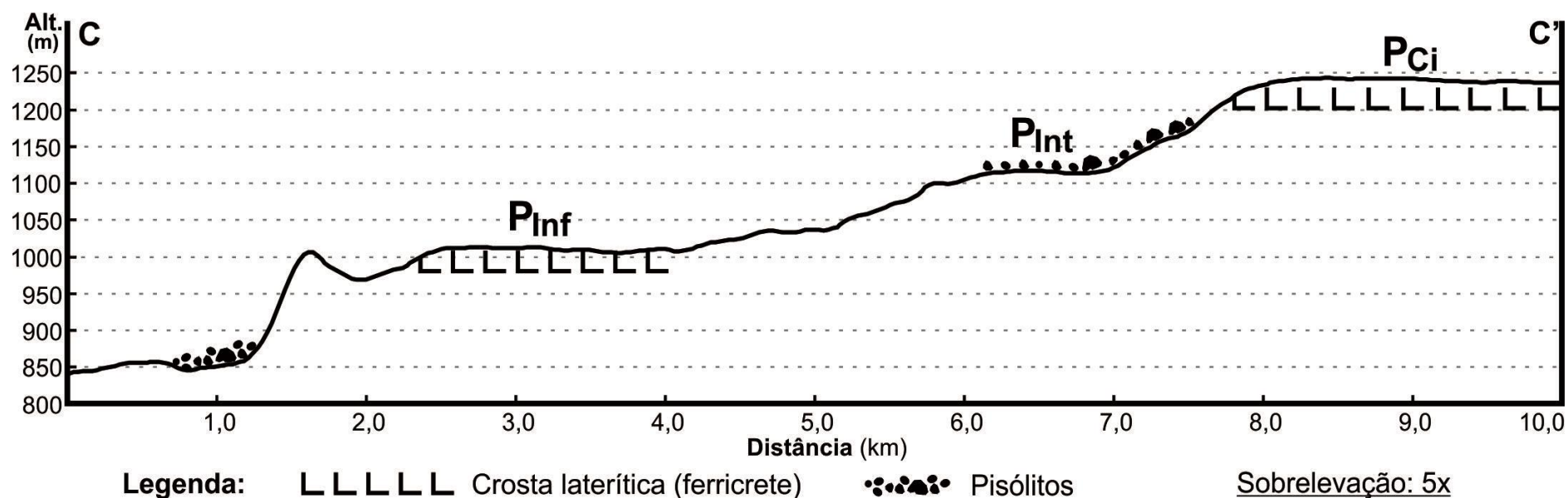


Figura 9.2- Perfil topográfico CC' passando pela Serra da Canastra, mostrando os três patamares de relevo, dois destes sustentados por *duricrusts* ferruginosos. Onde: P_{INF} = Patamar Inferior; P_{INT} = Patamar Intermediário e P_{CI} = Patamar de Cimeira. Fonte: Elaborado pelo autor.

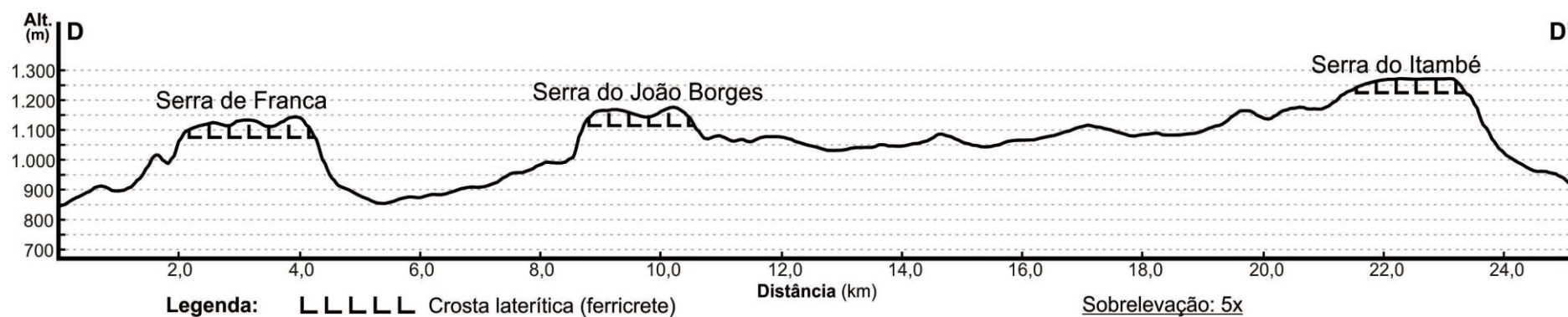


Figura 9.3- Perfil topográfico DD' passando pelo Planalto de Franca, com destaque para as serras de Franca, João Borges e Itambé, cujos topos são sustentados por *duricrusts* ferruginosos. Fonte: Elaborado pelo autor.

A Serra de Franca é a feição mais expressiva da unidade, correspondendo a uma serra alinhada segundo a direção E-W e nivelada em cotas superiores a 1.100 m de altitude, podendo alcançar até 1.198 m, limitada por escarpas festonadas. Por sua vez, o conjunto de serras dos Agudos, dos Garcias e do João Borges é marcado por altitudes ligeiramente superiores, situadas entre 1.100 e 1.219 m. A feição mais elevada deste domínio geomorfológico é a Serra do Itambé, caracterizada por morros com cristas arredondadas situados entre 1.200 e 1.285 m de altitude (Figura 9.3).

Todas estas serras são esculpidas sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu intercalados com os basaltos e diabásios da Formação Serra Geral, e sobrepostos por arenitos e conglomerados do Grupo Bauru. Estas feições elevadas apresentam topo relativamente planos, sustentados por *duricrust* ferruginoso.

O perfil de alteração laterítica observado é composto por horizonte manchado, perfazendo até 2 m de espessura, horizonte pálido areno-argiloso, e *duricrust* ferruginoso no topo. Solo argiloso avermelhado ocorre capeando o perfil.

9.2 Caracterização Macromorfológica

Os *duricrusts* ferruginosos que sustentam os patamares de relevo na Serra da Canastra e o topo das serras do Planalto de Franca foram descritos e amostrados durante os trabalhos de campo. A seguir são apresentados os resultados da caracterização feita em laboratório destes materiais.

9.2.1 Serra da Canastra

O Patamar de Cimeira da Serra da Canastra está posicionado em cotas da ordem de 1.200 e 1.400 m, assentado preferencialmente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, e sustentado por *duricrust* ferruginoso. Este último foi classificado como laterita complexa com trama pisolítica (*sensu* BOURMAN et al., 1987).

O *duricrust* é composto por pisólitos caracterizados por glóbulos ferruginosos de formato irregular, arredondado a subarredondado, com dimensões variando entre 8 e 25 mm. Os pisólitos exibem núcleos compostos por goethita maciça de coloração vermelho escuro, envoltos por sucessivas camadas milimétricas do mesmo mineral (Prancha 9.1-A), localmente formando uma película externa iridescente.

A matriz do *duricrust* é composta por alguns poucos grãos de quartzo cristalino,

subarredondados a subangulosos, granulação areia fina a grossa, impregnados por óxido de ferro de coloração castanho a amarelo. Além disso, foi constatada a predominância dos pisólitos sobre a matriz.

Canais ocorrem comumente cortando as amostras. Tais feições apresentam abertura variável, geralmente inferior a 10 mm de diâmetro, sendo irregulares e descontínuos. Os canais de pequena abertura, canalículos, localmente exibem aspecto vermiforme.

Em algumas amostras os canais são mais desenvolvidos, apresentando 12 a 30 mm de diâmetro de abertura. Tais condutos são contínuos/persistentes, irregulares, interligados/comunicantes e aproximadamente verticais, atravessando todo o *duricrust* (Prancha 9.1-B). Estas amostras exibem alta densidade de canais, da ordem de 6 a 10 canais/dm². Tais feições denotam processo de dissolução possivelmente relacionado a intensa atividade biológica.

Vários canais foram observados preenchidos por material friável arenoso cinza claro ou argilo-ferruginoso róseo, indicando formação de córtex de alteração e a dissolução do *duricrust*. Adicionalmente, a matriz se mostra transicionando de castanho para amarelo.

O Patamar Inferior está situado em cotas da ordem de 1.000 m de altitude, esculpido sobre muscovita xisto e filito do Grupo Araxá, bem como os arenito da Formação Botucatu. Este nível topográfico, apesar de ocupar uma área relativamente restrita, também é sustentado por um *duricrust* ferruginoso. Este é marcada por dois materiais distintos e contrastantes, classificados como laterita complexa com trama pisolítica e sedimentos clásticos ferruginizados e endurecidos.

A laterita pisolítica é semelhante ao do Patamar de Cimeira, porém os pisólitos são ligeiramente maiores (entre 12 e 30 mm), e exibem núcleos compostos por hematita maciça ou, mais comumente, grãos de quartzo cristalino, granulação areia fina a média, impregnados por hematita vermelha ou goethita amarela. Os núcleos também são cobertos por milimétricas camadas de hematita, formando uma casca externa. Algumas amostras apresentam grãos e agregados granulares de quartzo entre as camadas de óxido de ferro que envolvem os pisólitos, sugerindo retrabalhamento do material ferruginoso (BOURMAN et al., 1987). Novamente, há o predomínio dos pisólitos sobre a matriz (Prancha 9.1-C).

Uma das amostras analisadas apresenta um grande nódulo arestado de 70 mm de comprimento, cujo núcleo é composto por grãos de quartzo englobados por

hematita e envoltos por camadas de óxido de ferro. Outro exemplar estudado mostrou nódulos arredondados com núcleos formados por restos de muscovita e agregados granulares de quartzo orientados paralelamente, denotando a preservação de uma antiga estrutura primária (xistosidade), o que sugere protólito composto por muscovita xisto (Prancha 9.1-D).

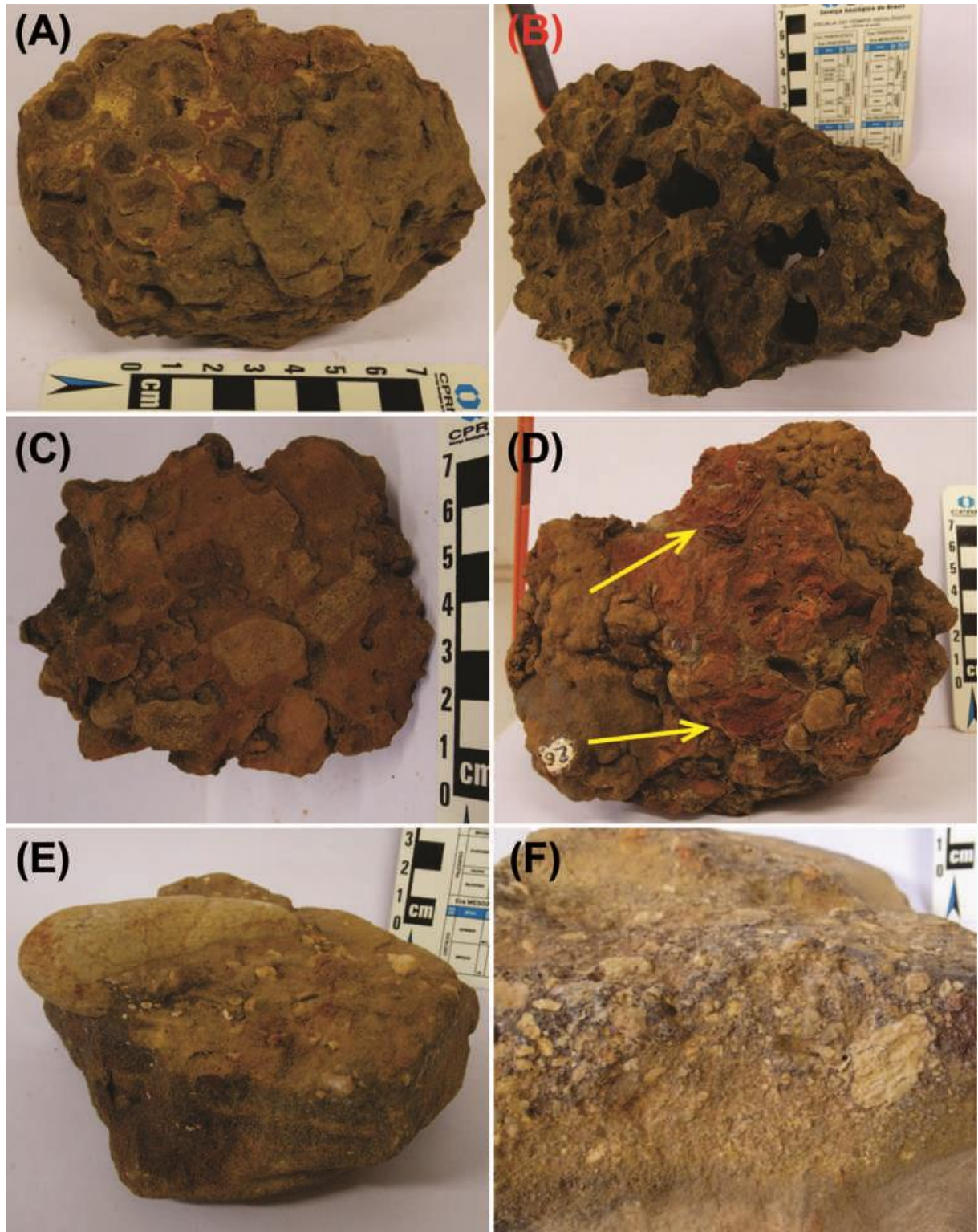
A matriz é composta por grãos de quartzo cristalino, granulação areia fina, impregnados por óxido de ferro, que transiciona do vermelho para amarelo, denotando a alteração/hidratação de hematita em goethita.

Vários canais irregulares, descontínuos, localmente vermiformes e de poucos milímetro de abertura foram observados entremeando os nódulos. Estas cavidades se mostraram geralmente preenchidas material friável arenoso cinza claro ou areno-argiloso róseo, denotando a formação de córtex de alteração.

O outro tipo de *duricrust* foi observado nas proximidades do Morro dos Cocos (ponto CAN-51) e da Serra Alta (ponto CAN-30). Nestas localidades tem-se grandes afloramentos de arenito quartzoso, amarelo a avermelhado, bem selecionado, granulação média, arredondado a subarredondado, boa esfericidade, exibindo sets de estratificação cruzada de médio porte. O arenito grada para arenito conglomerático, portador de grânulos e seixos compostos por quartzo, quartzito e raro feldspato alterado. A sequência sedimentar é completada por lentes de conglomerado, caracterizado por matriz arenosa, média a grossa, quartzosa, contendo clastos de até 8 cm, arredondados a subangulosos, alongados, compostos por quartzo, quartzito (alguns com textura venulada ou *boxwork*), e, mais restritamente, feldspato alterado (Prancha 9.1.E,F). Tratam-se de litologias atribuídas à Formação Botucatu.

O *duricrust* ferruginoso se formou através da impregnação de goethita preferencialmente em meio ao material mais grosso, próximo ao contato com o arenito, provavelmente devido ao contraste de permeabilidade, maior no primeiro, onde a ferruginização se concentrou. Isto conferiu rigidez e coloração castanho a castanho-avermelho à laterita. Assim, tem-se a caracterização de típicos sedimentos clásticos ferruginizados e endurecidos na classificação de Bourman et al. (1987).

Adicionalmente, na região da Serra Alta, próximo ao *duricrust*, também foram observados arenitos da Formação Botucatu cortados por expressivas zonas fraturadas preenchidas por cimento ferruginoso (óxido-hidróxido de ferro), sugerindo transporte do ferro em solução (Figura 9.4).



Prancha 9.1- *Duricrusts* da Serra da Canastra: **(A)** Aspecto geral da laterita pisolítica do Patamar de Cimeira (CAN-37). **(B)** Canais e tubos de dissolução presentes na laterita pisolítica de cimeira (CAN-39). **(C)** Aspecto geral da laterita pisolítica do Patamar Inferior (CAN-20). **(D)** Nódulos (indicados por setas amarelas) com núcleo formado por muscovita alterada e agregados de quartzo orientados, segundo uma provável xistosidade herdada do protólito (CAN-26, Patamar Inferior). **(E)** Conglomerado da Formação Botucatu ferruginizado que sustenta o Patamar Inferior (CAN-30). **(F)** Aspecto geral do arenito conglomerático ferruginizado do Patamar Inferior (CAN-30).



Figura 9.4- Fratura em arenito da Formação Botucatu preenchida por óxido de ferro. Ponto CAN-30, próximo à Serra Alta.

9.2.2 Planalto de Franca

Cerca de 30 km ao sul da Serra da Canastra, adentra-se no Planalto de Franca, marcado pelas serras do Itambé, de Franca e pelo conjunto de serras dos Agudos, dos Garcias e do João Borges, em meio a morros de menor expressão. O topo das serras supracitadas é sustentado por *duricrusts* ferruginosos, desenvolvidos sobre o arenito da Formação Botucatu, basalto e diabásio da Formação Serra Geral, e arenito e conglomerado do Grupo Bauru.

O *duricrust* ferruginoso presente no topo relativamente plano da Serra do Itambé está posicionado em cotas da ordem 1.270 m de altitude. Este material foi classificado de modo semelhante ao *duricrust* do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra, ou seja, trata-se de uma laterita complexa de trama pisolítica.

A laterita é composta por pisólitos arredondados a subarredondados, de dimensões médias entre 8 e 35 mm, podendo atingir até 60 mm. O núcleo fresco dos pisólitos é constituído por hematita maciça (mais comum) ou por grãos de quartzo

cristalino, granulação areia fina, impregnados por hematita vermelha (Prancha 9.2-A). Este é envolto por uma fina camada de hematita vermelha escura, localmente iridescente.

A matriz é composta por grãos de quartzo cristalino, granulação areia média, subarredondados a subangulosos, impregnados por hematita vermelha escura. Além disso, seixos subangulosos a subarredondados de quartzo e quartzito, de até 1,5 cm de diâmetro ocorrem dispersos pela rocha. A análise das amostras permitiu constatar o predomínio dos pisólitos sobre a matriz.

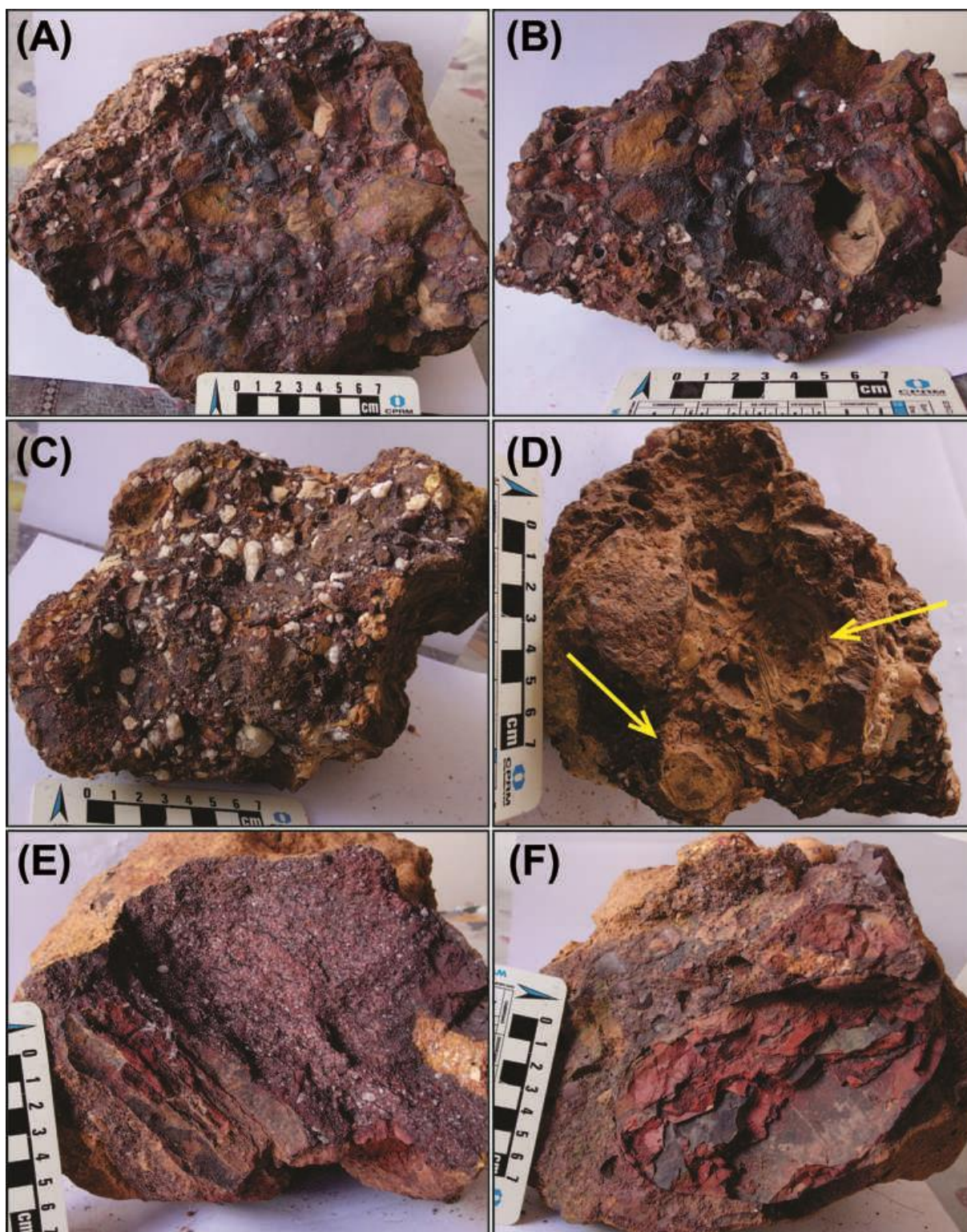
Canais irregulares e descontínuos, de até 2 cm de abertura ocorrem recortando a rocha, denotando processo de dissolução associado a intensa atividade biológica (Prancha 9.2-B). Por fim, o núcleo de alguns pisólitos exhibe alterações amarelas a alaranjadas, indicando a formação de goethita.

Por sua vez, o *duricrust* ferruginoso presente no topo das serras de Franca, dos Agudos, dos Garcias e do João Borges está posicionado entre 1.120 e 1.160 m de altitude. Tratam-se de sedimentos clásticos ferruginizados e endurecidos na classificação de Bourman et al. (1987).

O *duricrust* é composto por arenito conglomerático e conglomerado contendo matriz arenosa, quartzosa, de granulação média a grossa. Tais rochas são portadoras de clastos subangulosos a subarredondados, de até 3 cm, compostos por quartzo e quartzito (Prancha 9.2-C). Este material é impregnado e endurecido por hematita vermelha escura, o que confere coesão à laterita.

Uma das amostras analisadas (ZFC-18) apresenta parte dos clastos formados por antigos pisólitos de até 4 cm de comprimento (Prancha 9.2-D). Os pisólitos são constituídos por um núcleo composto por grãos de quartzo cristalino impregnados por óxido de ferro, envolvido por sucessivas camadas de goethita, perfazendo uma casca de até 5 mm de espessura. Esta feição sugere que o *duricrust* tenha se formado, pelo menos em parte, a partir do retrabalhamento de uma laterita pisolítica mais antiga.

Além disso, observou-se uma amostra de arenito conglomerático (ZFC-19) contendo estruturação incipiente, dada pela segregação de finas faixas enriquecidas em óxido de ferro e outras ricas em grãos de quartzo (Prancha 9.2-E). Tal feição foi interpretada como uma provável estratificação ou laminação sedimentar preservada. A mesma amostra exhibe ainda uma lente centimétrica de material argilo-ferruginoso vermelho, considerada como uma antiga lente argilosa parcialmente substituída por hematita (Prancha 9.2-F).



Prancha 9.2- *Duricrusts* do Planalto de Franca: **(A)** Aspecto geral da laterita pisolítica do topo da Serra do Itambé (ZFC-26). **(B)** Canais de dissolução presentes na laterita pisolítica da Serra do Itambé (ZFC-26). **(C)** Aspecto geral do conglomerado ferruginizado presente no topo da Serra de Franca (ZFC-19). **(D)** Conglomerado ferruginizado contendo alguns antigos pisólitos como clastos (setas amarelas), *duricrust* no topo da Serra de Franca (ZFC-18). **(E)** Arenito conglomerático ferruginizado exibindo antiga estratificação herdada do protólito, *duricrust* no topo da Serra de Franca (ZFC-19). **(F)** Arenito conglomerático ferruginizado contendo lente de material argilo-ferruginoso, *duricrust* da Serra de Franca (ZFC-19).

9.3 Caracterização Mineral e Geoquímica

Os resultados da análise geoquímica de elementos maiores são exibidos na Tabela 9.1. Analisando estes dados, verifica-se que os *duricrusts* são compostos essencialmente por ferro, silício, alumínio e titânio. Os óxidos dos demais elementos químicos (cálcio, fósforo, magnésio, manganês, potássio e sódio) apresentam concentrações sempre inferiores a 0,53%. Tal fato era esperado, uma vez que a laterita corresponde ao produto de intenso intemperismo químico. Logo, boa parte dos elementos químicos, em especial os alcalinos e alcalino-terrosos, são lixiviados do perfil de alteração, até mesmo parte da sílica é retirada, resultando em expressivas concentrações de ferro e alumínio.

9.3.1 Serra da Canastra

As amostras do *duricrust* do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra (amostras CAN-11, 37, 39 e 41) apresentam composição química muito semelhante entre si. Tratam-se de lateritas pisolíticas com quantidades similares e representativas de silício e alumínio (entre 11 e 13%), e altas concentrações de ferro (57-63%). Estas lateritas apresentaram ainda os maiores valores de titânio, com concentrações da ordem de 3%. Os resultados da difração de raios-X (Tabela 9.2) indicam mineralogia dada por goethita, quartzo e caulinita (seu polimorfo nacrita, e baumita, uma variedade hidratada contendo Fe e Mn).

As amostras do *duricrust* tiveram sua composição química normalizada para os elementos químicos alumínio, ferro e silício. Estes dados foram lançados no diagrama composicional ternário de Schellmann (1981), permitindo classificar os referidos materiais como lateritas ferruginosas (Figura 9.5).

Tabela 9.1- Composição química de elementos maiores (em porcentagem) das amostras de *duricrusts* presentes sustentado topos de serras e patamares do relevo da Serra da Canastra e do Planalto de Franca.

		Amostra	Tipo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Soma
SERRA DA CANASTRA	Patamar de Cimeira	CAN-11	Pisolítica	10,76	3,79	11,31	62,60	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,36	11,14	100,09
		CAN-37	Pisolítica	11,85	2,99	11,25	62,89	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,30	10,59	100,03
		CAN-39	Pisolítica	12,96	3,36	13,21	57,30	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,52	12,53	100,02
		CAN-41	Pisolítica	11,45	3,14	12,10	60,05	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,52	12,65	100,01
		SF-3*	-	67,55	1,90	12,11	13,49	0,06	0,34	0,09	0,12	0,53	0,31	4,89	99,61
		SF-5*	-	39,27	1,93	32,11	13,38	0,06	0,06	0,04	0,02	0,15	0,11	12,59	99,72
		SF-7*	Nodular	27,62	0,24	9,94	52,50	0,01	0,03	0,03	0,01	0,05	0,14	9,45	100,02
	Patamar Inferior	CAN-04	Pisolítica	27,23	1,81	10,99	49,15	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,34	10,37	100,00
		CAN-20	Pisolítica	27,00	2,01	12,24	49,54	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,27	8,84	99,99
		CAN-26	Pisolítica	34,38	0,20	8,48	47,49	0,01	0,05	0,02	0,04	0,51	0,06	8,77	100,01
		CAN-30	Sed. Fer.	78,98	0,08	0,90	16,88	0,04	0,01	0,05	0,01	0,02	0,43	2,61	100,00
		CAN-51	Sed. Fer.	66,88	0,08	0,99	27,71	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,17	4,09	100,01
FRANCA	S ^a Itambé	ZFC-26	Pisolítica	11,37	2,44	7,39	68,96	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,28	9,48	100,00
	S ^a Franca	ZFC-18	Sed. Fer.	43,06	0,51	7,45	41,99	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02	0,08	6,82	100,02
		ZFC-19	Sed. Fer.	32,68	0,21	9,44	51,18	0,01	0,01	0,05	0,02	0,03	0,07	6,32	100,02

Obs.: Todas as análises foram realizadas pelo autor, exceto aquelas três indicadas pelo símbolo *, extraídas de Passarella-Soares (2016).

Tipos de lateritas (*sensu* BOURMAN *et al.*, 1987): Pisolítica = laterita complexa com trama pisolítica; Sed. Fer. = sedimento clástico ferruginizado.

Tabela 9.2- Composição química principal (óxidos de silício, titânio, alumínio e ferro, em porcentagem) e mineralogia das amostras de *duricrusts* ferruginosos presentes sustentando topos de serras e patamares do relevo da Serra da Canastra e do Planalto de Franca.

		Amostra	Tipo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	LOI	Composição Mineral
SERRA DA CANASTRA	Patamar de Cimeira	CAN-11	Pisolítica	10,76	3,79	11,31	62,60	11,14	Go + Qz + Kao
		CAN-37	Pisolítica	11,85	2,99	11,25	62,89	10,59	Go + Bau* ¹
		CAN-39	Pisolítica	12,96	3,36	13,21	57,30	12,53	Go + Kao
		CAN-41	Pisolítica	11,45	3,14	12,10	60,05	12,65	Go + Nac* ²
		SF-3*	-	65,77	1,90	12,11	13,49	4,89	Qz + Kao + He
		SF-5*	-	39,27	1,93	32,11	13,38	12,59	Gib + Go
		SF-7*	Nodular	27,62	0,24	9,94	52,50	9,45	Qz + He
	Patamar Inferior	CAN-04	Pisolítica	27,23	1,81	10,99	49,15	10,37	Qz + Go + Mo
		CAN-20	Pisolítica	27,00	2,01	12,24	49,54	8,84	He + Qz + (Fe-Ti)O + Kao
		CAN-26	Pisolítica	34,38	0,20	8,48	47,49	8,77	Qz + He + Phe* ³
		CAN-30	Sed. Fer.	78,98	0,08	0,90	16,88	2,61	Qz + Go
		CAN-51	Sed. Fer.	66,88	0,08	0,99	27,71	4,09	Qz + Go
FRANCA	S ^a Franca	ZFC-18	Sed. Fer.	43,06	0,51	7,45	41,99	6,82	He + Go + Qz + Mo + Bau* ¹
		ZFC-19	Sed. Fer.	32,68	0,21	9,44	51,18	6,32	Qz + Dic* ² + He
	S ^a Itambé	ZFC-26	Pisolítica	11,37	2,44	7,39	68,96	9,48	He + Go + Qz

Obs.: Todas as análises foram realizadas pelo autor, exceto aquelas três indicadas pelo símbolo *, extraídas de Passarella-Soares (2016).

Minerais: Bau = baumita, Dic = dickita, Go = goethita, He = hematita, Kao = caulinita, Mo = montmorillonita, Nac = nacrita, Phe = fengita, Qz = quartzo, (Fe-Ti)O = óxido de ferro-titânio.

*¹: baumita = (Mn, Fe) caulinita;

*²: nacrita, dickita = polimorfos de caulinita;

*³: fengita = (Si) muscovita.

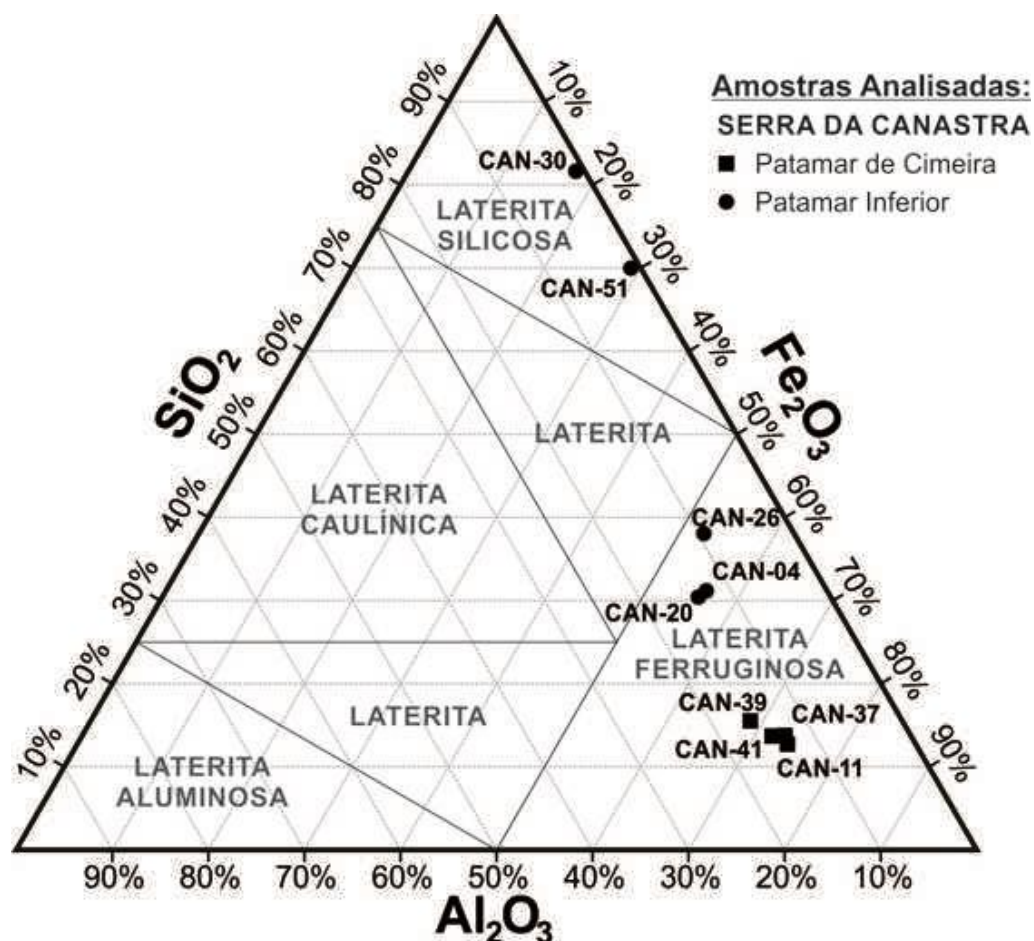


Figura 9.5- Classificação geoquímica das amostras de *duricrusts* ferruginosos que sustentam os patamares de relevo da Serra da Canastra, segundo o diagrama composicional ternário de Schellmann (1981)

Por sua vez, as amostras pertencentes ao *duricrust* presente no Patamar Inferior da Serra da Canastra são de dois tipos distintos: laterita complexa com trama pisolítica e sedimento clástico ferruginizado e endurecido. A laterita complexa pisolítica (amostras CAN-04, 20 e 26), apesar de também caírem no campo de classificação das lateritas ferruginosas (Figura 9.5), apresentam diferenças notáveis na composição química, relativamente aos seus análogos do Patamar de Cimeira, sendo mais ricos em sílica (27-34%), empobrecidos em ferro (47-49%) e com quantidades similares de alumínio (8-12%). Isto reflete em composição mineral distinta e mais complexa que a anterior, dada por quartzo, óxido e hidróxido de ferro (hematita e goethita) e ferro-titânio, argilominerais caulinita e montmorillonita, e muscovita (fengita).

Ao se considerar os sedimentos clásticos ferruginizados (amostras CAN-30 e 51) as diferenças na composição química se acentuam. A composição química deste

tipo de laterita é claramente rica em sílica (67-79%), empobrecida em ferro (17-28%) e praticamente desprovida de alumínio (inferior a 1%) e titânio (inferior a 0,1%). Tal material é classificado como laterita silicosa (Figura 9.5) no diagrama de Schellmann (1981), refletindo em uma mineralogia composta essencialmente por quartzo e goethita.

As diferenças químicas, mineralógicas e texturais entre os dois tipos de *duricrust* que sustentam o Patamar Inferior parecem estar intimamente relacionadas com os protólitos sobre os quais eles se desenvolveram. O *duricrust* pisolítico se desenvolveu a partir de mica xisto e filito do Grupo Araxá, enquanto os sedimentos clásticos ferruginizados estão assentados em níveis conglomeráticos dentro da Formação Botucatu.

9.3.2 Planalto de Franca

A Serra do Itambé constitui a feição mais elevada dentro no Planalto de Franca, atingindo altitudes de até 1.285 m. O *duricrust* ferruginoso que sustenta o seu topo corresponde a uma laterita pisolítica, cujas características macromorfológicas são similares ao *duricrust* presente no Patamar de Cimeira da Serra da Canastra. O resultado da análise geoquímica (Tabela 9.1) reforça essa observação, mostrando concentrações similares de sílica (11% ante 11-13%) e titânio (2,4% ante 3%), uma leve diminuição do teor de alumínio (7% ante 11-13%) e aumento da concentração de ferro (69% ante 57-63%), denotando uma laterita ferruginosa (Figura 9.6) na classificação de Schellmann (1981).

A mineralogia desta laterita pisolítica é um pouco mais simples que seus análogos do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra, sendo dada por óxido e hidróxido de ferro (hematita e goethita) e quartzo (Tabela 9.2). Tais semelhanças podem estar relacionadas com a contribuição dos basaltos da Formação Serra Geral como protólito das lateritas.

A Serra de Franca, por sua vez, é a feição fisiográfica mais expressiva em área dentro do Planalto homônimo, nivelado em altitudes menores, entre 1.100 e 1.189 m. Amostras do *duricrust* ferruginoso coletadas no topo desta serra constituem sedimentos clásticos ferruginizados. A análise geoquímica destas lateritas (Tabela 9.1) indicou teores relativamente altos de sílica (32-43%), pequenos valores de titânio (inferiores a 0,52%), quantidades consideráveis de alumínio (7-9%) e altas concentrações de ferro (42-51%). Assim, as duas amostras analisadas caem nos

campos da laterita (ZFC-18) e laterita ferruginosa (ZFC-19) no diagrama de classificação de Schellmann (1981) (Figura 9.6).

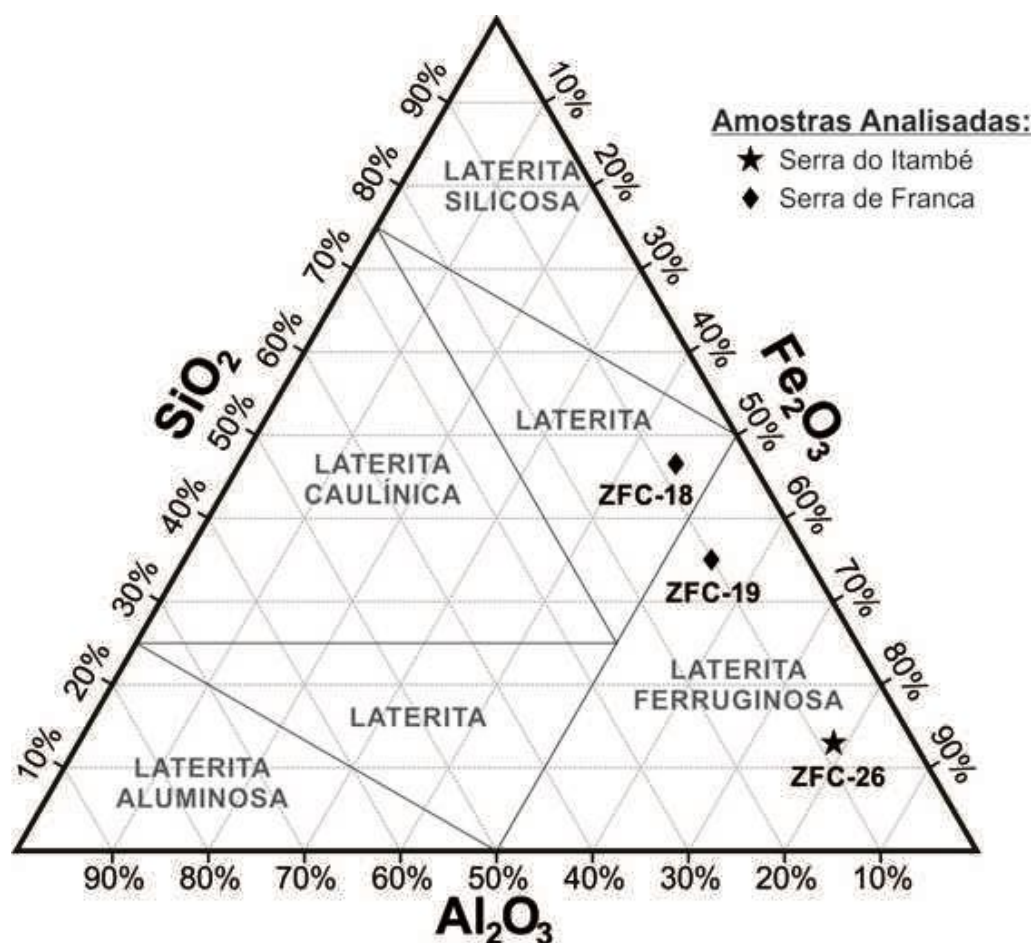


Figura 9.6- Classificação geoquímica das amostras de *duricrusts* ferruginosos que sustentam o topo das serras de Franca e do Itambé, segundo o diagrama composicional ternário de Schellmann (1981)

A mineralogia das amostras (Tabela 9.2) é um pouco mais completa e complexa, sendo composta por quartzo, óxido e hidróxido de ferro (hematita e goethita) e argilominerais (caulinita, montmorillonita e baumita).

9.4 Correlações e Marcadores Morfoestratigráficos

O Patamar de Cimeira da Serra da Canastra e o topo da Serra do Itambé são sustentados por *duricrusts* pisolíticos com características macromorfológicas similares. Os materiais também exibem semelhanças na composição geoquímica de elementos maiores (Figura 9.7), sendo classificados como lateritas ferruginosas no diagrama de Schellmann (1981). A mineralogia também é similar, sendo composta basicamente por quartzo e goethita, com acréscimo de hematita na amostra da Serra

do Itambé e caulinita nas da Serra da Canastra. Além disso, os *duricrusts* apresentam expressivos canais e tubos localmente preenchidos por material decorrente de alteração da matriz da laterita, indicando importante processo de dissolução possivelmente associado com intensa atividade biológica.

A Serra da Canastra se estende para além do limite norte da área estudada. Deste modo, seu topo tabular forma uma grande superfície aplanada, que recebe denominações regionais como Chapada do Bugre e Chapadão da Zagaia. Nesta região, Passarella-Soares (2016) descreveu lateritas desenvolvidas sobre quartzito do Grupo Canastra, e posicionadas em altitudes entre 1.175 e 1.250 m.

Os dados químicos e minerais destas lateritas foram compilados nas tabelas 9.1 e 9.2, e indicam materiais muito diferentes entre si. A amostra SF-7 corresponde a uma laterita nodular com composição química compatível com os resultados obtidos no presente trabalho, e classificada quimicamente como laterita ferruginosa. A mineralogia também é similar, dada basicamente por quartzo e hematita.

Por outro lado, as outras duas amostras exibem composição química e mineral claramente contrastante. A amostra SF-3 apresenta alta concentração de sílica (67%) e baixos teores de ferro e alumínio (13 e 12%), resultando em uma laterita silicosa, composta por quartzo, caulinita e hematita. Já a amostra SF-5 corresponde a uma laterita caulínica, exibindo a maior concentração de alumínio (32%), similar à de sílica, e baixo teor de ferro (13%), sendo composta por gibbsita e goethita.

As semelhanças macromorfológicas, geoquímicas e mineralógicas sugerem haver uma correlação entre o *duricrust* presente no topo da Serra da Canastra com o da Serra do Itambé.

Por sua vez, as amostras do *duricrust* que sustenta o Patamar Inferior da Serra da Canastra são de dois tipos distintos, sedimentos ferruginizados e laterita pisolítica. Esta última se desenvolveu sobre mica xisto e filito do Grupo Araxá, e apresenta mineralogia mais complexa e diferenças geoquímicas consideráveis, quando comparado com seu análogo do Patamar de Cimeira (Figura 9.7).

O outro tipo de laterita corresponde ao conglomerado da Formação Botucatu impregnado e enrijecido por cimento ferruginoso. Trata-se de um sedimento clástico ferruginizado composto exclusivamente por quartzo e goethita. A composição química é dominada por sílica, com quantidades subordinadas de ferro e teores desprezíveis de alumínio e titânio, resultando em uma laterita silicosa.

As notáveis diferenças macromorfológicas, geoquímica e mineralógica entre os

dois tipos de laterita do Patamar Inferior da Serra da Canastra refletem a natureza dos protólitos a partir dos quais estes materiais ferruginosos se desenvolveram. A mesma incompatibilidade é verificada quando se comparam estas lateritas a seus análogos do Patamar de Cimeira. Além disso, foi observada a presença de grãos e agregados granulares de quartzo entre as camadas de óxido de ferro que envolvem os pisólitos, feições consideradas por Bourman et al. (1987) como indicativas de retrabalhamento, o que sugere que o *duricrust* do Patamar Inferior da Serra da Canastra corresponda a um ferricrete (*sensu* Widdowson, 2007).

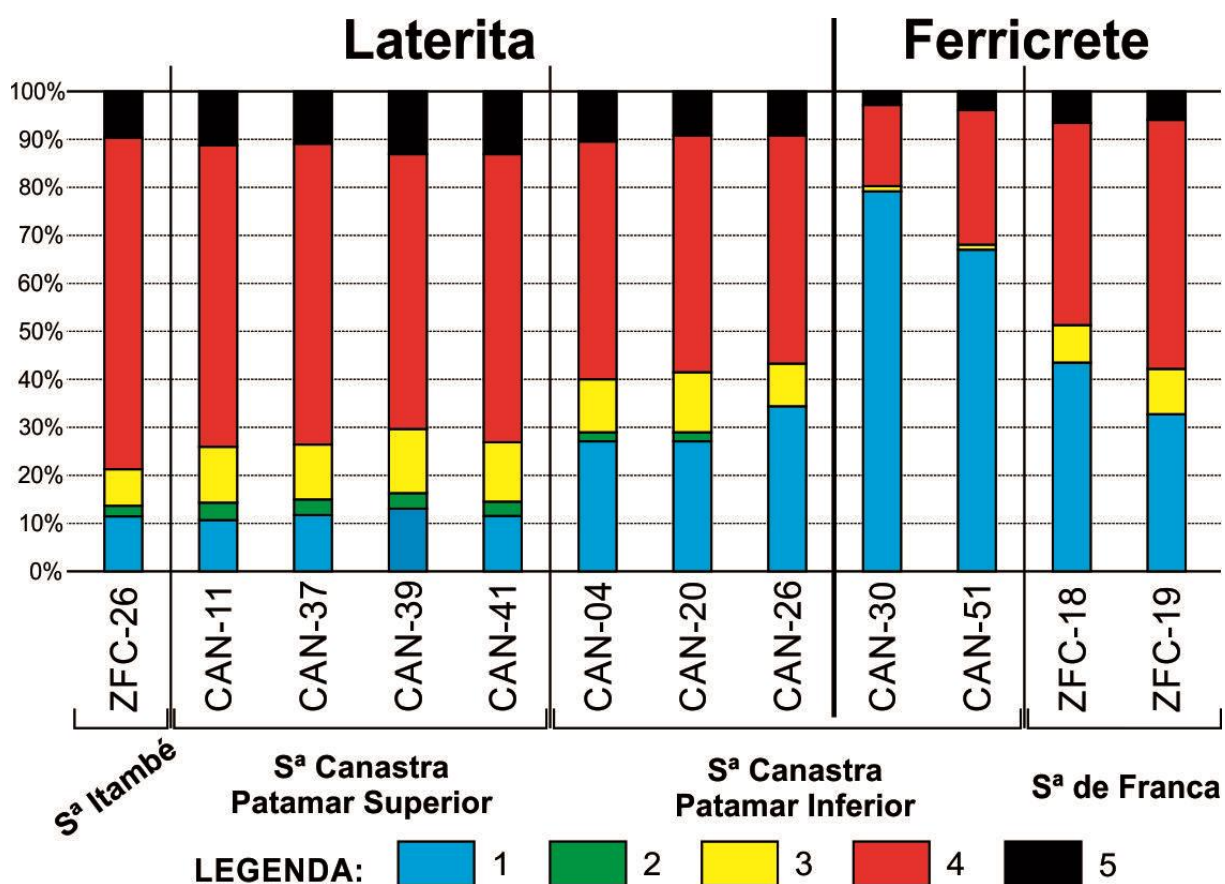


Figura 9.7- Gráfico comparativo mostrando a composição química principal das lateritas do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra e do topo da Serra do Itambé, e dos ferricretes do Patamar Inferior da Serra da Canastra e da Serra de Franca. Legenda: 1- SiO₂; 2- TiO₂; 3- Al₂O₃; 4- Fe₂O₃; 5- LOI.

Por fim, tem-se o *duricrust* que sustenta a Serra da Franca, posicionado em cotas da ordem de 1.100 m de altitude, e desenvolvido sobre os conglomerados do Grupo Bauru. Trata-se de um sedimento clástico ferruginizado, cuja geoquímica indica laterita transicionando para laterita ferruginosa (*sensu* SCHELLMANN, 1981).

A composição química desta laterita não é compatível com os *duricrusts* do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra e da Serra do Itambé, como mostram os

gráficos das figuras 9.5 e 9.6. A mineralogia também é distinta, mais complexa, sendo composta por quartzo, óxido e hidróxido de ferro (hematita e goethita) e argilominerais (caulinita e montmorillonita).

As características macromorfológicas, geoquímicas e minerais não permitem correlacionar a laterita da Serra de Franca com o *duricrust* que ocorre no topo das serras do Itambé e da Canastra. Além disso, o primeiro apresenta antigos pisólitos em meio ao clastos formadores do conglomerado ferruginizado (amostra ZFC-18), sugerindo retrabalhamento de material laterítico mais antigo, constituindo um ferricrete. Segundo Widdowson (2007), ferricrete corresponde a um material ferruginoso, cuja alta concentração de ferro não é obtida por enriquecimento residual, como uma laterita, mas através da entrada e acumulação absoluta de ferro a partir de um protólito ou perfil de alteração preexistente. Logo, os ferricretes são caracterizados por feições de retrabalhamento e transporte do ferro, como observado nos materiais presentes no Patamar Inferior da Serra da Canastra e de topo da Serra de Franca.

Portanto, apesar dos dados macromorfológicos, geoquímicos e minerais aqui apresentados não serem conclusivos, não é possível correlacionar todos os *duricrusts* do Planalto da Bacia do Paraná/Planalto de Franca com os da Serra da Canastra. Assim, não foi possível estabelecer um marcador morfoestratigráfico regional e, conseqüentemente, avaliar movimentações tectônicas da Zona de Falha de Cássia através da utilização dos *duricrusts*.

10 DEPÓSITOS SEDIMENTARES QUATERNÁRIOS

10.1 Depósitos Sedimentares de Cássia-Pratápolis

10.1.1 Registro Sedimentar e Estratigráfico

Os depósitos sedimentares argilosos da região de Cássia são conhecidos e explorados desde a década de 1930, segundo relatos dos oleiros mais antigos. Apesar disso, as primeiras descrições destes materiais se devem a Oliveira et al. (1984). Segundo estes autores, tratam-se de coberturas detríticas de natureza aluvial e/ou coluvial interpretadas como depósitos de altos terraços, de provável idade neógena a quaternária.

Durante os trabalhos de campo, verificou-se que os depósitos sedimentares ocorrem de maneira restrita, se concentrando em três áreas geográficas distintas: na região de Lajeado, ao norte de Cássia; ao sul e oeste de Cássia; e nos arredores de Pratápolis (Figura 10.1).

As ocorrências sedimentares mapeadas afloram essencialmente ao longo de interflúvios situados até 140 m acima do nível atual das drenagens locais. Os depósitos sedimentares ocupam parte das bacias hidrográficas de algumas das principais drenagens da região, representadas pelos córregos da Água Limpa e da Antinha, Ribeirão São Pedro e o Rio Santana. Além disso, há um grande número de outras ocorrências de sedimentos quaternários associados à planície aluvionar das drenagens locais.

De modo geral, a cobertura sedimentar estudada apresenta espessuras observáveis variando entre 0,5 m a pouco mais de 7,0 m. Uma sondagem rotativa realizada nas proximidades de Pratápolis (ponto ZFC-14) indicou um empilhamento sedimentar de aproximadamente 9,0 m até atingir o embasamento cristalino, constituindo a maior espessura local dos depósitos sedimentares. Tal fato, associado ao posicionamento topográfico das ocorrências sugere que os depósitos sedimentares atingem espessuras consideráveis, da ordem de algumas dezenas de metros. Neste sentido, Oliveira et al. (1984) e Zanardo et al. (2008) estimaram espessuras entre 40 e 50 m para os sedimentos.

Recobrando o pacote sedimentar, geralmente ocorre material areno-argiloso de coloração castanha avermelhada a mosqueada. Trata-se de uma cobertura

pedogenética que pode atingir espessuras consideráveis, da ordem de 5,0 m. Localmente, ocorre material similar com linha contínua e irregular de seixos (*stone lines*) na base, configurando material oriundo de rampa de colúvio.

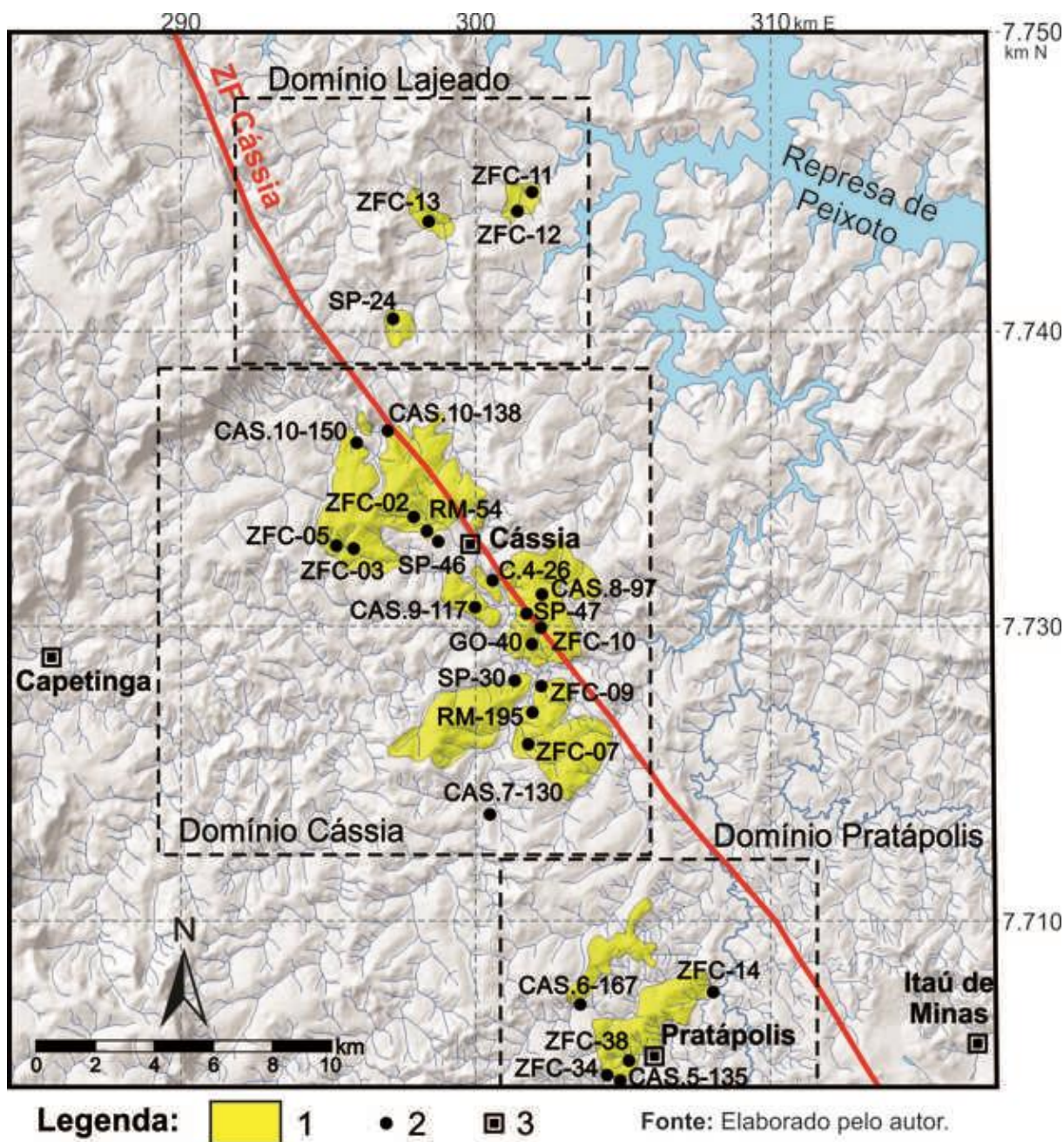


Figura 10.1- Mapa de distribuição geográfica dos depósitos sedimentares da região de Cássia-Pratápolis. Ao fundo relevo sombreado (iluminação segundo o azimuth N45) obtido a partir de dados de interferometria de radar/SRTM. Os quadriláteros tracejado indicam os domínios de concentração dos depósitos sedimentares. Legenda: 1 - Depósitos sedimentares quaternários; 2 - Afloramento estudado; 3 - Cidade. Fonte: Elaborado pelo autor.

A seguir, são descritos os depósitos sedimentares mapeados, segundo as três regiões geográficas de concentração de ocorrências.

Domínio Lajeado

Neste domínio foram observadas e descritas quatro ocorrências sedimentares, sendo dois referentes a olarias artesanais e uma cerâmica (ponto ZFC-13 - Fazenda Lajeado). Os afloramentos estudados estão associados às drenagens, situados na bacia hidrográfica do Córrego Santa Maria e seu afluente, o Córrego do Lajeado (Figura 10.2).

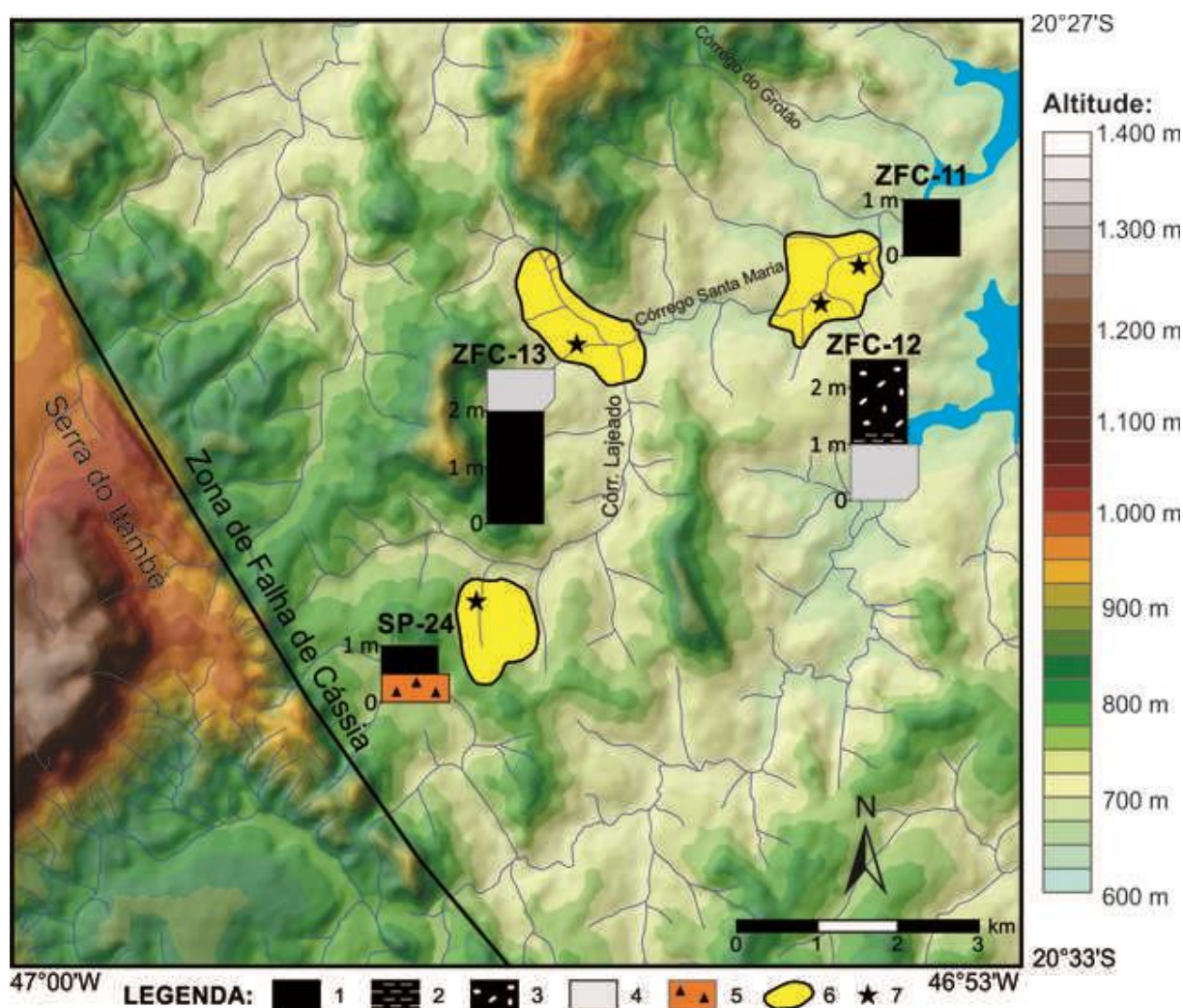


Figura 10.2- Colunas estratigráficas representativas dos depósitos sedimentares quaternários do Domínio Lajeado. Ao fundo, mapa hipsométrico com relevo sombreado (iluminação segundo o azimuth N45) obtidos a partir de dados de interferometria de radar (SRTM) e traço simplificado da Zona de Falha de Cássia. Legenda: 1 - Argilito preto; 2 - Argilito com laminação; 3 - Argilito portando clastos; 4 - Siltito arenoso; 5 - Diamictito; 6 - Limite dos depósitos sedimentares; 7 - Afloramento descrito. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os depósitos sedimentares observados são compostos fundamentalmente por pelitos e, localmente, diamictito. O argilito preto ocorre extensivamente na área, sendo rico em matéria orgânica e altamente plástico. O argilito apresenta porções ou

transições arenosas, o que lhe confere aspecto grumoso, sendo denominado informalmente pelos oleiros de “argila borra de café”. Além disso, o argilito pode ainda exibir concentrações locais de muscovita em forma de bolsões irregulares. Este litotipo forma camadas com espessura variando de 0,5 até 2,0 m.

Em um dos afloramentos visitados (ZFC-12) foi observada uma camada de 1,8 m de espessura composta por argilito preto arenoso, contendo clastos de até 10 cm de comprimento, subarredondados a angulosos, compostos por quartzo e quartzito. Na base da camada tem-se um horizonte de 10 a 15 cm de espessura composto por argilito relativamente puro que exibe laminação horizontal incipientemente desenvolvida.

Outro litotipo observado é o siltito arenoso, cinza claro, portando grânulos e até seixos de quartzo e agregados de muscovita dispersos pela rocha. O siltito ocorre tanto acima quanto abaixo do argilito preto, formando camadas de até 1,0 m de espessura. Por fim, um dos perfis estudados (afloramento SP-24) apresentou uma camada basal aflorante de 30 cm composta por diamictito ocre, contendo seixos e calhaus angulosos de quartzito.

Domínio Pratápolis

O Domínio Pratápolis engloba as ocorrências catalogadas e descritas nos arredores da cidade homônima. Assim, foram estudados sete perfis estratigráficos, referentes a uma cerâmica (Cerâmica Santa Carolina, ponto ZFC-14) e duas olarias abandonadas (ZFC-34 e 38). Os depósitos sedimentares afloram preferencialmente ao longo dos interflúvios entre o Rio das Palmeiras e o Córrego do Pontal, afluentes do Rio Santana (Figura 10.3).

Novamente há o predomínio de rochas pelíticas nos registro sedimentar dos depósitos. Assim, tem-se o argilito preto, rico em matéria orgânica e muito plástico, exceto quando seco, adquirindo alta rigidez. Localmente, o argilito pode ter considerável contribuição arenosa, o que lhe confere aspecto grumoso. Este litotipo ocorre em forma de camada, com espessura variando entre 80 cm a 2,3 m.

Outro pelito de ocorrência extensiva é o siltito arenoso, cinza amarelado, portando grânulos de quartzo. Na cava de extração de argila da Cerâmica Santa Carolina (ZFC-14) o siltito possui contribuição argilosa, conferindo alta plasticidade ao material. A coloração é cinza clara, transicionando lateralmente para termos manchados em vermelho e amarelo. Há ainda uma variedade do siltito argiloso de

coloração cinza azulada com manchas castanhas popularmente chamada de “argila carijó” muito apreciada pelos oleiros e ceramistas. O siltito ocorre formando camadas de 40 cm até 1,7 m, geralmente cobrindo o argilito preto anteriormente descrito.

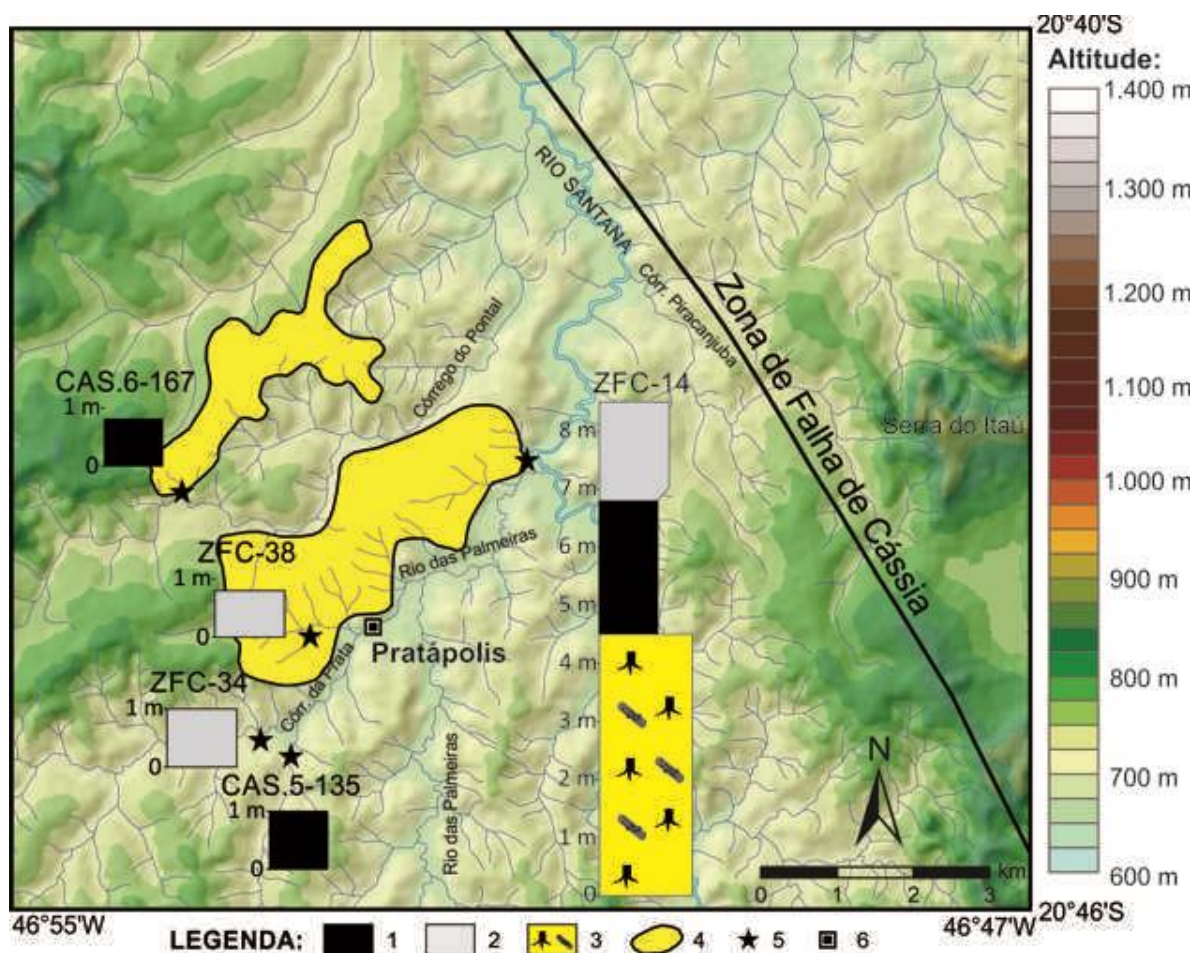


Figura 10.3- Colunas estratigráficas representativas de alguns dos depósitos sedimentares quaternários do Domínio Pratápolis. Ao fundo, mapa hipsométrico com relevo sombreado (iluminação segundo o azimuth N45) obtidos a partir de dados de interferometria de radar (SRTM) e traço simplificado da Zona de Falha de Cássia. Legenda: **1** - Argilito preto; **2** - Siltito arenoso; **3** - Arenito contendo caules e troncos parcialmente carbonificados; **4** - Limite dos depósitos sedimentares; **5** - Afloramento descrito; **6** - Cidade. Fonte: Elaborado pelo autor.

Diferentemente do Domínio Lajeado, há uma contribuição expressiva de arenito em um dos afloramentos estudados (ZFC-14). Trata-se de uma arenito quartzoso, friável, amarelo, granulação média a grossa, portador de estratificação cruzada, indicando a participação de correntes no processo de sedimentação. O psamito contém ainda fragmentos de troncos, caules e raízes parcialmente carbonificados (Prancha 10.1D). Esta é a ocorrência de arenito mais possante observada durante os trabalhos de campo, constituindo uma camada de 4,5 m de espessura, descrita por meio de sondagem rotativa, e assentada diretamente sobre o embasamento cristalino.

Tal material é vendido como material de construção civil na região, após ser extraído por dragagem, seco ao sol e peneirado para a retirada dos troncos fósseis.

Domínio Cássia

Este é o domínio onde se concentra a maior parte das ocorrências conhecidas e mapeadas, totalizando 32 afloramentos descritos e catalogados. Os depósitos sedimentares estão situados predominantemente nos interflúvios e próximo às drenagens das bacias hidrográficas dos córregos da Água Limpa e da Antinha e o Ribeirão São Pedro (Figura 10.4).

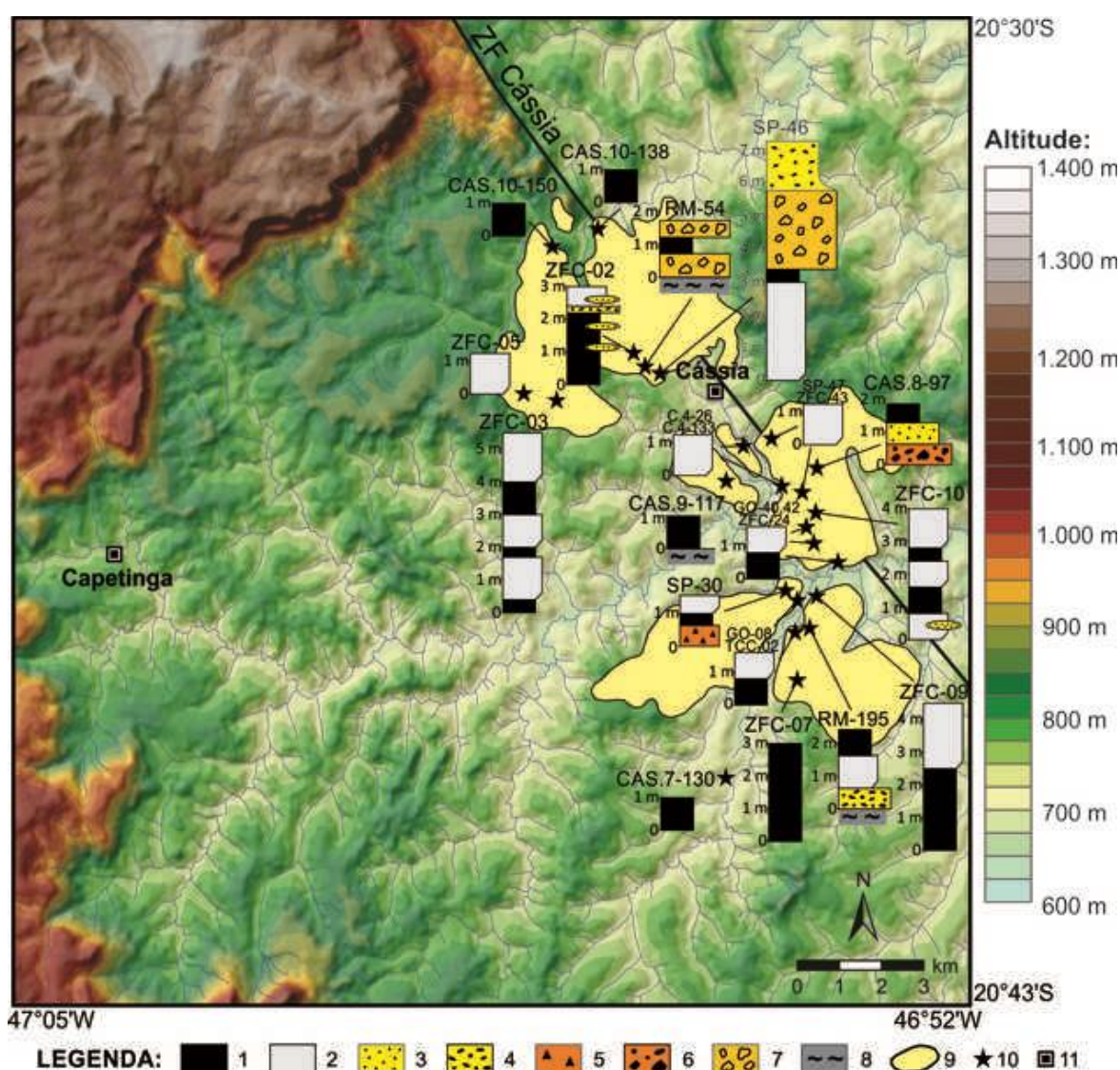


Figura 10.4- Colunas estratigráficas de depósitos sedimentares representativos do Domínio Cássia. Ao fundo, mapa hipsométrico com relevo sombreado (iluminação segundo o azimuth N45) obtidos a partir de dados de interferometria de radar (SRTM) e traço simplificado da Zona de Falha de Cássia. Legenda: 1 - Argilito preto; 2 - Siltito arenoso; 3 - Arenito; 4 - Arenito conglomerático; 5 - Diamictito; 6 - Conglomerado; 7 - Brecha sedimentar; 8 - xisto (embasamento cristalino); 9 - Limite dos depósitos sedimentares; 10 - Afloramento descrito; 11 - Cidade. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os depósitos sedimentares são marcados pela ocorrência extensiva de argilito preto, rico em matéria orgânica, e altamente plástico (Prancha 10.1A). A exploração do material com o uso de retroescavadeiras mascara as estruturas sedimentares, mas ainda é possível reconhecer a laminação entre níveis mais argilosos ou com minerais mais claros, indicando sedimentação em ambiente lacustre.

Localmente, foi observada a presença de agregados de muscovita no argilito preto, e também a contribuição de termos arenosos, conferindo aspecto grumoso ao pelito. Mais raramente, foi observada a ocorrência de grânulos e seixos de quartzo disseminados pela rocha. Este litotipo forma camadas com espessura variando entre 30 cm a 3,0 m.

Outro pelito descrito é o siltito que transiciona lateralmente para termos mais argilosos e/ou arenosos. O litotipo apresenta coloração variando de cinza claro, amarelo a castanho avermelhado. Localmente, o siltito pode conter grânulos e seixos angulosos de quartzo (Prancha 10.1B), alguns cobertos por uma fina película de óxido de ferro. Esta litologia se apresenta na forma de camadas de 40 cm a 3,0 m de espessura.

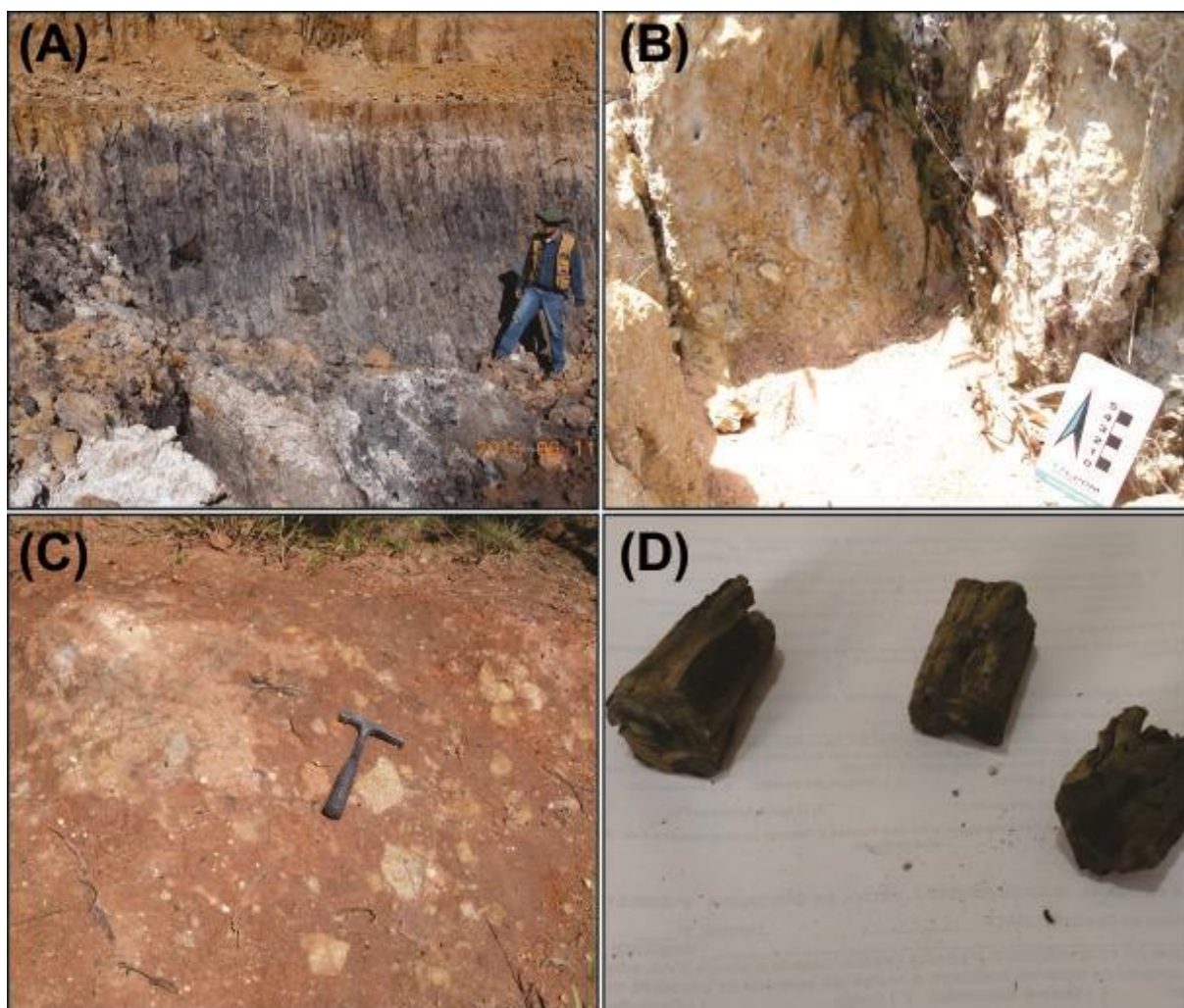
Assim como no Domínio Pratápolis, observa-se importante contribuição de termos mais grossos no registro sedimentar dos perfis levantados, como psamitos e psefitos. O arenito é quartzoso; com granulação variável, podendo ser fina a média ou média a muito grossa; geralmente mal selecionado; coloração cinza a branco; e portador de muscovita, maciços ou estratificados, localmente com estratificação cruzada. O psamito pode ocorrer como camada de 70 cm de espessura, ou formando lentes intercaladas aos siltitos e argilitos, com espessura da ordem de 15 a 40 cm. Também são observadas (pontos RM-195 e ZFC-02) intercalações de arenito conglomerático, castanho-amarelado, portando seixos angulosos de quartzito e muscovita xisto, formando camadas de 30 a 60 cm, e de brechas sedimentares, ricas em clastos angulosos entre matriz argilo-arenosa (Prancha 10.1C).

Trabalhos anteriores (OLIVEIRA et al., 1984; ZANARDO et al., 2008) descreveram o arenito como arcoseano, inconsistente, coloração vermelho-rosada, granulação fina a média, subanguloso. O psamito apresentaria ainda estratificação cruzada tangencial de médio porte na base, perfazendo um pacote arenoso com 20 a 25 m de espessura, muito mais expressivo que o observado nos trabalhos de campo.

Em um dos afloramentos estudados (SP-46) foi descrita uma brecha sedimentar castanho avermelhada a mosqueada, matriz arenosa, mal selecionada,

contendo fragmentos angulosos de até 20 cm, compostos por quartzo, quartzito, muscovita xisto e arenito (Prancha 10.1C). O litotipo grada para um arenito conglomerático no topo, perfazendo uma camada de 4,0 m de espessura.

Por fim, outro litotipo importante é o diamictito. A referida rocha apresenta matriz argilosa, coloração castanho a ocre, sendo portadora de seixos e grânulos de quartzito, formando uma camada de 70 cm de espessura. Tanto as brechas quanto os diamictitos apontam para chegada de fluxos de detritos, oriundos de fontes proximais.



Prancha 10.1- (A) Frente de lavra de barreiro exibindo argilito preto, rico em matéria orgânica, plástico, localmente com contribuição arenosa (ZFC-07). (B) Afloramento de siltito arenoso, cinza claro, contendo grânulos e seixos de quartzito (SP-46). (C) Aspecto geral da brecha sedimentar, exibindo fragmentos angulosos de até 20 cm de quartzo, quartzito, mica xisto e arenito (SP-46). (D) Pequenos caules parcialmente carbonificados presentes em arenito (ZFC-14).

10.1.2 Análise Palinológica

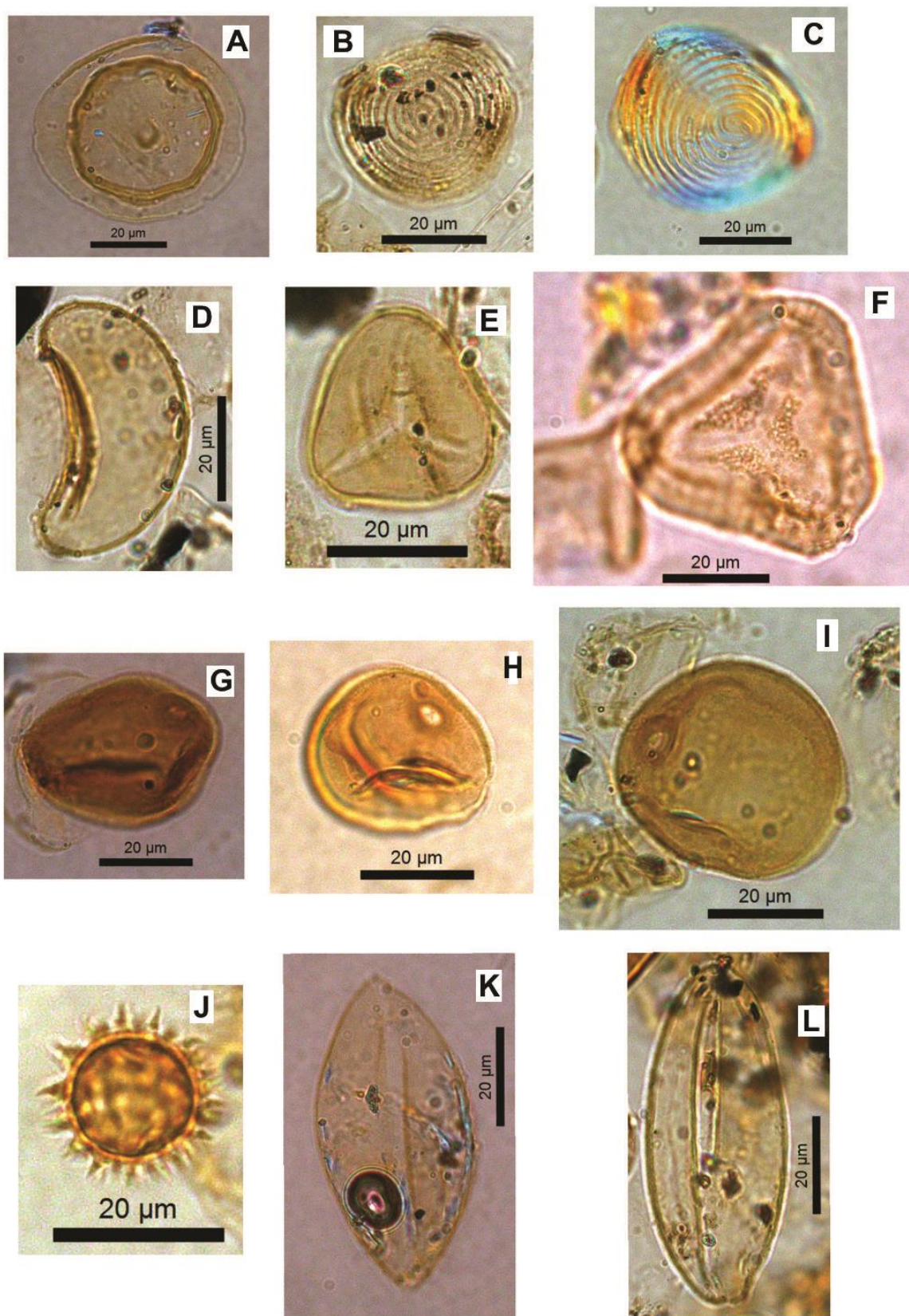
Os estudos palinológicos envolveram a análise de 15 (quinze) amostras de argilito preto, relativas a 8 (oito) afloramentos distintos. Assim, foi estudado material dos três domínios geográficos: Lajeado (ZFC-11 e 13), Cássia (ZFC-02, 03, 07, 09 e 10) e Pratápolis (ZFC-14).

É importante frisar que durante a preparação de todas as amostras constatou-se grande quantidade de matéria orgânica, além dos palinomorfos. O material é representado por abundantes fragmentos e restos de matéria orgânica lenhosa perfurada e herbácea (traqueídes e cutículas de plantas). Ambas são onipresentes, porém com predomínio ora de um tipo, ora de outro.

A análise palinológica registrou esporos e pólen de plantas viventes, sendo muitos deles identificáveis em nível de gênero e espécie. Além disso, as amostras exibiram conteúdo palinológico com espectro próprio e único, refletindo em diferentes assinaturas palinológicas (vide Anexo II). Isto mostra a grande sensibilidade do método no tempo e no espaço, resultando em variação vertical e horizontal, respectivamente.

De maneira geral as amostras exibem registro palinológico predominantemente dado por fitólitos e microalgas de água doce. Fitólitos são restos silicosos de origem vegetal, recuperados devido a preparação palinológica alternativa sem o uso de ácidos (Arai, 2017). Os fitólitos são produzidos principalmente por plantas da família Poaceae (gramíneas), típica da vegetação aberta (campo), e da Cyperaceae, típica de solos úmidos ou até mesmo pantanosos. Curiosamente nem todas as amostras contendo fitólitos apresentaram grãos de pólen de Cyperaceae, como pode ser observado nas amostras ZFC-03; 07.A,D,E; 09.A e 13.B. Isso sugere maior contribuição da família Poaceae.

Elementos algáceos ocorreram em praticamente todas as amostras estudadas (à exceção das amostras ZFC-13.A e B). Merecem destaque as microalgas de água doce, representadas pelos gêneros *Chomotriletes/Pseudoschizaea* (Prancha 10.2B, C), *Debarya* (Prancha 10.2A), *Ovoidites (Spirogyra)* e *Botryococcus*. Logo, uma primeira interpretação geral é a existência de um corpo de água permanente, onde ocorreu a deposição do argilito preto.



Prancha 10.2- (A) Vista polar de microalga tipo *Debaria*. (B) e (C) Microalgas tipo *Chomotriletes* (= *Pseudoschizaea*). (D) Esporo monolete de pteridófito. (E) Esporo trilete liso de pteridófito. (F) Esporo trilete cingulado de pteridófito. (G), (H) e (I) Pólen monoporado de Poaceae (gramínea). (J) Pólen de Asteraceae (Compositae). (K) e (L) Pólen do tipo Monosulcates (provavelmente de Arecaceae).

Adicionalmente, há o registro de vegetação de campo de clima úmido na região, representado pela ocorrência de esporos de pteridófitas (esporos monoletes _Prancha 10.2D_ e triletes _Prancha 10.2E,F) em todas as amostras analisadas. Pteridófitas requerem água para se reproduzir, portanto, sua ocorrência sistemática é indicativo de clima úmido, ao menos em uma das estações do ano, reforçando o caráter úmido do paleoambiente da região.

Por outro lado, grãos de pólen de gramíneas (Prancha 10.2G,H,I) e Compositae (Prancha 10.2J) indicam campos bem drenados. Tais palinomorfos tem um registro importante, em especial nas amostras ZFC-02, 07B, 09B e 10B. Esta aparente contradição na interpretação paleoambiental pode ser explicada pelo fato de que os grãos de pólen destas espécies podem ter sido transportados pelo vento de locais relativamente distantes do sítio deposicional. Isto explicaria a sua coexistência com Cyperaceae e até mesmo com microalgas de água doce.

Também chama a atenção a ocorrência de grãos de pólen de plantas de grande porte (gimnospermas _Prancha 10.2K,L) como a família Araucariaceae no registro palinológico de algumas amostras (ZFC-07C,D, 10B e 13B). Embora não ocorra em grande quantidade, sua presença indica a existência de vegetação arbórea na região adjacente. Assim como ocorre para as famílias Poaceae e Asteraceae, seus grãos de pólen também podem ser transportados pelo vento. Logo, sua ocorrência reforça a hipótese de uma vegetação desenvolvida no entorno do paleolago.

A ausência de espécies palinológicas comprovadamente pré-quadernárias, sugere que a sedimentação tenha ocorrido no Quaternário. Entretanto, a abundância de elementos de campo aberto, como as famílias Poaceae e Asteraceae, aliada à relativa escassez de elementos arbóreos e à presença conspícua da microalga *Debarya*, um indicador de clima frio, sugere que a deposição não seja posterior a 8.000 AP.

10.1.3 Gênese e Evolução dos Depósitos Sedimentares

As coberturas sedimentares da região de Cássia-Pratápolis não correspondem a aluviões atuais dos rios da região. Tratam-se de depósitos quadernários, como indicado pela palinologia, porém pré-atuais. As ocorrências afloram principalmente ao longo dos interflúvios posicionados até 140 m acima do nível de base local, e estão sendo erodidas pelo sistema de drenagem atual.

A paisagem pré-atual teria sido algo similar ao observado nos dias de hoje.

Assim, ter-se-ia uma região deprimida, esculpida nas rochas metamórficas do Grupo Araxá limitada a oeste pelas escarpas erosivas dos Planaltos da Bacia do Paraná . As rochas do embasamento cristalino são cortadas e deformadas pela Zona de Falha de Cássia, orientada segundo a direção geral NNW-SSE (Figura 10.5A).

A Zona de Falha de Cássia foi reativada no Quaternário como uma falha normal, com bloco abatido a SW (Figura 10.5B). Como consequência, teria havido o barramento da drenagem, que passou a não mais escoar para leste, em direção ao Rio Grande pré-atual, ficando confinado na região entre as escarpas da Bacia do Paraná e os traços reativados da zona de falha. Deste modo, foi desenvolvida uma ampla área alagada, dominada por águas calmas, que possibilitaram a deposição dos siltitos e argilitos, caracterizados como depósitos lacustres (Figura 10.5C).

O registro palinológico dos argilitos pretos corroboram a hipótese de um corpo d'água permanente, devido a ocorrência ampla e abundante de microalgas de água doce. A ocorrência generalizada de esporos de samambaias reforçam a tese de um paleoambiente de clima úmido. Além disso, a palinologia indica ainda a presença de uma vegetação de campo aberto nas proximidades do lago, formada por Poaceae (gramíneas) e Asteraceae (Compositae), e vegetais de grande porte, como gimnospermas.

As brechas sedimentares e conglomerados foram interpretados como produto de processo de movimento de massa tipo fluxo de detritos, típico de leques aluviais, oriundos do bloco soerguido ou mesmo do recuo da escarpa da Bacia do Paraná a oeste. O diamictito, o arenito e o arenito conglomerático foram considerados como pertencentes aos fácies proximais dos leques aluviais ou decorrentes de retrabalhamento destes sedimentos por um sistema fluvial. Deste modo, ter-se-ia o registro sedimentar dominado por pelitos lacustres entremeados pela entrada esporádica de leques aluviais (Figura 10.5D).

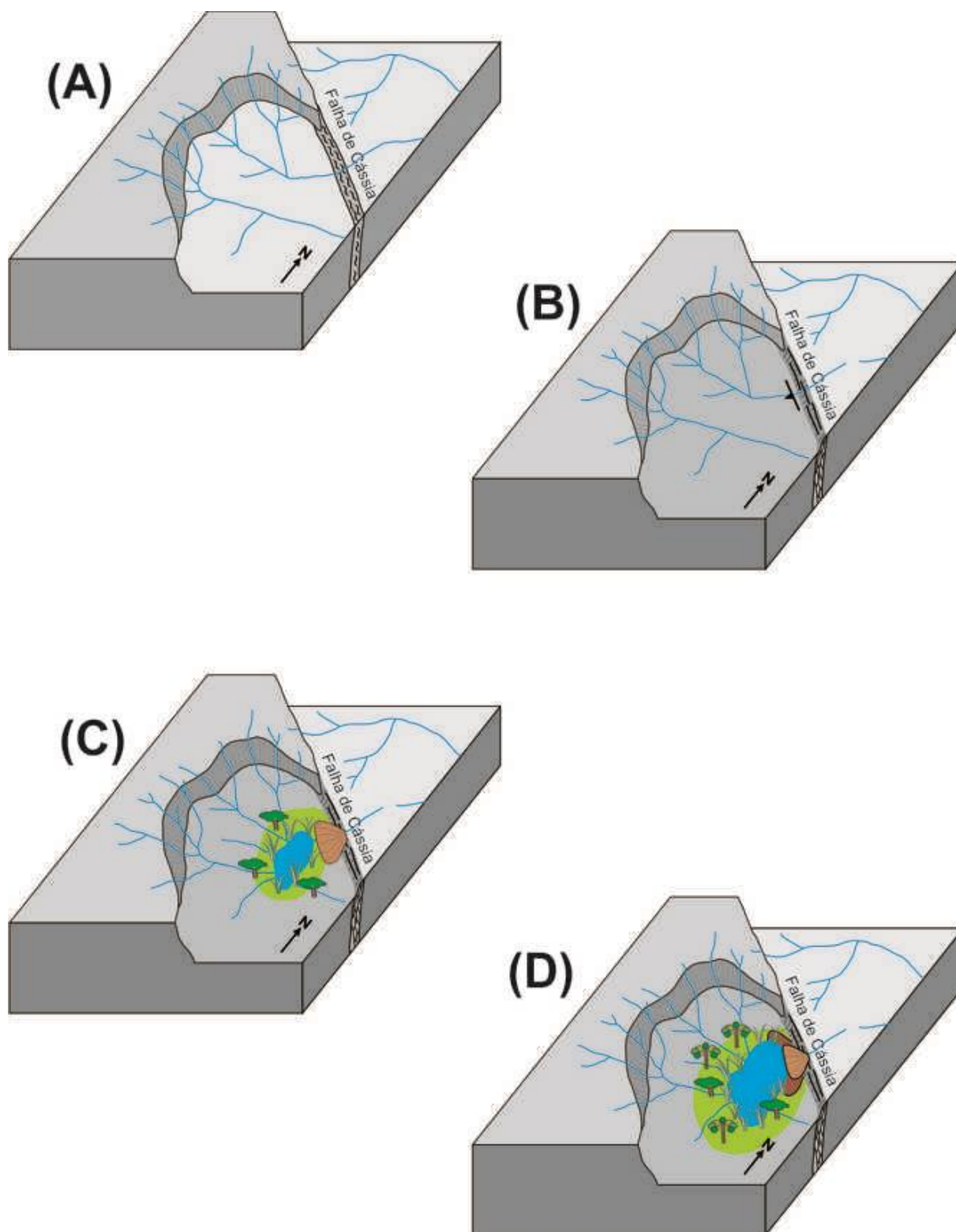


Figura 10.5- Modelo genético evolutivo dos depósitos sedimentares existentes na região entre a escarpa erosiva da Bacia do Paraná e os traços da Zona de Falha de Cássia. **(A)** Configuração pré-atual da região. **(B)** Zona de Falha de Cássia reativada como falha normal com bloco baixo a sudoeste, provocando o barramento da drenagem. **(C)** Formação inicial de um lago com desenvolvimento de vegetação no entorno dada por gramíneas, samambaias e vegetais evoluídos _gimnospermas. Desenvolvimento de leque aluvial nas proximidades da descontinuidade. **(D)** Ampliação da área alagada e da vegetação do entorno. Formação de novos leques aluviais preservados no registro sedimentar. Fonte: Elaborado pelo autor.

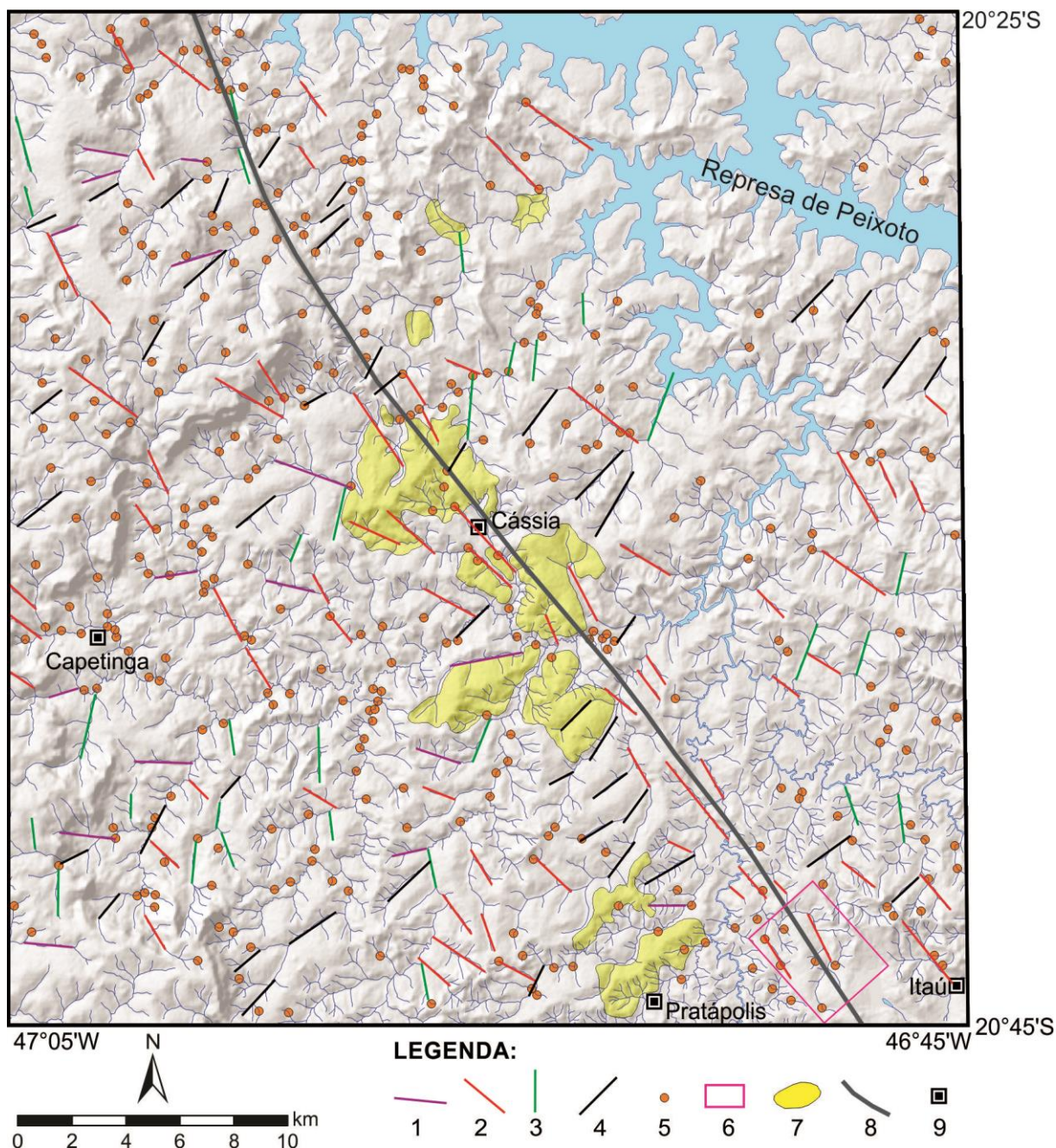


Figura 10.6- Mapa de drenagem da região de Cássia-Pratápolis, destacando os lineamentos e anomalias de drenagem. Legenda: 1- lineamento E-W; 2- lineamento NW-SE; 3- lineamento N-S; 4- lineamento NE-SW; 5- drenagem em cotovelo; 6- drenagem com padrão anelar; 7- depósitos sedimentares mapeados; 8- traço principal simplificado da Zona de Falha de Cássia; 9- cidade. Fonte: Elaborado pelo autor.

A hipótese da reativação da Zona de Falha de Cássia durante o Quaternário é reforçada pela ocorrência de extensos segmentos retilíneos de drenagem encaixados, caracterizando fortes e persistentes lineamentos de drenagem orientados preferencialmente segundo a direção NW-SE, paralelo ao traço da zona de falha como indica o mapa de drenagem (Figura 10.6). Adicionalmente, foram identificadas outras

importantes anomalias, como canais de drenagem com curvatura anômala, podendo configurar inflexões abruptas com ângulo de até 90°, denominadas cotovelo de drenagem. Segundo Lima (2002), tais feições geralmente estão associadas ao controle estrutural e tectônico da área, podendo ser relacionadas com falhas normais. As drenagens em cotovelo e com curvatura anômala ocorrem distribuídas por toda a área de estudos, mas estão claramente concentradas nas proximidades de Zona de Falha de Cássia e no bloco baixo a SW. Além disso, os limites dos depósitos sedimentares são localmente retilíneos, predominando aqueles paralelos aos traços da zona de falha, sugerindo íntima relação com descontinuidade do embasamento.

Por fim, nas proximidades de Itaú de Minas há um conjunto de drenagens configurando padrão anelar (Figura 10.6). Segundo Lima (2002), o referido padrão de drenagem pode estar associado com domos e bacias. Considerando a conformação do relevo, tem-se a interpretação de se tratar de uma bacia, ou seja, uma área abatida, concordando com o modelo evolutivo proposto para a região.

10.1.4 Indícios de Deformação

Durante os trabalhos de mapeamento foram observados alguns poucos afloramentos com o registro de fortes evidências de deformação nos sedimentos argilosos. As feições de deformação estão presentes no argilito castanho amarelado, portador de grânulos de quartzo sobreposto a um siltito arenoso cinza a vermelho. Ambos os litotipos se mostraram fortemente oxidados e enrijecidos, reconhecidos em afloramentos alçados topograficamente, ou seja, posicionados nos interflúvios do sistema de drenagem.

As feições deformacionais registradas nos depósitos quaternários são dadas por fraturas, zonas brechadas e pequenas falhas (Figura 10.7). A continuidade e o paralelismo verificados entre as diferentes famílias de fraturas evidenciam tratarem-se de estruturas de origem tectônica. Além disso, neste conjunto merecem destaque falhas normais N50W/72SW e N34W/65NE, bem como uma falha transcorrente E-W/60N destal, e zonas brechadas de atitude N60E/90 (Figura 10.8).



Figura 10.7- Argilito quaternário oxidado e enrijecido mostrando marcante fraturamento e zonas de brechação (paralelas ao cabo do martelo). Notar a continuidade e o paralelismo entre as diferentes famílias de fraturas, indicando atividade tectônica para sua formação. Ponto SP-47.

Infelizmente, a pequena quantidade de dados estruturais disponíveis e sua baixa distribuição no espaço impossibilitam a adequada reconstrução do campo de paleotensões. Outro fator que dificulta sobremaneira a aquisição de medidas estruturais é a contínua exploração dos depósitos sedimentares, muitas vezes seguida pelo preenchimento das antigas cavas de exploração com rejeito ou estéril.

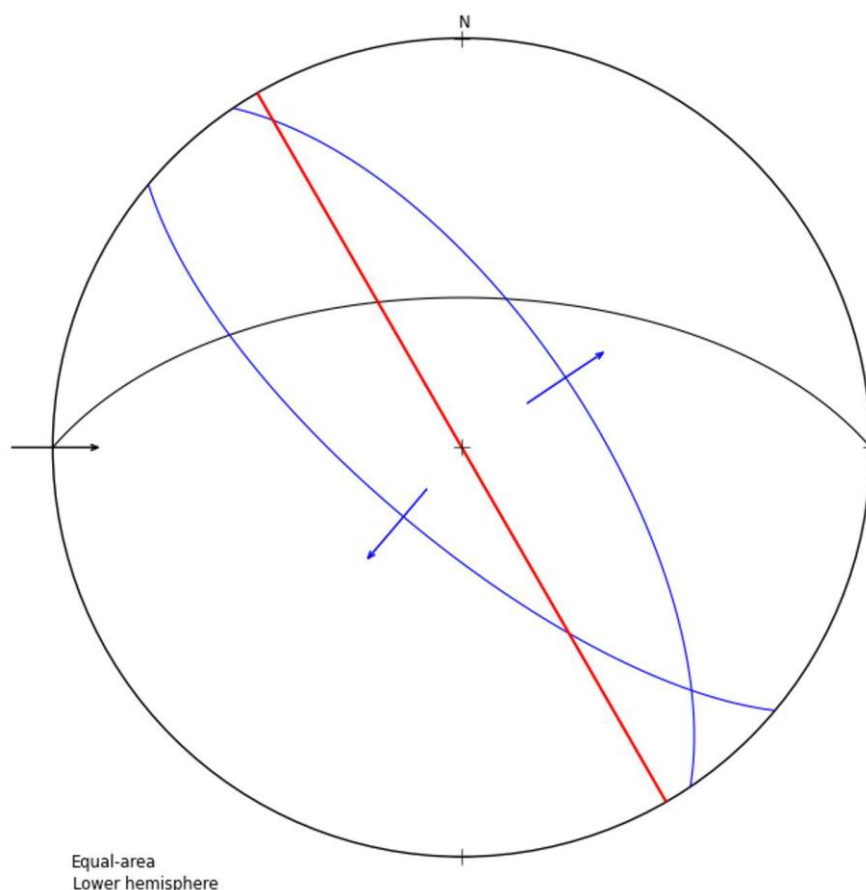


Figura 10.8- Estereograma exibindo falhas normais (em azul), transcorrente dextral (em preto) e orientação das zonas brechadas (em vermelho) registradas nos sedimentos quaternários. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Fonte: Elaborado pelo autor.

10.1.5 Evidências de Reativação da Zona de Falha de Cássia

Ao se analisar o mapa da figura 10.1, verifica-se que os depósitos sedimentares estão concentrados preferencialmente a SW da Zona de Falha de Cássia, denotando forte controle da deposição relacionada com a descontinuidade. Além disso, os limites dos depósitos sedimentares são localmente retilíneos, predominantemente paralelo à zona de falha, denotando forte controle da sedimentação pela descontinuidade. Assim, tem-se o reconhecimento inicial de um critério geométrico de reativação da Zona de Falha de Cássia.

Considerando o registro sedimentar dos depósitos estudados, tem-se litologias como brecha sedimentar, conglomerado, arenito conglomerático, arenito e diamictito, interpretadas como provenientes de leques aluviais. Tais litotipos ocorrem predominantemente nas proximidades dos traços da Zona de Falha de Cássia (Figura 10.9), sugerindo que os leques aluviais estejam relacionados com o desnível topográfico decorrente da movimentação/reactivação da zona de falha. Deste modo,

tem-se a constituição de um importante critério estratigráfico de reativação da descontinuidade (*sensu* Holdsworth et al., 1997).

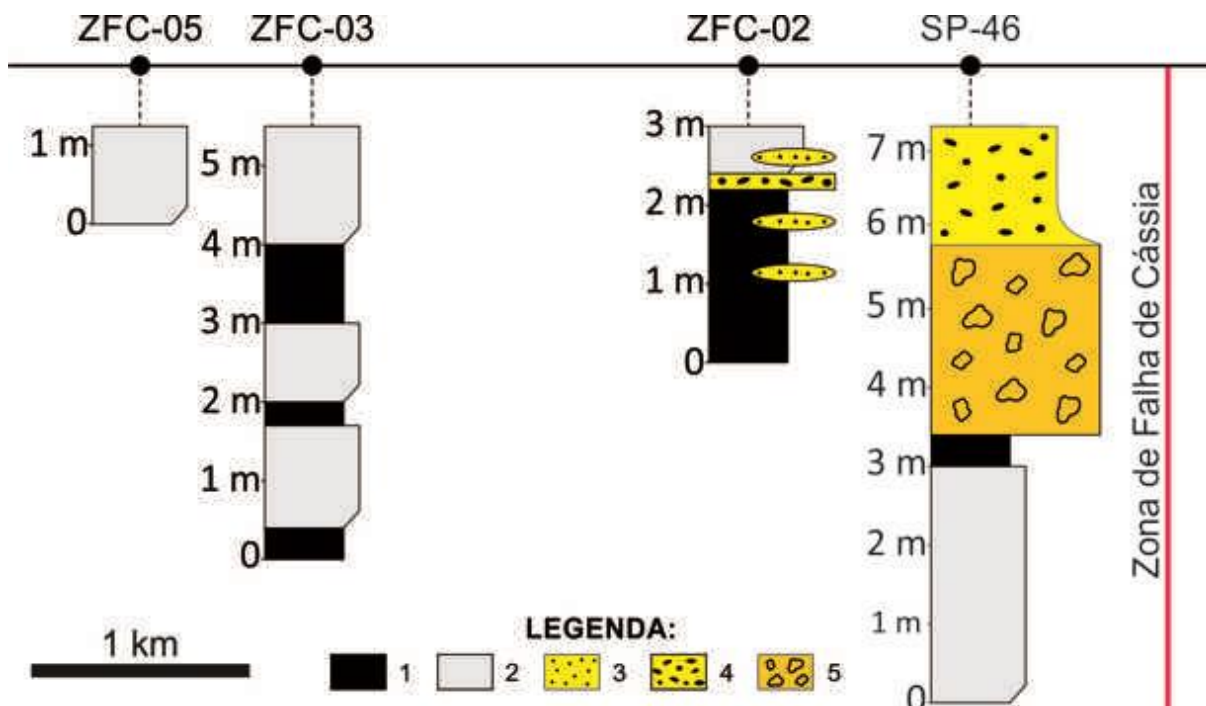


Figura 10.9- Seção estratigráfica composta dos depósitos sedimentares, mostrando a contribuição dos sedimentos mais grossos nas ocorrência próximas à Zona de Falha de Cássia, enquanto a leste (pontos ZFC-03 e 05) há uma tendência à deposição de sedimentos mais finos. A posição da seção está indicada no mapa da Figura 10.1. Legenda: **1-** argilito preto; **2-** siltito arenoso; **3-** Arenito; **4-** Arenito conglomerático; **5-** Brecha sedimentar. Fonte: Elaborado pelo autor.

Outro critério de reativação reconhecido em campo é o estrutural, conforme indicado no item anterior (seção 10.1.4). O reconhecimento de falhas e fraturas nos sedimentos, em arranjos seguramente tectônicos pela continuidade dos traços e coerência com o quadro evolutivo regional, aponta para o reconhecimento de uma fase de ativação geradora destas estruturas descontínuas, influenciadas pela Zona de Falha de Cássia.

10.2 Depósitos Sedimentares de Desemboque

10.2.1 Registro Sedimentar e Estratigrafia

Na região de Desemboque, porção norte da área de estudos, foram reconhecidos expressivos depósitos sedimentares arenosos, cujos limites são mostrados no mapa da figura 10.10, assentados diretamente sobre as rochas metamórficas do Grupo Canastra. A cobertura sedimentar é limitada a NE pela Serra

Alta e a SW pela Serra de São Jerônimo, além de ser cortada pelos traços da Zona de Falha de Cássia (Figura 10.11). Tais depósitos afloram em parte das bacias hidrográficas do Ribeirão do Castelhana e de um afluente do Córrego Santa Bárbara.

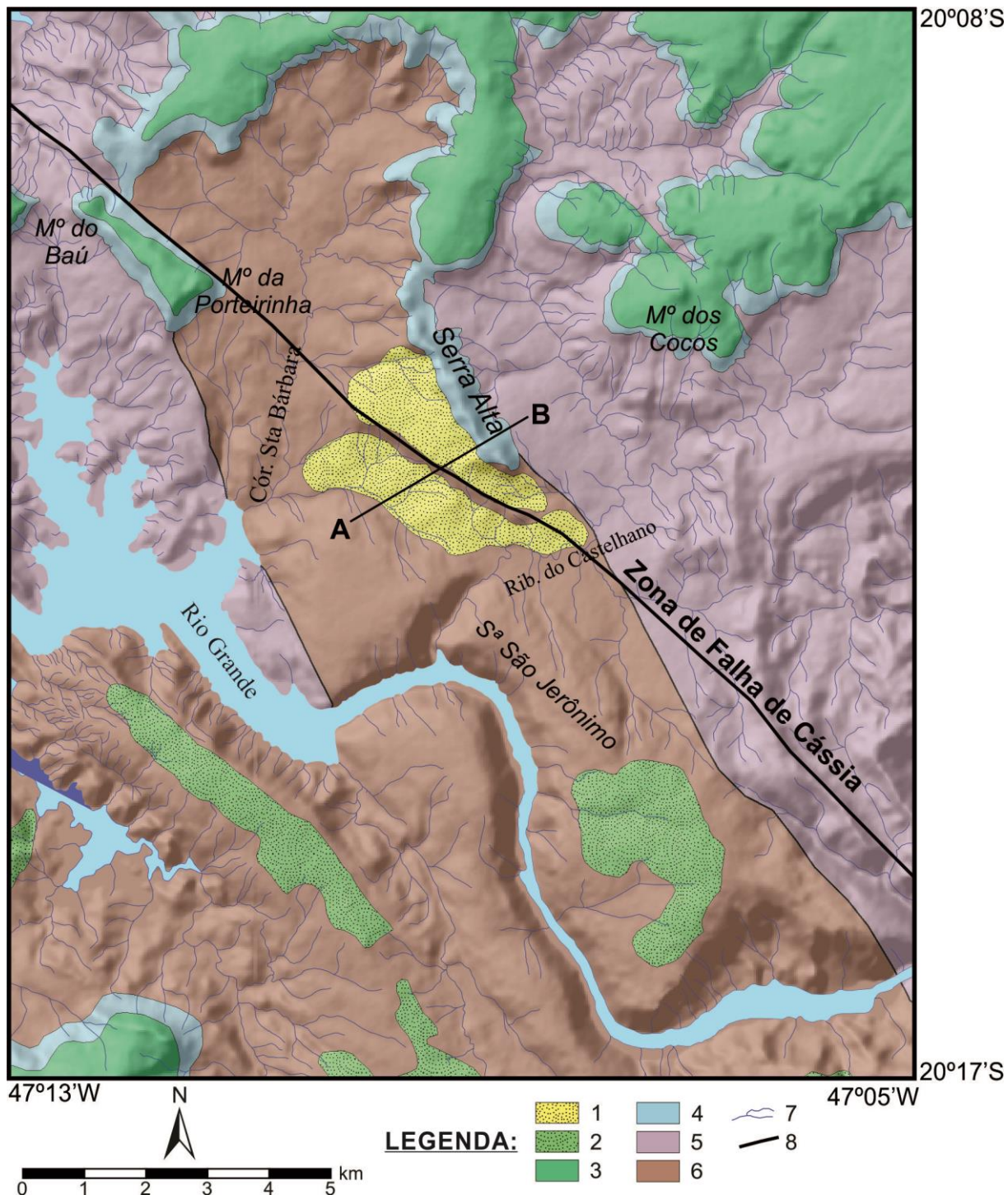


Figura 10.10- Mapa geológico da região de Desemboque, destacando os depósitos sedimentares arenosos mapeados. Relevo sombreado ao fundo obtido a partir de dados de interferometria de radar/SRTM. Legenda: **1-** Depósitos arenosos; Bacia do Paraná; **2-** Grupo Bauru; **3-** Formação Serra Geral; **4-** Formação Botucatu; Embasamento cristalino; **5-** Grupo Araxá; **6-** Grupo Canastra; **7-** Rede de drenagem; **8-** Traço da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor.

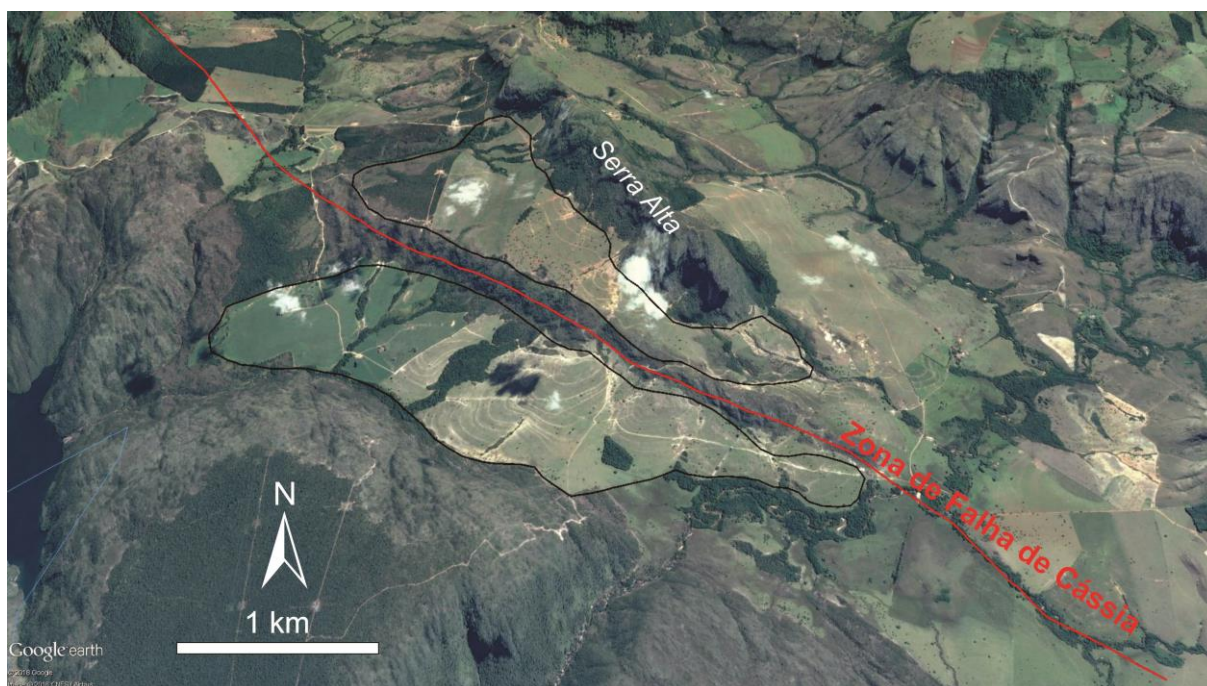


Figura 10.11- Imagem aérea (vista oblíqua) do Google Earth mostrando a Serra Alto e os limites dos depósitos sedimentares arenosos da região de Desemboque cortados pelos traços da Zona de Falha de Cássia. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os depósitos sedimentares são compostos essencialmente por areias inconsolidadas facilmente erodíveis, quartzosas, de granulação fina a média, mal selecionadas. As areias podem conter clastos subangulosos (geralmente grânulos, mas alguns podem atingir até 5,5 cm de comprimento) constituídos por quartzo, quartzito, xisto e laterita, bem como pequenos fragmentos de matéria orgânica parcialmente carbonificada. Os clastos ocorrem dispersos nos sedimentos ou concentrados formando pequenas lentes (Figura 10.12).

Um dos afloramentos descritos (ZFC-31) é composto por uma camada basal de 1,10 m de espessura (espessura observável) das areias anteriormente descritas de coloração cinza claro. As areias apresentam ainda finas intercalações milimétricas parcialmente silicificadas. Acima desse material ocorre uma camada de 2,45 m de espessura de areias similares ao descrito anteriormente, porém, de coloração castanho-amarelado. O contato entre os corpos arenosos tabulares se dá por uma superfície irregular erosiva (Figura 10.13). Ambas as camadas foram amostradas para datação dos grãos de quartzo por luminescência opticamente estimada (LOE).



Figura 10.12- Areia quartzosa, mal selecionada, contendo lente composta de clastos angulosos de laterita, quartzito e xisto, bem como pequenos fragmentos de carvão. Ponto CAN-25.



Figura 10.13- Afloramento mostrando duas camadas de areias quartzosas inconsolidadas, porção basal cinza claro e superior castanho-amarelada, exibindo contato irregular erosivo. São indicados os dois pontos de amostragem de areia para datação por LOE. Ponto ZFC-31.

A cobertura sedimentar está posicionada no relevo ao longo de dois patamares escalonados. Os depósitos mais próximos à Serra Alta estão situados entre 920 e 960 m de altitude, enquanto os mais distantes afloram em cotas da ordem de 770 e 830 m, como mostra o perfil topográfico da Figura 10.14.

10.2.2 Idades LOE

A idade dos depósitos arenosos foi estimada através da datação dos grãos de quartzo por luminescência opticamente estimulada (LOE). Para tanto, foi selecionado um sítio representativo, onde foram retiradas duas amostras, um da camada arenosa basal cinza (amostra ZFC-31.B) e outro da camada arenosa sobreposta de coloração castanho-amarelado (ZFC-31.A), situadas em profundidades de 3,35 e 2,20 m, respectivamente.

As amostras coletadas foram devidamente acondicionadas e encaminhadas para o laboratório da empresa Datação Comércio e Prestação de Serviços Ltda. As análises foram realizadas utilizando o protocolo SAR (*single-aliquot regenerative-dose*) com 15 alíquotas, fornecendo os resultados expressos na Tabela 10.1. Assim, foram obtidas as idades 34.000 ± 4.200 e 34.300 ± 4.200 anos, para as amostras da porção superior (ZFC-31.A) do afloramento e da base (ZFC-31.B), respectivamente.

É importante ressaltar que a idade média obtida pelo método LOE corresponde ao momento no qual a amostra foi exposta, pela última vez, por um longo período de tempo (16 horas ou mais) à radiação solar, ou seja, antes do processo de soterramento. Deste modo, pode-se considerar que os sedimentos arenosos de Desemboque foram depositados no Pleistoceno tardio.

A diferença entre as idades das camadas arenosas é de apenas 300 anos. Entretanto, tal valor é muito menor e está dentro da margem de erro analítico, que é de 4.200 anos. Logo, a idade das duas camadas limitadas por uma superfície erosiva é praticamente a mesma.

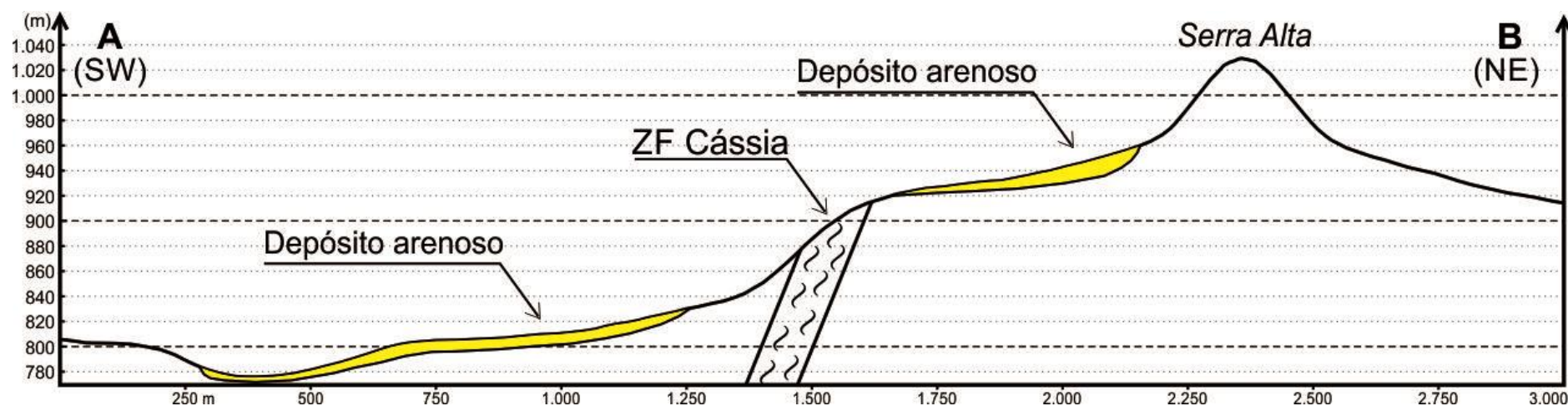


Figura 10.14- Perfil topográfico SW-NE mostrando o posicionamento dos depósitos sedimentares arenosos inconsolidados na paisagem. Sobrelevação de 2,5x. A posição do perfil topográfico é mostrado na Figura 10.14. Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 10.1- Resultados da análise de luminescência opticamente estimulada para os depósitos arenosos de Desemboque.

Amostra	Profundidade (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Paleodose Média (Gy)	Dose Anual (Gy/ka)	Umidade (wt%)	Idade LOE (ka)
ZFC-31.A	2,20	1,493 ± 0,130	5,847 ± 0,297	0,962 ± 0,238	61,5 ± 3,9	1,81 ± 0,19	4,8	34.000 ± 4.200
ZFC-31.B	3,35	1,714 ± 0,136	5,685 ± 0,299	1,060 ± 0,255	65,6 ± 3,9	1,91 ± 0,20	5,2	34.300 ± 4.200

OBS.: Gy = Gray; wt% = porcentagem em peso; ka = milhares de anos.

10.2.3 Gênese e Evolução dos Depósitos Arenosos

Os depósitos arenosos foram interpretados como resultantes de processos de fluxo de detritos, com feições de corte e preenchimento associadas (Figura 10.15). A ocorrência de intercalações arenosas milimétricas parcialmente silicificadas pode indicar mudanças no ambiente de sedimentação, possivelmente associada a deposição em águas calmas. Deste modo, a cobertura sedimentar foi interpretada como depósito colúvio-aluvionar.

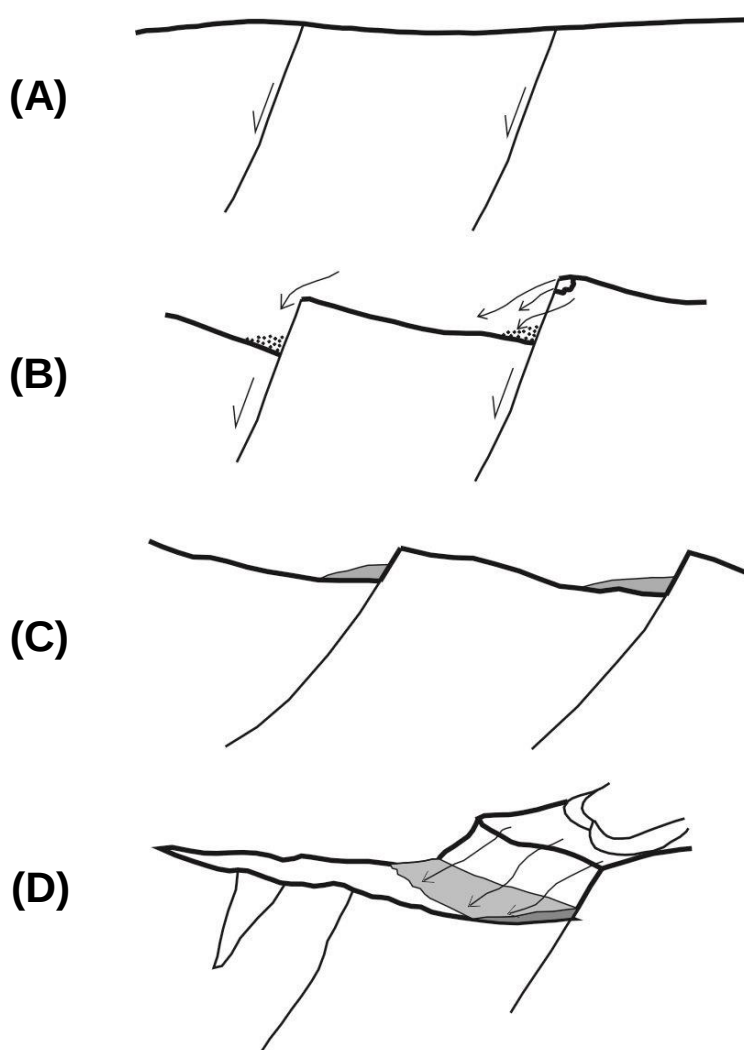


Figura 10.15- Diagrama esquemático mostrando a formação dos depósitos arenosos. De cima para baixo: **(A)** reativação das falhas, gerando ressaltos na topografia; **(B)** erosão das áreas elevadas pelas falhas (“ombreiras”), que atuaram como fontes de sedimentos; **(C)** zonas de acumulação de sedimentos mais expressivas nas proximidades da zona falhada, preferencialmente nos blocos rebaixados; **(D)** representação em perspectiva do processo descrito em (C).

Os depósitos sedimentares arenosos de Desemboque têm sua distribuição espacial fortemente controlada pela Zona de Falha de Cássia. Os limites dos

depósitos são retilíneos e orientados preferencialmente segundo a direção geral NW-SE, paralela à zona de falha. Além disso, a cobertura sedimentar é cortada e desnivelada pelos traços da falha. Estas feições claramente caracterizam critérios geométricos de reativação da Zona de Falha de Cássia.

Assim, estima-se que a Zona de Falha de Cássia tenha sido reativada no Pleistoceno como uma falha normal, com bloco baixo a SW, e leve basculamento para NE. As ombreiras formadas pela extremidade do bloco alto foram erodidas mecanicamente e transportadas para as porções mais baixas do relevo local, constituindo áreas-fonte de sedimentos. Assim, com o decorrer do tempo e o desenvolvimento deste processo, ocorreu o rebaixamento das ombreiras e a acumulação de sedimentos nos baixos topográficos, resultando em um relevo localmente suavizado, como o observado atualmente (Figura 10.15). Portanto, pode-se inferir que os sedimentos arenosos correspondem a depósito correlativo de falha.

11 CONCLUSÕES

A Zona de Falha de Cássia apresenta orientação geral segundo a direção NNW-SSE com alto ângulo de mergulho para o quadrante SW. Trata-se de uma zona de falha oblíqua, com movimentação principal transcorrente sinistral e componente inversa subordinada, com faixa deformada variável entre 0,5 e 3,0 km de largura. A deformação foi caracterizada como sendo de caráter dúctil-rúptil de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde, zona da clorita). A descontinuidade constitui um ramo do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, tendo se formado em decorrência de movimentação pré-cambriana tardia ao longo deste último.

A partir dos resultados obtidos neste trabalho foi possível caracterizar ao menos duas etapas de reativação tectônica da Zona de Falha de Cássia. A primeira etapa está registrada através de falhas discretas e rochas de falha eminentemente rúpteis, como brechas tectônicas, cataclasitos e até pseudotaquilito superpostos à trama milonítica antiga, modificando e obliterando esta última.

O pseudotaquilito é uma rocha de falha especial, formado obrigatoriamente em condições de movimentação tectônica por deslizamento rápido, associado a sismos. Isto sugere que a Zona de Falha de Cássia tenha sido reativada como falha sísmica.

Evidências microestruturais, como o comportamento rúptil do quartzo, sem qualquer indício de recristalização dinâmica, bem como a ocorrência de saussuritização e argilização dos plagioclásios, sugerem deformação rasa (profundidades inferiores a 11 km) e fria (inferior a 300°C), comparativamente aos milonitos.

Esta primeira etapa é marcada pela reativação da Zona de Falha de Cássia como uma falha normal com bloco baixo a SW. Tal evento foi correlacionado com o Soerguimento do Alto Paranaíba, desenvolvido no Neocretáceo. Esta associação se baseia na proximidade geográfica com a referida entidade geotectônica, paralelismo dos traços da zona de falha com os lineamentos magnéticos que caracterizam o soerguimento, forte controle da exposição das rochas das formações Botucatu e Serra Geral segundo esta mesma direção, e a observação de falhas sin- a pós-sedimentares nos arenitos da Formação Botucatu. Assim, esta reativação tectônica da Zona de Falha de Cássia é assegurada pela constatação de critérios de reativação estruturais (medidas de falhas rúpteis) e geomorfológicos (escarpa de falha e inversão do relevo).

A caracterização macromorfológica, mineralógica e geoquímica de lateritas permitiu correlacionar os *duricrusts* do Patamar de Cimeira da Serra da Canastra e do Serra do Itambé, constituídos por lateritas pisolíticas. Entretanto, estas são incompatíveis com os *duricrusts* do Patamar Inferior da Serra da Canastra e do topo da Serra de Franca, classificados como ferricretes, por exibirem feições indicativas de retrabalhamento e transporte do ferro provavelmente a partir de perfis de alteração preexistentes (material alóctone). Assim, não foi possível estabelecer um marco morfoestratigráfico regional e, conseqüentemente, avaliar movimentações da Zona de Falha de Cássia através dos *duricrusts*.

O segundo evento de reativação tectônica da Zona de Falha de Cássia está registrado através de depósitos sedimentares jovens. Tratam-se de duas coberturas sedimentares distintas, uma na região de Cássia-Pratápolis e outra na região de Desemboque. Os depósitos sedimentares de Cássia-Pratápolis são compostos por argilito preto e siltito arenoso variegado, interpretados como sendo de origem lacustre. Subordinadamente, ocorrem arenito, diamictito, conglomerado e brecha sedimentar, interpretados como decorrentes de leques aluviais. A análise palinológica indicou ainda que os argilitos foram depositados em um corpo d'água permanente, provavelmente em clima frio, durante o Quaternário. Além disso, foram observados afloramentos compostos por pelitos endurecidos e cortados/deformados por fraturas, zonas brechadas e falhas.

Os depósitos sedimentares de Desemboque são constituídos por areias quartzosas inconsolidadas, contendo clastos de quartzo, xisto, matéria orgânica e laterita, interpretados como depósitos colúvio-aluvionares. A cobertura sedimentar é limitada pela Serra Alta (a nordeste) e pela Serra de São Jerônimo (a sudoeste), apresentando forma alongada segundo a direção NW-SE. Datações por luminescência opticamente estimulada dos grãos de quartzo indicam idade de sedimentação da ordem de 34.000 anos (Pleistoceno tardio) para as areias.

Os referidos depósitos sedimentares quaternários foram interpretados como associados a reativação da Zona de Falha de Cássia como uma falha normal, com bloco baixo a SW durante o Quaternário. Sustentam essa hipótese a constatação de critérios geométrico (forte controle da distribuição das coberturas sedimentares pelos traços da Zona de Falha de Cássia), estratigráfico (litologias de granulação mais grossa, interpretadas como provenientes de leques aluviais afloram preferencialmente nas proximidades dos traços da falha) e geomorfológico de reativação tectônica

(ocorrência de lineamentos de drenagem e vales suspensos alinhados).

Portanto, o conjunto de feições e produtos geológicos supracitados transforma a Zona de Falha de Cássia em um verdadeiro laboratório natural de reativação de falha, tornando-a modelo para estudos de reativação tectônica em ambiente intraplaca e evolução de longo termo.

12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. Atas... SBG, 1977. p. 363 – 391.
- ALEVA, G.J.J. Laterites. Concepts, geology, morphology and chemistry. Wageningen: ISRIC, 1994. 169 p.
- ALMEIDA, F.F.M. Traços gerais da geomorfologia do Centro Oeste brasileiro. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 18. Rio de Janeiro. *Guia de Excursão...* Conselho Nacional de Geografia, p. 7-65, 1959.
- ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, v.13, n.1, p. 139-158. 1983.
- ARAI, M. Método de preparação palinologia alternativa para sedimentos quaternários inconsolidados ou pouco litificados. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 16., Bertioja, 2017.
- ARAÚJO, B.C. *Caracterização dos depósitos glaciais permo-carboníferos no sul de Minas Gerais, Brasil: Formação Aquidauana ou Grupo Itararé?* 2013. 101 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2013.
- ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.M.; CARNEIRO, C.D.R. Os paleodesertos Piramboia e Botucatu. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 77-92.
- BATEZELLI, A. *Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes*. 2003. 183 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- BATEZELLI, A.; LADEIRA, F.S.B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.65, p. 1-24. 2016.
- BOURMAN, R.P. Modes of ferricrete genesis: evidence from southeastern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v.37, p. 77-101. 1993.
- BOURMAN, R.P.; MILNES, A.R.; OADES, J.M. Investigations of ferricretes and related surficial ferruginous materials in parts of southern and eastern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v.64, p. 1-24. 1987.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. CPRM. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo: folha SF.23 Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2003. 1 CD-ROM.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, v. 22, p. 155-166. 1999.
- BROD, J.A.; RIBEIRO, C.C.; GASPAR, J.C.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; BARBOSA, E.S.R.; RIFFEL, B.F.; SILVA, J.F.; CHABAN, N.; FERRARI, A.J.D. Geologia e mineralizações dos

complexos alcalinos-carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá, 2004. *Roteiro de Excursão 1...* Belo Horizonte: SBG, 2004, p. 1-29.

CARRINO, T.A.; SOUZA FILHO, C.R.; LEITE, E.P. Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.25, n.3, p. 307-320. 2007

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. *Projeto Sapucaí*. Estados de São Paulo e Minas Gerais. Brasília: DNPM/CPRM, 1979. 299 p.

COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. *Mapa geológico do estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte: COMIG, 2003. Escala 1:1.000.000.

CORDERO, J.A.R. *Reativação de falhas geológicas com modelos numéricos discretos e distribuído*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V. Estudo geoquímico e petrológico dos anfibolitos da região de Cássia, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v.19, n.1, p.37-50. 1989.

CÔRTEZ, J.P.S. Compartimentação e evolução geomorfológica da borda ocidental da Serra da Canastra-MG. 2014. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2015.

COSTA, M.L. A importância da lateritização para a formação de depósitos minerais e suas perspectivas para os terrenos brasileiros. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 3., Ouro Preto, 2008.

CRÓSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.; SCHRANK, A. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais...* SBG, 1986. v. 2, p. 710-718.

DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24., Brasília, 1970. *Anais...* SBG, 1970. p.359-412.

DARDENNE M.A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Tectonic Evolution of South America...* Rio de Janeiro: SBG, 2000. p. 231-263.

EBERT, H.D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. *Transpressional and Transtensional Tectonics*. Londres: Geological Society of London, 1998. Special Publication, n. 135, p. 231-252.

ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.248, p. 1-22. 2002.

FARIAS, F.A.; FREIRE, G.R.; LINHARES, O.A.G.; FONSECA, R.B. *Mapeamento geológico e geotécnico do município de Cássia, sudoeste de Minas Gerais*. 2011. 174 f. Trabalho de

Formatura (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

FAURE, G. *Principles and applications of geochemistry*. Nova Iorque: Prentice Hall, 1997. 589p.

Fernandes L.A. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. 1998. 216 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, n.4, p. 717-728. 2000.

FIORI, A.P. *Estratigrafia da Formação Aquidauana (Grupo Tubarão) no sudoeste do estado de Minas Gerais*. 1977. 86 f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1977.

FORMAN, S.L.; PIERSON, J.; LEPPER, K. Luminescence geochronology. In: NOLLER, J.S.; SOWERS, J.M.; LETTIS, W.R. (Eds) *Quaternary geochronology methods and applications*. Washington: American Geophysical Union, AGU Reference Shelf 4, 2000.

FUCK, R.A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., Brasília, 1994. *Anais...* SBG, 1994. p. 184-187.

FULFARO, V.J. A margem goiana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim...* Rio Claro: UNESP, 1994. p. 81-84.

GATTO, L.C.S.; RAMOS, V.L.S.; NUNES, B.T.A.; MAMEDE, L.; GÓES, M.H.B.; DE MAURO, C.A.; ALVARENGA, S.M.; FRANCO, E.M.S.; QUIRICO, A.F.; NEVES, L.B. Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto RADAMBRASIL Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*. Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, 1983. Levantamento de Recursos Naturais, v. 32, p. 305-384.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHELL, J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, v.36, n., p. 189-229. 1995.

GNOJEK, Y.; PRICHYSTAL, A. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, v. 23, n.4, p.491-502. 1985.

GRAVINA, E.G.; KAFINO, C.V.; BROD, J.A.; BOAVENTURA, G.R.; SANTOS, R.V., GUIMARÃES, E.M.; JOST, H. Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32, n.4, p. 545-558. 2002.

GUARINO, V.; WU, F.; LUSTRINO, M.; MELLUSO, L.; BROTZU, P.; GOMES, C.B.; RUBERTI, E.; TASSINARI, C.C.G.; SVISERO, D.P. U–Pb ages, Sr–Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. *Chemical Geology*, v.353, p. 65-82. 2013.

GUEDES, C.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; GIANNINI, P.C.F.; DEWITT, R.; AGUIAR, V.A.P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS

DO QUATERNÁRIO, 13, Armação dos Búzios, 2011.

GUNN, P.J.; MINTY, B.R.S.; MILLIGAN, P.R. The airborne gamma-ray spectrometric response over arid Australian Terranes. Radiometric Methods and Remote Sensing. In: DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 4., Toronto, 1997. *Proceedings of Exploration 97...* Prospectors and Developers Association, 1997, p. 733–740.

HANDY, M.R. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics*, v. 163, p. 119–152, 1989.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.V. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: *Contribuições à Mineralogia e Petrologia - Volume Djalma Guimarães*. Belo Horizonte: SBG/Núcleo de Minas Gerais, 1985. p. 71-93.

HASUI, Y.; CORDANI, U.G. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozoicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte, 1968. *Anais...* SBG, 1968. p. 139-143.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, v.10, n.1, p. 57-77. 1991.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.A.; SOUZA, M.A.T. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais...* SBG, 1987. p.179-198.

HELLMEISTER Jr., Z. *Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca-Pedregulho, nordeste do estado de São Paulo*. 1997. 186 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

HILLS, E.S. A contribution to the morphotectonics of Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 3, p. 1-15, 1956.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. *An outline of structural geology*. New York: John Wiley & Sons, 1976. 571 p.

HOLDSWORTH, R.E; BUTLER, C.A.; ROBERTS, A.M. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society*, Londres, v. 154, p. 73-78, 1997.

HOPPIN, R.A. A retrospective look at basement control on younger structures. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 10., 1992, Duluth - USA. *Basement Tectonics Proceedings...* Kluwer Academic Publishers, 1995. p. 428–429.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. Viena: IAEA, 2003. 179 p.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Mapa geológico do estado de São Paulo*. São Paulo: IPT, 1981. 2 v, Série Monografias, n.6. Escala 1:500.000.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de Exploração*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 438 p.

LADEIRA, E.A.; BRAUN, O.P.G.; CARDOSO, R.N.; HASUI, Y. O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Mesa Redonda...* São Paulo: SBG, 1971, v.1, p. 15-31.

LUIZ, J.G.; SILVA, L.M.C. *Geofísica de Prospeção*. Belém: UFPA, 1995, 311 p.

LÜNING, S.; KOLONIC, S. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, v.26, n.2, p.153-174. 2003.

MAIGNIEN, R. *Review of research on laterites*. Paris: UNESCO, 1966, 148 p. Natural Resources Research Series, vol. 4.

MARANGONI, Y.R.; MANTOVANI, M.S.M. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 41, n.1, p. 83-98. 2013.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.; RAMALHO, R. Evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. *Anais...* SBG, 1981. p. 100-115.

MARQUES, L.S.; ERNESTO, M. O Magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p.245-263.

McFARLANE, M.J. *Laterites*. In: GOUDIE, A.; PYE, K. Chemical sediments and geomorphology. London: Academic Press, p. 7-58. 1983.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p. 265-287. 2007.

MINTY, B.R.S. *A review of airborne gamma-ray spectrometric data-processing techniques*. Canberra: Australian Govern Publication Service, 1988. 48 p.

MORALES, N. *Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental*. 1993. 270 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.

MORALES, N.; HASUI, Y. Evolução tectônica da porção ocidental do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., Belo Horizonte, 1993. *Anais...* SBG, 1993. p. 292-297.

MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. A Zona de Cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. *Boletim...* Rio Claro: SBG, 1991, p. 34-46.

NAHON, D. *Evolution of iron crust in tropical landscape*. In: COLEMAN, S.M.; DETHIER, D.P. (Eds) Rates of chemical weathering of rocks and minerals. London: Academic Press, p. 169-191, 1986.

NARDY, A.J.R.; ENZWEILER, J.; BAHIA FILHO, O.; OLIVEIRA, M.A.F.; PENEREIRO, M.A.V. Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios x: resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOQUÍMICA, 6., Salvador, 1997. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geoquímica, v.2, p. 346-348, 1997.

NORTJIE, G.S.; OLIVER, N.H.S.; BLENKINSOP, T.G.; KEYS, D.L.; MCLELLAN, J.G.; OXENBURGH, S. New faults v. fault reactivation: implications for fault cohesion, fluid flow and copper mineralization, Mount Gordon Fault Zone, Mount Isa District, Australia. In: FAGERENG, Å.; TOY, V.G.; ROWLAND, J.V. *Geology of the Earthquake Source: A Volume in Honour of Rick Sibson*. Londres: Geological Society, 2011. Special Publications, n. 359, p. 287- 311.

OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; RODRIGUES, M.F.B.; ZANARDO, A. Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso-MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., Belo Horizonte, 1983. *Anais...* SBG, 1983, p. 432-439.

OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; CARVALHO, S.G.; RODRIGUES, M.F.B. *Projeto Cássia: Relatório final*. 1ª edição. Rio Claro: Convênio DNPM - UNESP, 1984. 87 p.

OLLIER, C.D.A. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v.35, n.2, p. 165-173. 1991.

PASSARELLA, S.M. *Uma contribuição ao conhecimento geomorfológico da região de Cássia, sudoeste do estado de Minas Gerais*. 2008. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.

PASSARELLA-SOARES, S.M. *Caracterização e correlação de superfície geomórfica de cimeira no sudoeste de Minas Gerais*. 2016. 210 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2016.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. *Microtectonics*. 2 ed. Berlim: Springer, 2005. 366 p.

PERDONCINI, L.C. *Evolução tectono-sedimentar mesozoico-cenozoica da região de Franca*. 2003. 217 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

PRUCHA, J.J. Zone of weakness concept: A review and evaluation. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 8., 1988, Butte – USA. *Proceedings of the Basement Tectonics: Characterization and comparison of ancient and Mesozoic continental margins*. Kluwer Academic Publishers, 1992. p. 83–92.

RAMSAY, J.G. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, v.2, n. 1/2, p. 83-99. 1980.

RAMSAY, J. G.; GRAHAM, R. H. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, n. 3, p. 786-813, 1970.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. New York: Academic Press, 1983. v. 1.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. New York: Academic Press, 1987. v. 2.

RHODES, E.J. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, p. 461-488, 2011.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da

Bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n.2, p. 153-162. 1997

RODRIGUES, J.B. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí - Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. 2008. 141 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

RUBIE, D.C. Mechanisms of reaction-enhanced deformability in minerals and rocks. In: BARBER, D.J.; MERIDITH, P.G. *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*. Londres: Unwin-Hyman, 1990. p. 262–295.

RUTQVIST, J.; RINALDI, A.P.; CAPPA, F.; MORIDIS, G.J. Modeling of Fault Reactivation and Induced Seismicity During Hydraulic Fracturing of Shale-Gas Reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 107, p. 31-44. 2013.

RUTTER, E.H.; HOLDSWORTH, R.E.; KNIPE, R.J. The nature and tectonic significance of fault-zone weakening: an introduction. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; MAGLOUGHLIN, J.F.; KNIPE, R.J. *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*. Londres: Geological Society, 2001. Special Publication, n. 186, p. 1-11.

SARTORI, J.E. *Caracterização estrutural da Zona de Falha de Cássia/MG*. 2009. 52 f. Trabalho de Formatura (Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

SCHELLMANN, W. A new definition of laterite. *Natural Resources and Development*, v.18, p. 7-21, 1983

SCHIMIDT, W.C; FLEISCHER, R. Estilo Estrutural do Pré-Cambriano no Sudeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais...* SBG, 1978. v.1, p.431-434.

SCHOLZ, C.H. *The mechanics of earthquakes and faulting*. New York: Cambridge University Press, 1990, 439 p.

SIMÕES, L.S.A. *Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais*. 1995. 149 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SOARES, P.C; LANDIM, P.M.B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. *Anais...* Recife: SBG, 1973, v.1, p. 243-256.

SOARES, P.C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA, A.; CASTRO, P.R.M. Geologia do nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. *Anais...* Recife: Sociedade Brasileira de Geologia. 1973, v. 1, p. 209-228.

SONOKI, I.K.; GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG/USP – Série Científica*, v.19, p. 62-85. 1988.

SUTTON, J.; WATSON, J.V. Architecture of the continental lithosphere. London: *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, v. 317, p. 5-12. 1986.

TARDY, Y. *Diversity and terminology of lateritic profiles*. In: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. *Weathering soils and paleosols*. Guelf: Elsevier, p. 379-405, 1992.

TARDY, Y. *Péetrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris: Masson, 1993. 459 p.

TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais...* SBG, 1978. p. 700-710.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v.121, p. 333-348. 1994.

TWIDALE, C.R.; BOURNE, J.A. The use of duricrusts and topographic relationships in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience. *Catena*, v. 33, p. 105-122. 1998.

UESUGUI, N. Palinologia: Técnicas de tratamento de amostras. *Boletim Técnico Petrobras*, v.22, n.4, p. 229-240. 1979.

VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 1, p. 99 -110. 1997.

VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J., SIMÕES, L.S.A. UPb geochronology of the Southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, p. 27-55. 2004a.

VALERIANO, C.M.; DARDENE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004b. p. 575-592.

van DECAR, J.C.; JAMES, D.E.; ASSUMPÇÃO, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, v.378, p. 25-31. 1995.

WALLACE, R.E. Patterns and timing of late Quaternary faulting in the Great Basin Province and relation to some regional tectonic features. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5763-5769, 1984.

WATTS, L.M. *The walls boundary fault zone and the Møre Trøndelag fault complex: a case study of two reactivated fault zones*. Tese (Doutorado) – University of Durham, 2001.

WERNICK, E.; FIORI, A.P. Contribuição à geologia da borda sul do Cráton de São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979, *Anais...* SBG, 1981, p.169-179.

WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. A Tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981, *Anais...* SBG, 1981, p. 164 – 168.

WHITE, S.H; BRETAN, P.G.; RUTTER, E.H. Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, Londres, v. A317, p. 81-97, 1986.

WIDDOWSON, M. *Laterite and ferricrete*. In: NASH, D.J.; McLAREN, S.J. (Eds) *Geochemical*

sediments and landscape. Malden: Blackwell, 2007, p. 46-94.

WIENS, D.A.; SNIDER, N.O. Repeating Deep Earthquakes: Evidence for Fault Reactivation at Great Depth. *Science*, v. 293, p. 1463-1466, 2001.

WILFORD, J.; MINT, B. The use of airborne gamma-ray imagery for mapping soils and understanding landscape processes. *Development in soil Science* v. 31, 2007. p. 207-220

XAVIER, R.P. *Recursos Físicos da Terra*. Depósitos minerais: origem e distribuição. Campinas: Editora da Unicamp, 1997. (Traduzido do original "The open University"). (Série Manuais).

YU, M.H.; JEFFERSON, I.F.; CULSHAW, M.G. Fault reactivation, an example of environmental impacts of groundwater rising on urban area due to previous mining activities. In: CONGRESS OF THE INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS, 11., 2007. *The Second Half Century of Rock Mechanics*. Taylor & Francis Publishers, 2007. p. 1-6.

ZANARDO, A. *Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)*. 1992. 288 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1992.

ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; LEITE Jr, W.B.; SANTOS, T.E.S.S.; GODOY, L.H.; CHOUPINA, A.J.; SANTOS, A.J.; CORDEIRO, M.T.; ANNUNCIATO, N.; BARSOTTI, V.A. *Geologia e recursos minerais da folha São Sebastião do Paraíso*. Rio Claro: Convênio CPRM - UNESP, 2008. 1 mapa, color. 84 cm x 119 cm, escala 1:100.000. Acompanha relatório técnico.

ZUQUIM, M.P.S.; TROUW, R.A.J.; TROUW, C.C.; TOHVER, E. Structural evolution and U-Pb SHRIMP zircon ages of the Neoproterozoic Maria da Fé shear zone, central Ribeira Belt - SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 199-213. 2011.

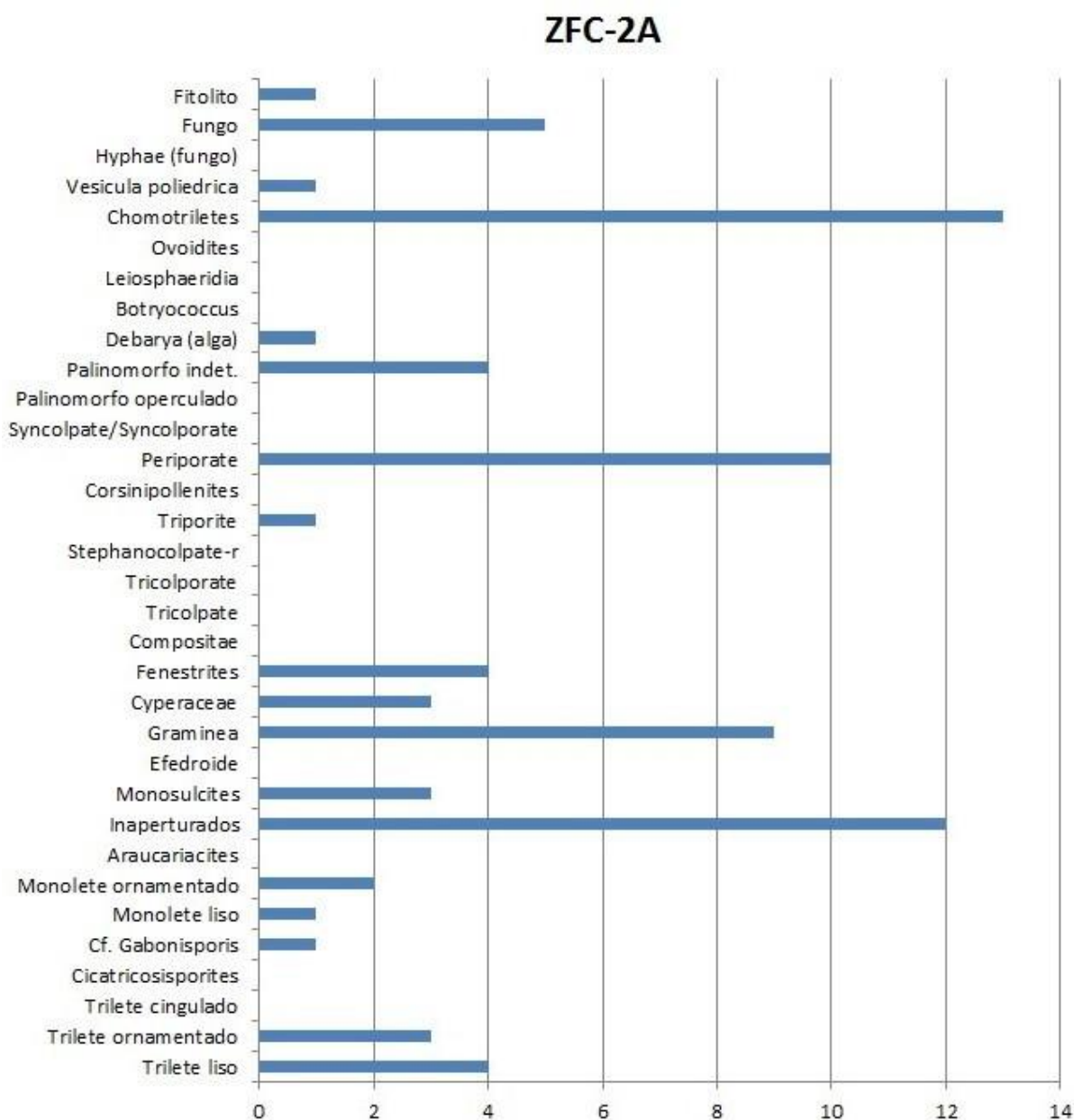
Anexo I. Tabela de pontos descritos durante a etapa de trabalho campo.

Ponto	Coord. X (m)	Coord. Y (m)	Litologia/Feição
CAN-01	282.683	7.757.822	Hogback
CAN-04	280.335	7.764.331	quartzito/ms xisto
CAN-08	285.547	7.765.849	laterita ferruginosa
CAN-10	286.698	7.766.276	basalto
CAN-11	286.340	7.768.940	laterita ferruginosa
CAN-13	287.650	7.768.381	arenito vermelho
CAN-14	287.650	7.768.381	quartzito/ms xisto
CAN-15	287.478	7.768.326	quartzito/ms xisto
CAN-19	287.928	7.770.170	filito
CAN-20	280.338	7.764.694	filito
CAN-22	278.570	7.764.320	laterita ferruginosa
CAN-24	277.090	7.763.384	quartzito
CAN-25	276.189	7.763.552	filito
CAN-26	276.869	7.763.461	laterita ferruginosa
CAN-27	276.517	7.764.621	quartzito/ms xisto
CAN-30	274.377	7.767.858	arenito/conglomerado
CAN-32	269.375	7.768.654	arenito/basalto
CAN-34	268.430	7.768.111	quartzito
CAN-35	268.084	7.767.806	ms-qz xisto
CAN-36	285.546	7.770.631	cobertura arenosa
CAN-37	285.819	7.770.859	basalto
CAN-38	285.141	7.771.503	solo argiloso
CAN-39	286.977	7.771.777	laterita ferruginosa
CAN-41	288.002	7.771.291	filito
CAN-48	279.226	7.768.072	basalto
CAN-49	279.543	7.767.636	arenito/basalto
CAN-51	278.825	7.766.687	arenito
CAN-56	278.072	7.768.737	quartzito/qz xisto
CAN-57	277.824	7.768.532	arenito
CAN-59	281.604	7.762.594	quartzito/ms xisto
CAN-60	283.403	7.762.380	quartzito/bt xisto
CAN-62	284.055	7.762.846	quartzito/ms xisto
CAN-65	289.933	7.762.469	quartzito
CAN-67	289.615	7.762.233	ms xisto
CAN-68	287.279	7.761.534	bt xisto/ms gnaiss
CAN-69	286.319	7.762.371	quartzito/xisto
CAN-70	285.262	7.760.328	ms xisto/quartzito
CAN-71	281.026	7.759.550	quartzito/xisto
SP-24	297.162	7.730.517	Argilito/diamictito

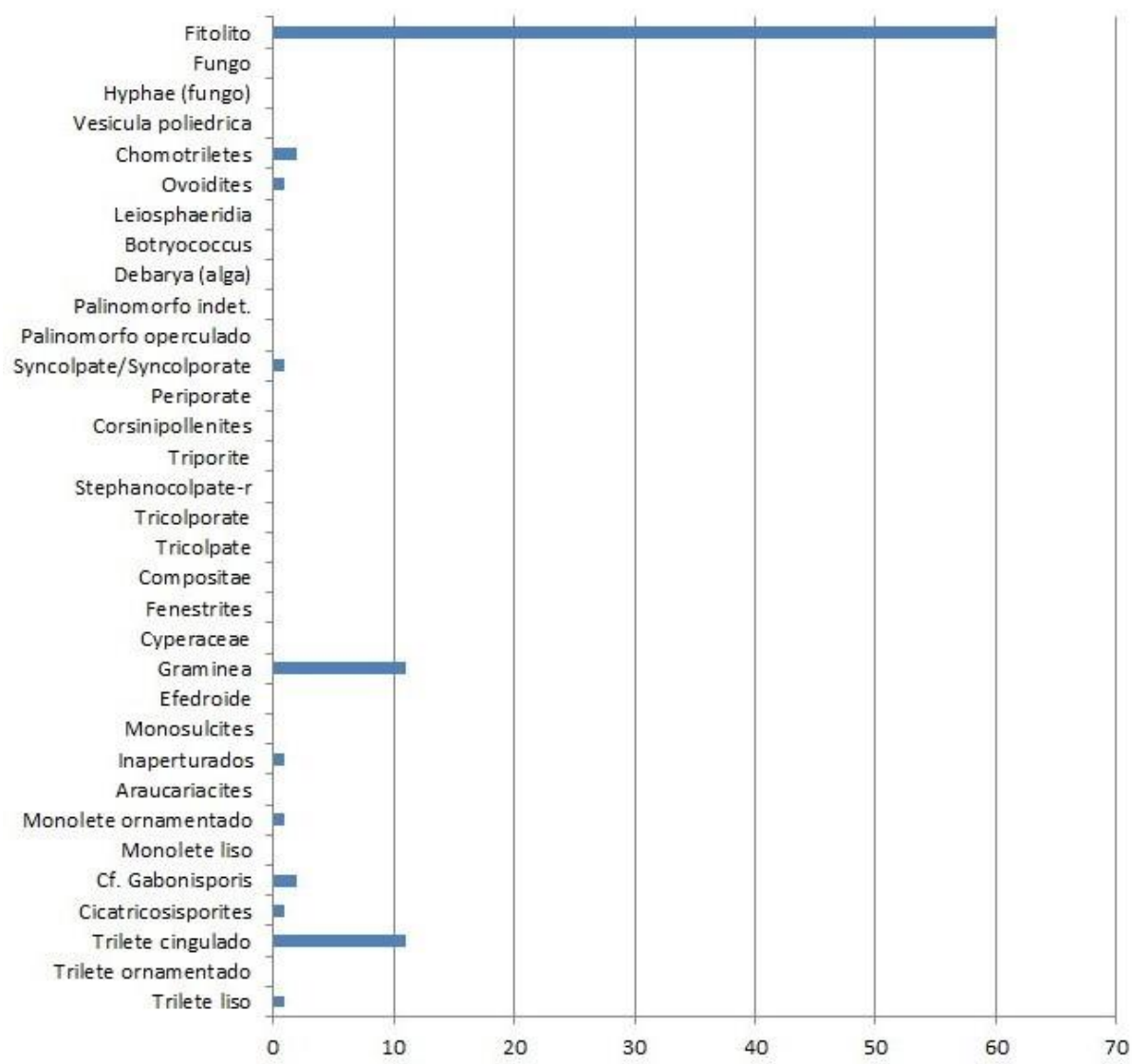
SP-28	291.058	7.736.180	Quartzito brechado
SP-29	291.087	7.736.406	Quartzito brechado
SP-30	301.528	7.718.060	Argilito/siltito/diamictito
SP-46	298.485	7.723.245	Argilito/siltito/brecha sedimentar
SP-47	301.830	7.720.456	Argilito deformado
TF-01	301.120	7.719.935	ms xisto/grt-qz-ms xisto
TF-02	301.927	7.717.113	Argilito/siltito
TF-03	297.037	7.728.910	quartzito
TF-04	297.324	7.726.945	bt-hb gnaiss
TF-05	296.053	7.727.014	quartzito/ms quartzito
TF-06	293.105	7.733.094	quartzito brechado
TF-07	295.967	7.728.152	quartzito brechado
TF-08	295.814	7.727.796	qz-ms xisto/quartzito
TF-09	291.429	7.734.454	quartzito brechado
TF-10	291.055	7.735.674	quartzito
TF-11	301.379	7.721.960	bt gnaiss
TF-12	305.819	7.717.259	qz-grt-ms xisto/ms xisto
TF-13	309.150	7.712.882	bt gnaiss fino
ZFC-01	301.901	7.720.441	Solo
ZFC-02	297.921	7.723.684	Argilito/siltito/arenito
ZFC-03	295.888	7.722.605	Argilito/siltito
ZFC-04	296.241	7.722.429	Argilito/siltito
ZFC-05	295.313	7.722.721	Argilito
ZFC-06	300.648	7.719.919	Solo
ZFC-07	301.802	7.715.949	Argilito
ZFC-08	302.060	7.717.102	Argilito
ZFC-09	302.258	7.717.931	Argilito/siltito
ZFC-10	302.231	7.719.920	Argilito/siltito
ZFC-11	301.933	7.734.710	Argilito/siltito
ZFC-12	301.455	7.734.236	Argilito/siltito
ZFC-13	298.417	7.733.723	Argilito/siltito
ZFC-14	308.097	7.707.546	Argilito/siltito/arenito
ZFC-15	308.272	7.711.153	Argilito/siltito
ZFC-16	297.702	7.723.726	Siltito
ZFC-17	309.320	7.730.464	Gondito
ZFC-18	267.216	7.730.037	Ferricrete
ZFC-19	269.188	7.728.213	Ferricrete
ZFC-20	275.216	7.727.550	Arenito silicificado
ZFC-21	301.785	7.717.721	Argilito/siltito
ZFC-22	302.297	7.717.890	Argilito/siltito
ZFC-23	302.034	7.719.418	Argilito/siltito
ZFC-24	302.704	7.718.697	Argilito/siltito
ZFC-25	297.383	7.726.292	Quartzito brechado

ZFC-26	289.460	7.732.626	Laterita pisolítica
ZFC-27	280.467	7.764.478	Paisagem
ZFC-28	279.927	7.764.426	Laterita
ZFC-29	273.850	7.769.288	Basalto
ZFC-30	276.158	7.763.631	Areia
ZFC-31	276.158	7.765.994	Areia
ZFC-32	276.492	7.765.460	Filito
ZFC-33	304.613	7.703.877	Areia
ZFC-34	296.224	7.727.046	Siltito
ZFC-35	291.039	7.736.124	Quartzito brechado
ZFC-36	291.054	7.735.658	Quartzito brechado
ZFC-37	267.216	7.730.037	Quartzito brechado
ZFC-38	305.256	7.705.322	Siltito
ZFC-39	305.168	7.705.241	Siltito
ZFC-40	305.198	7.704.861	Solo

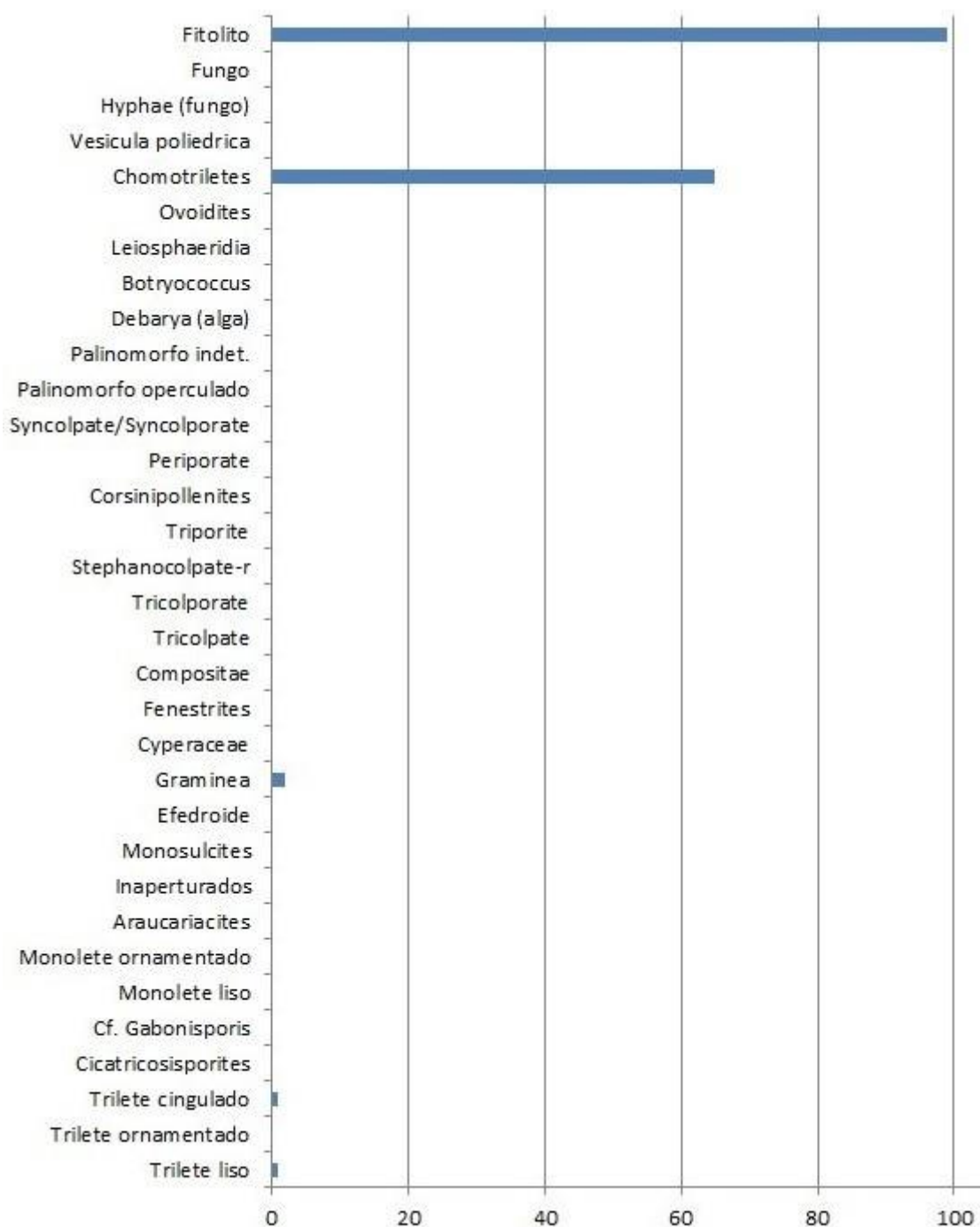
Anexo II. Histogramas das análises palinológicas.



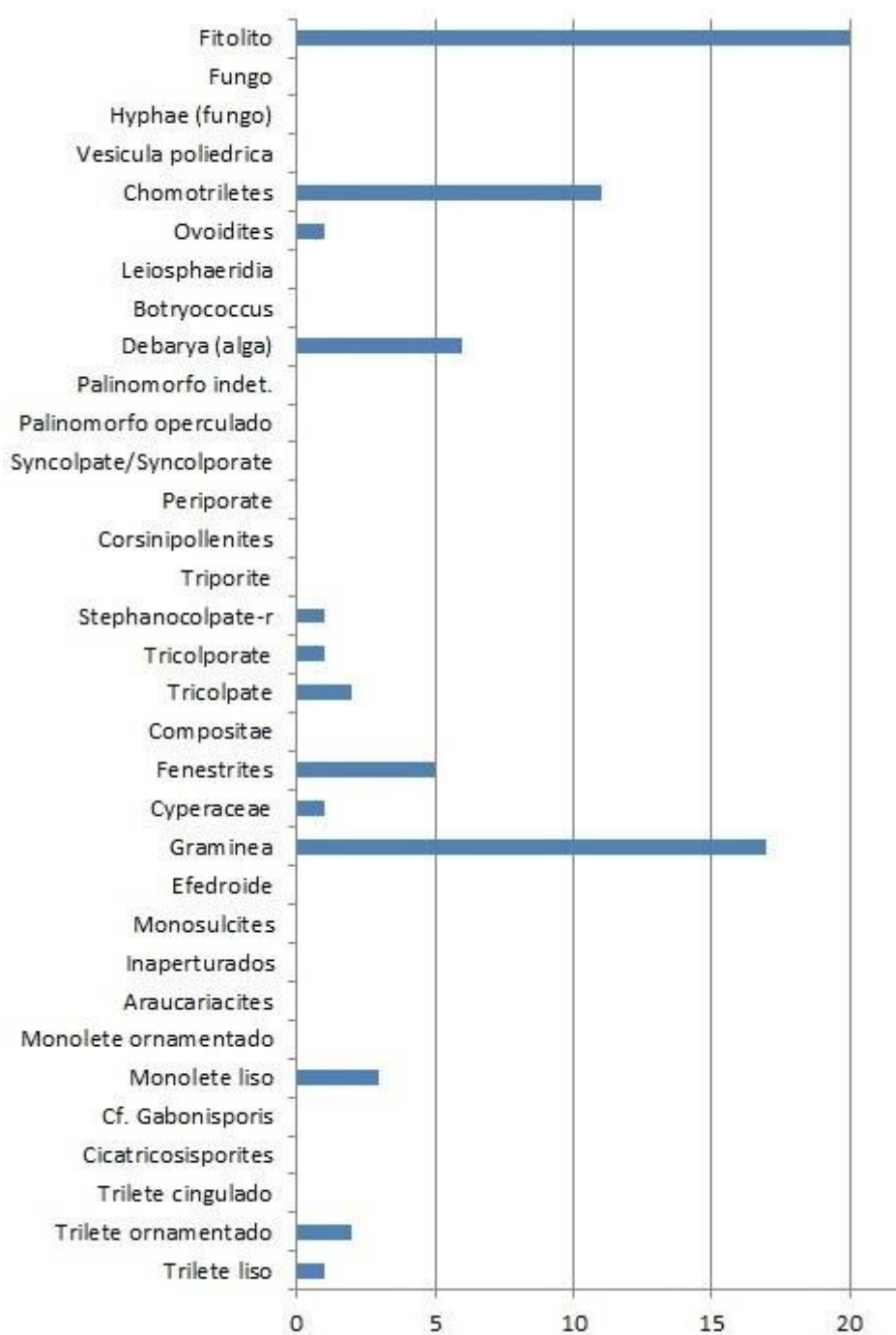
ZFC-3A



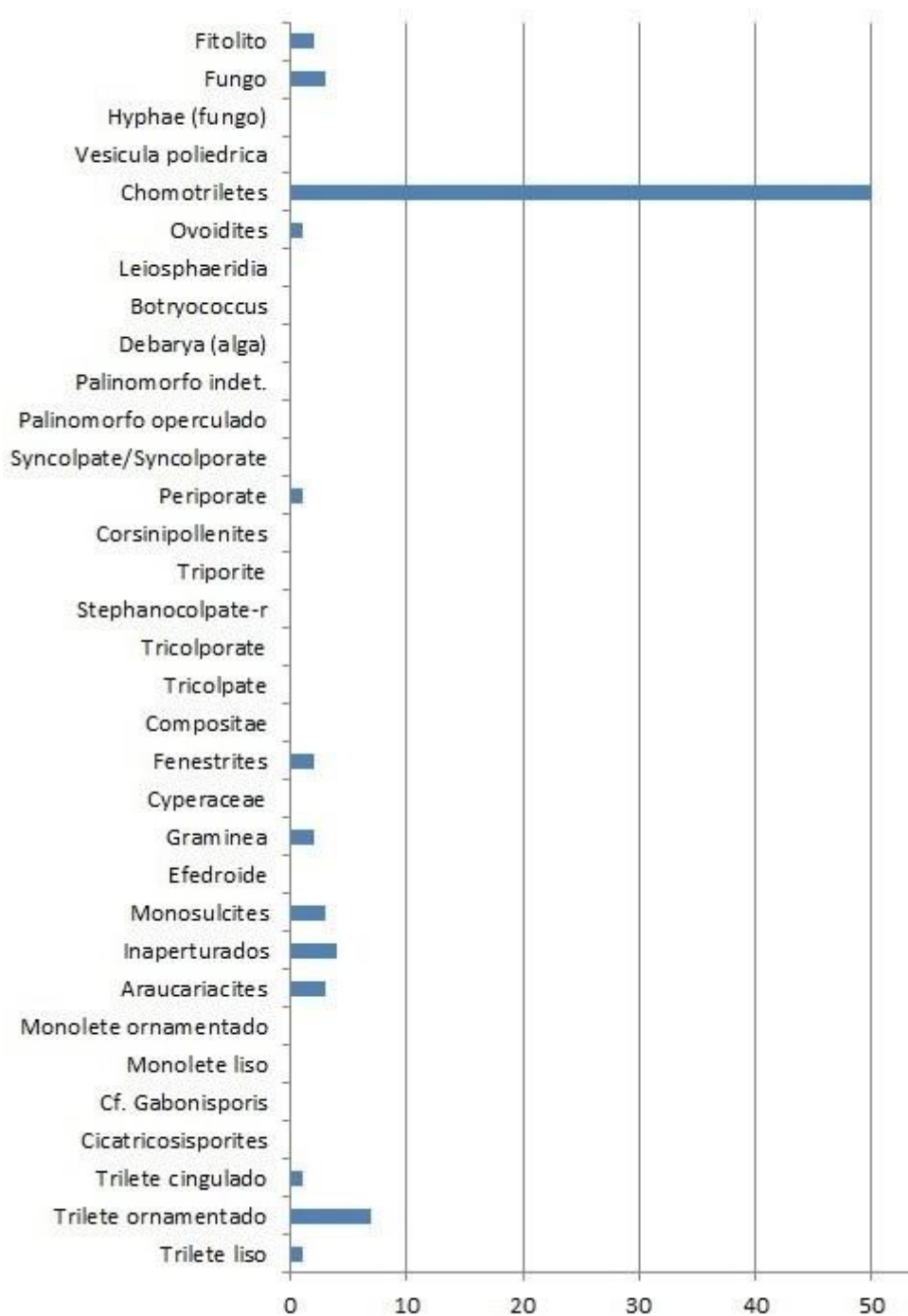
ZFC-07A



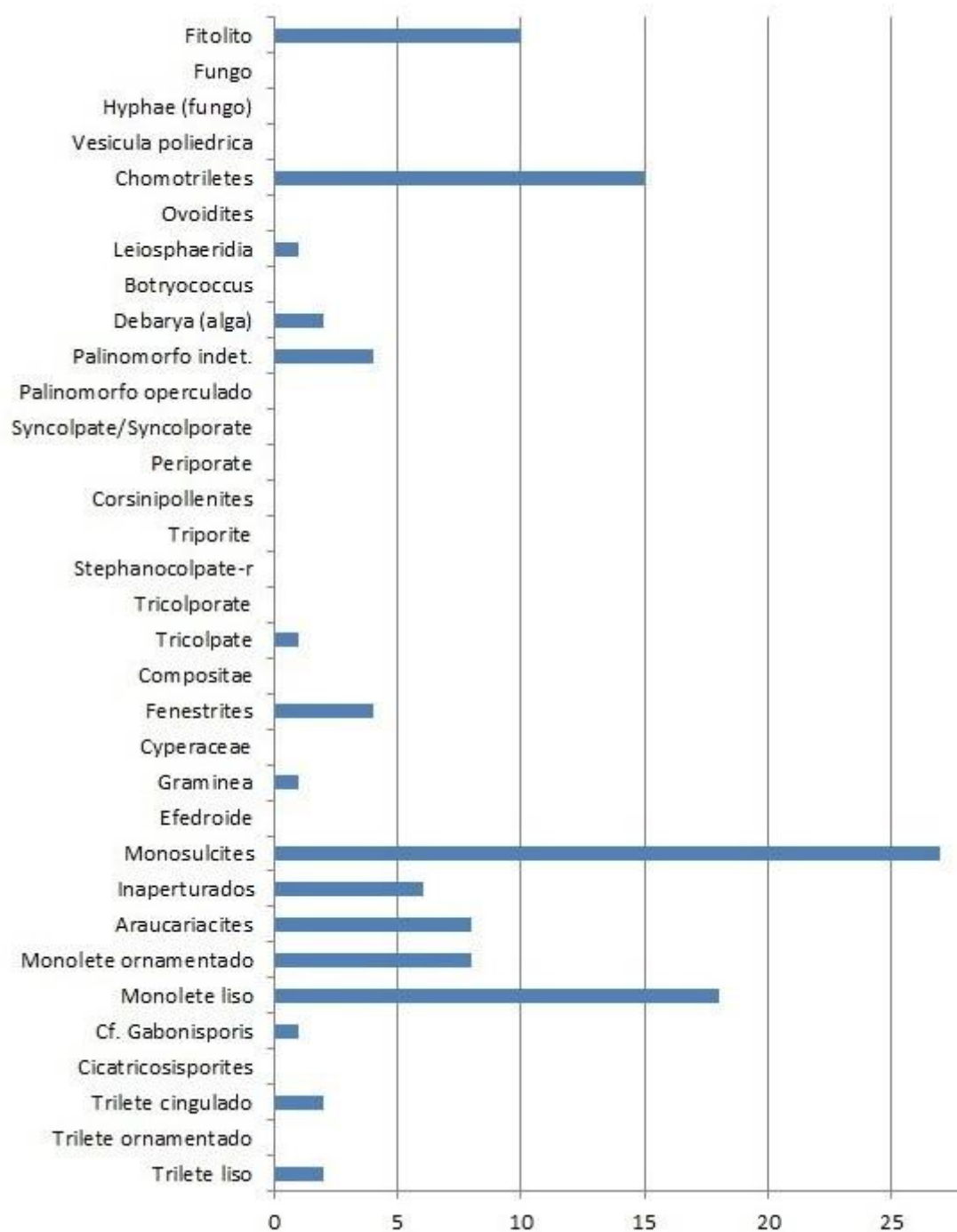
ZFC-07B



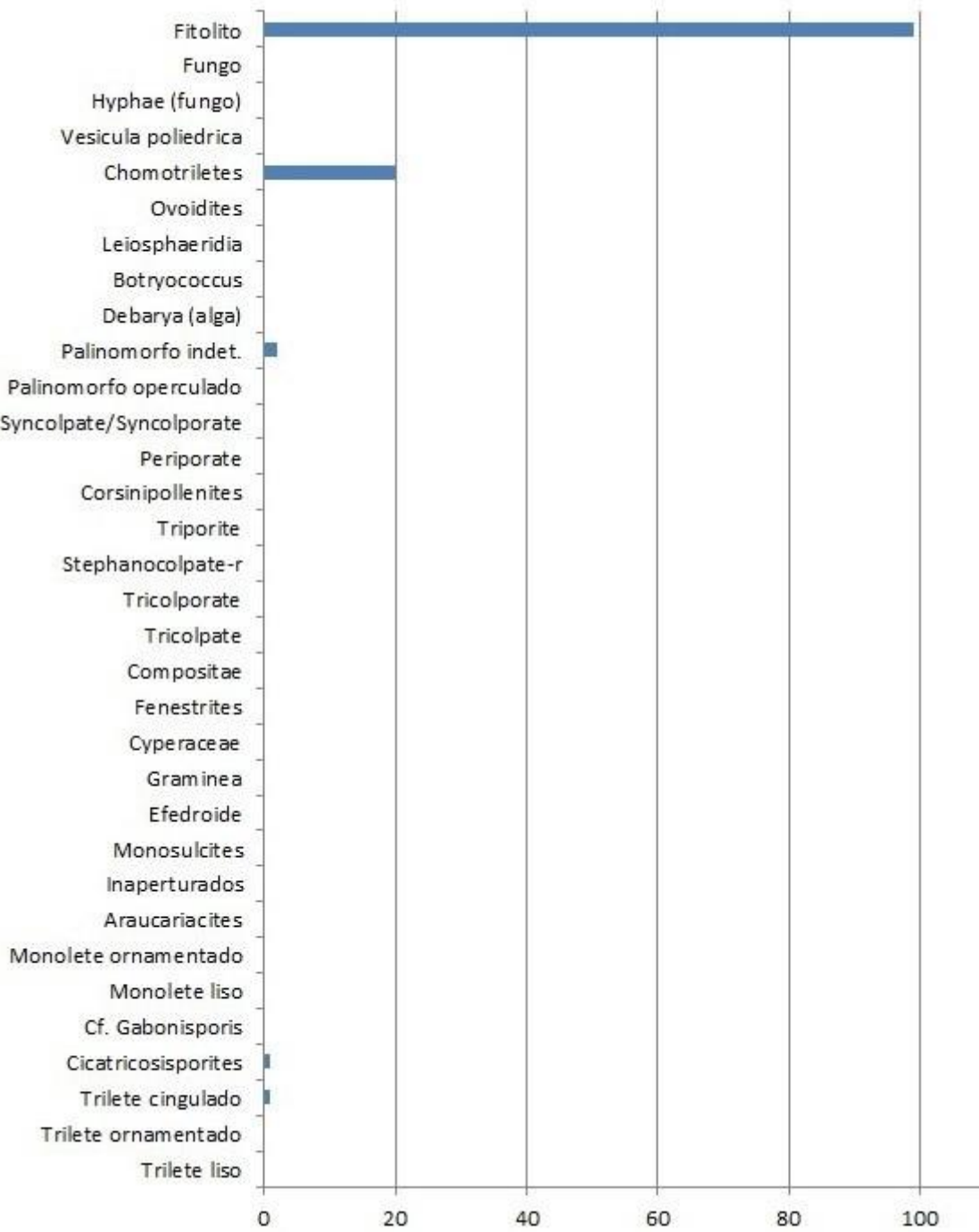
ZFC-07C



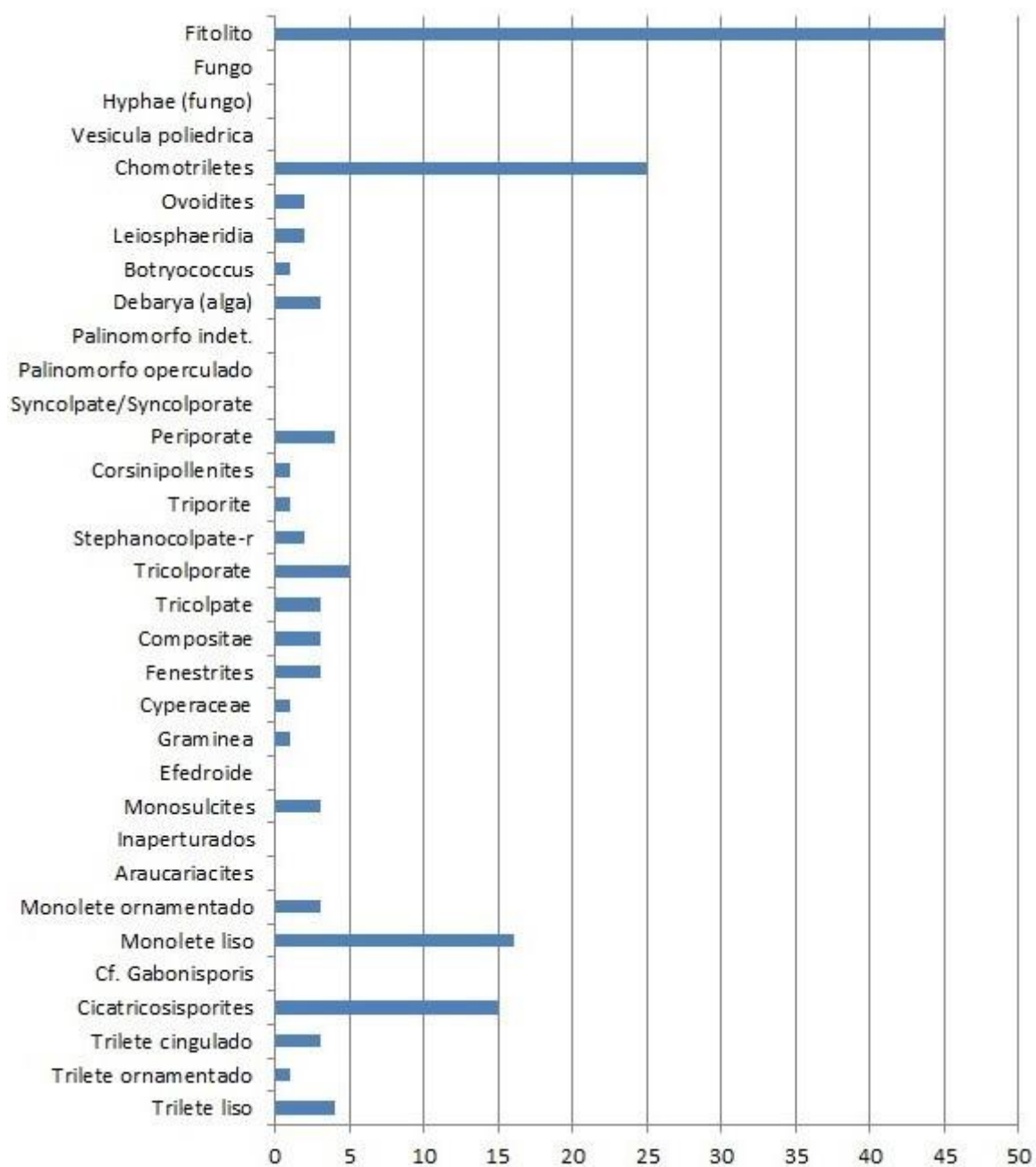
ZFC-07D



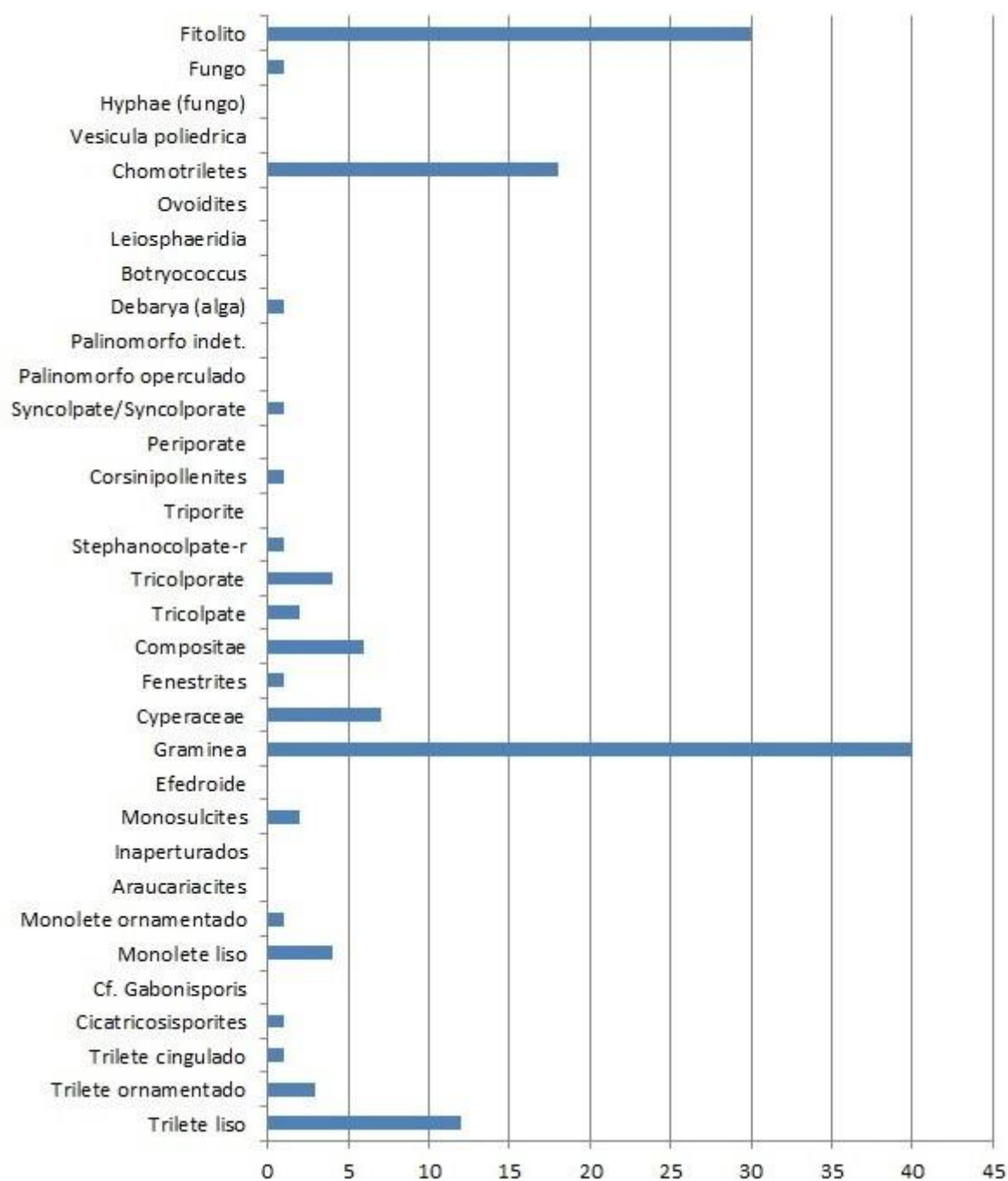
ZFC-07E



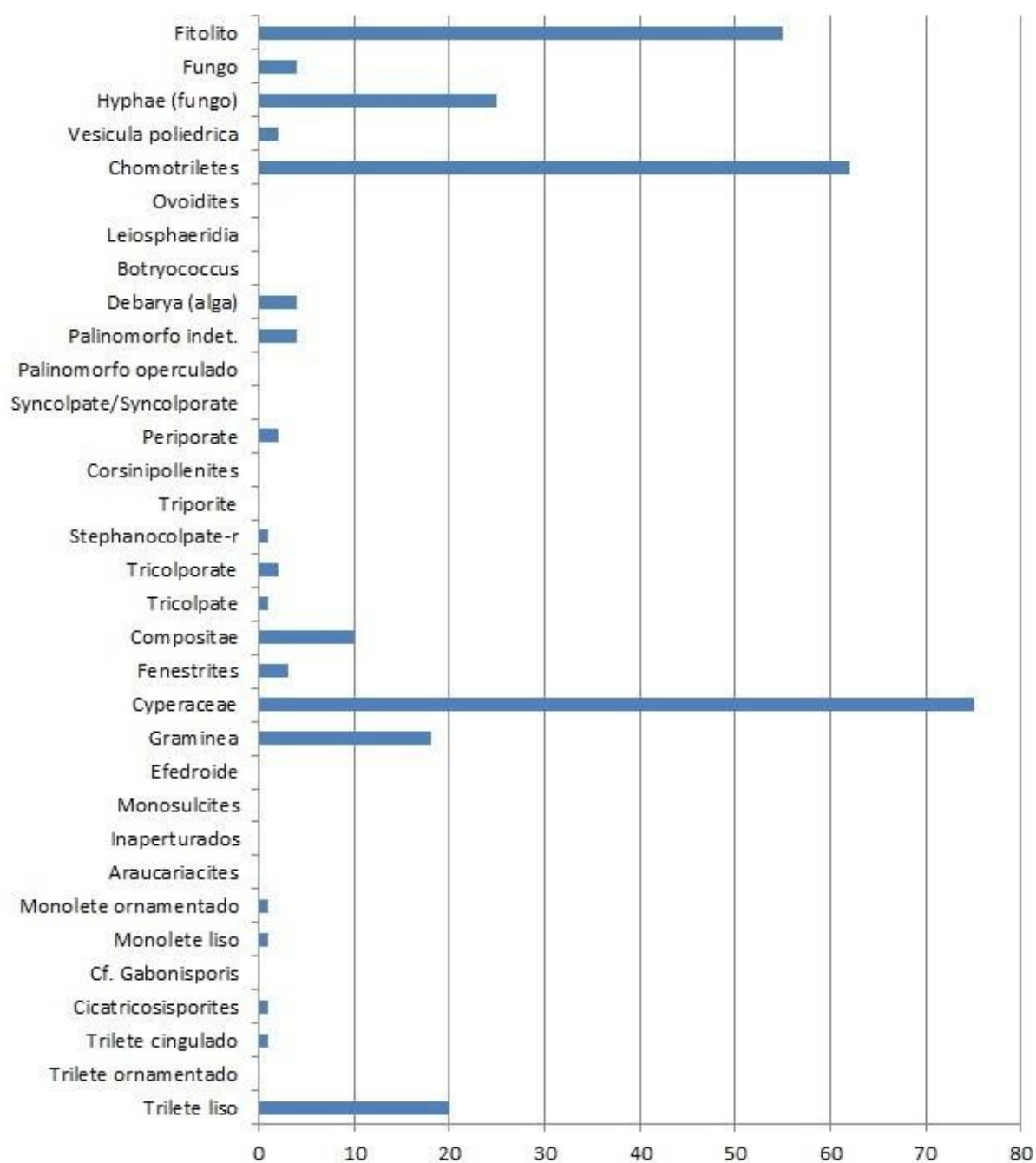
ZFC-9A



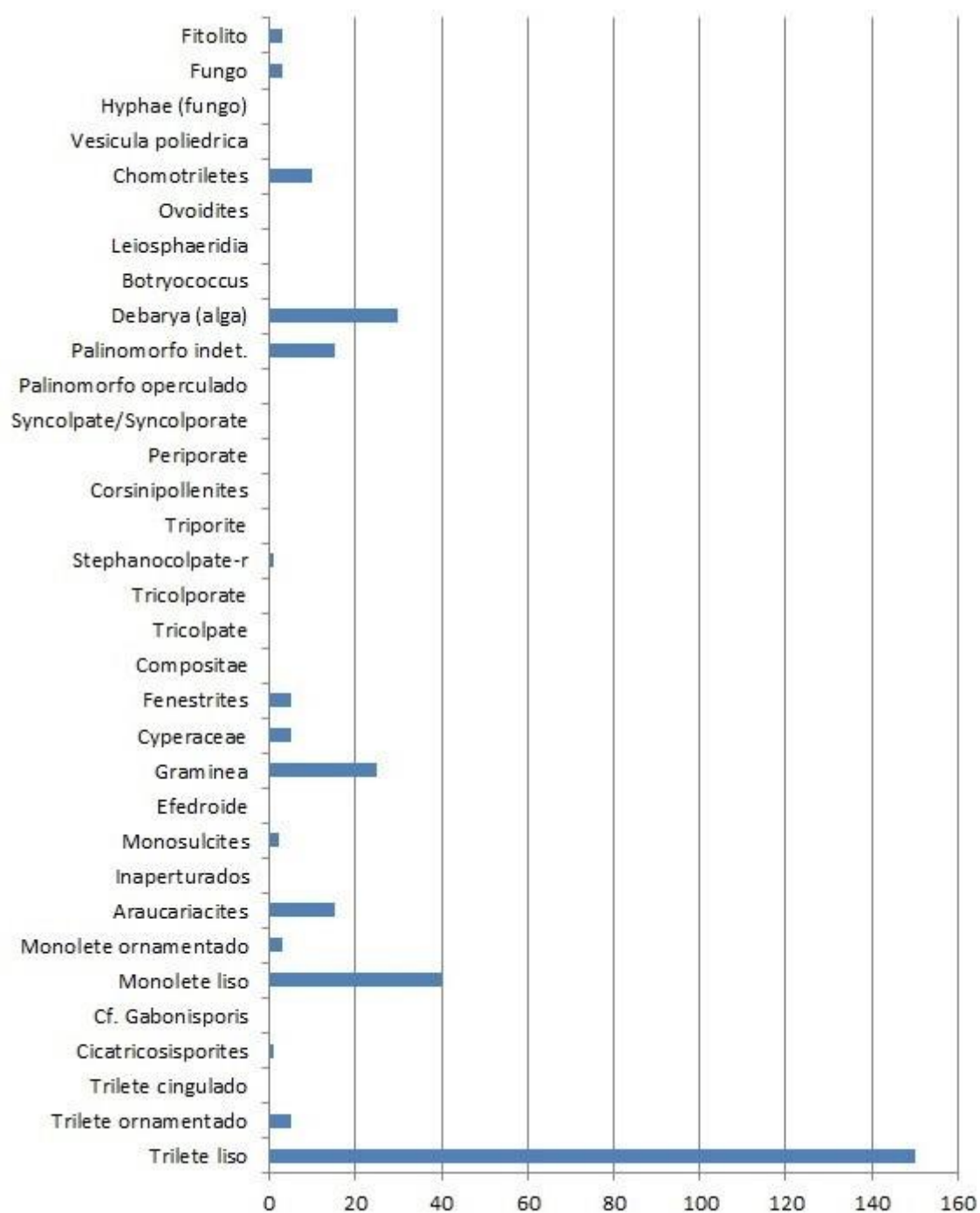
ZFC-9B



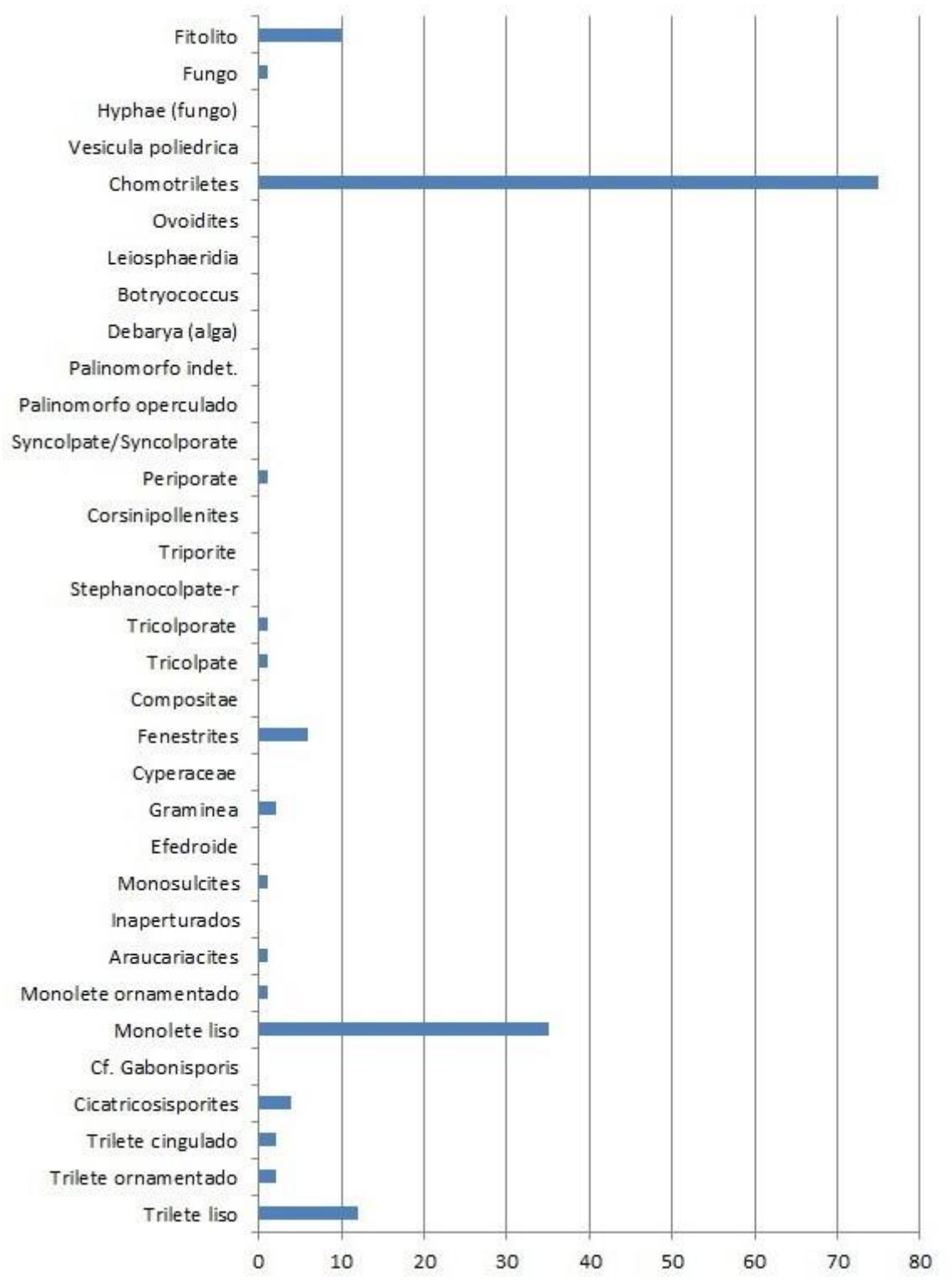
ZFC-10B2



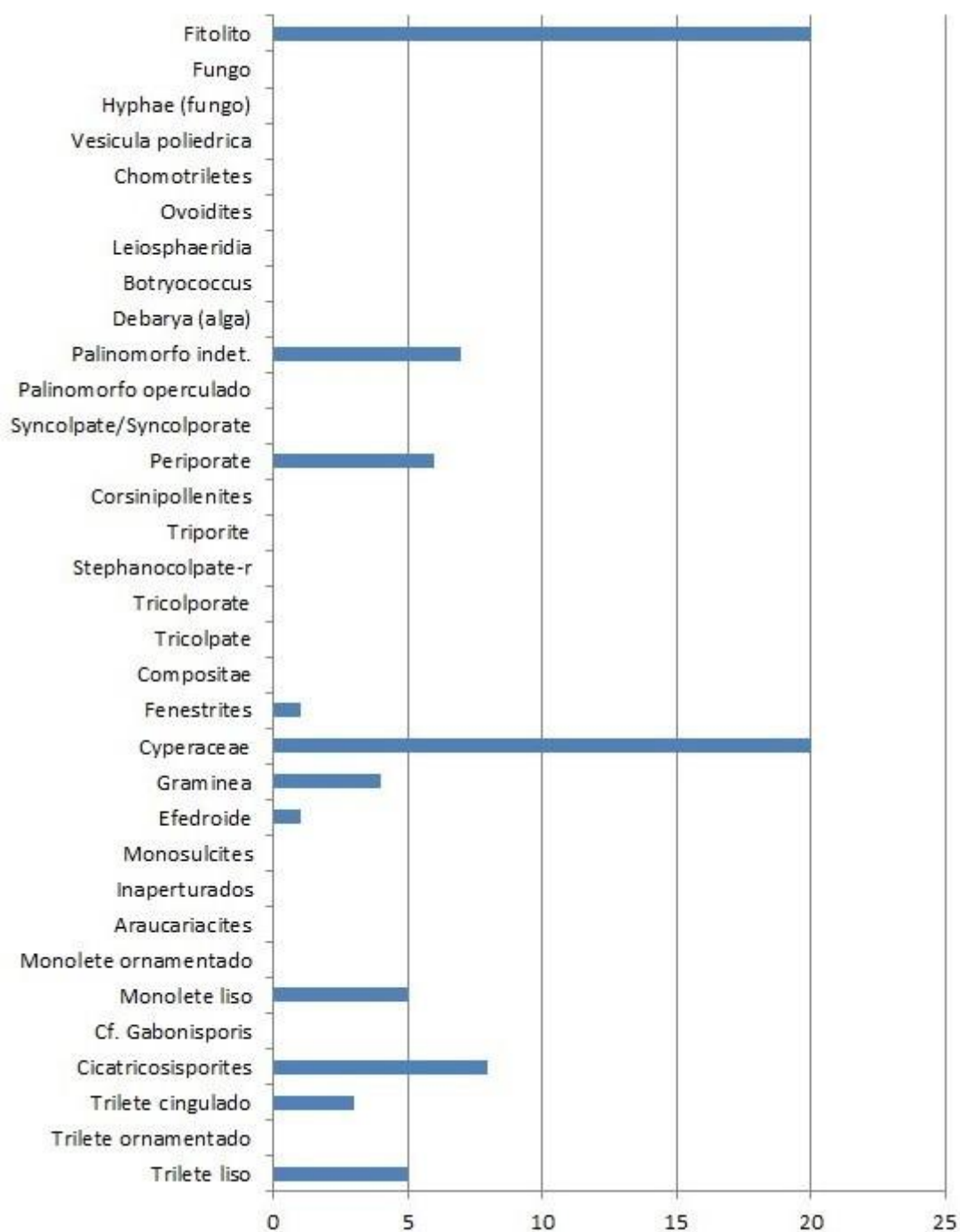
ZFC-10D



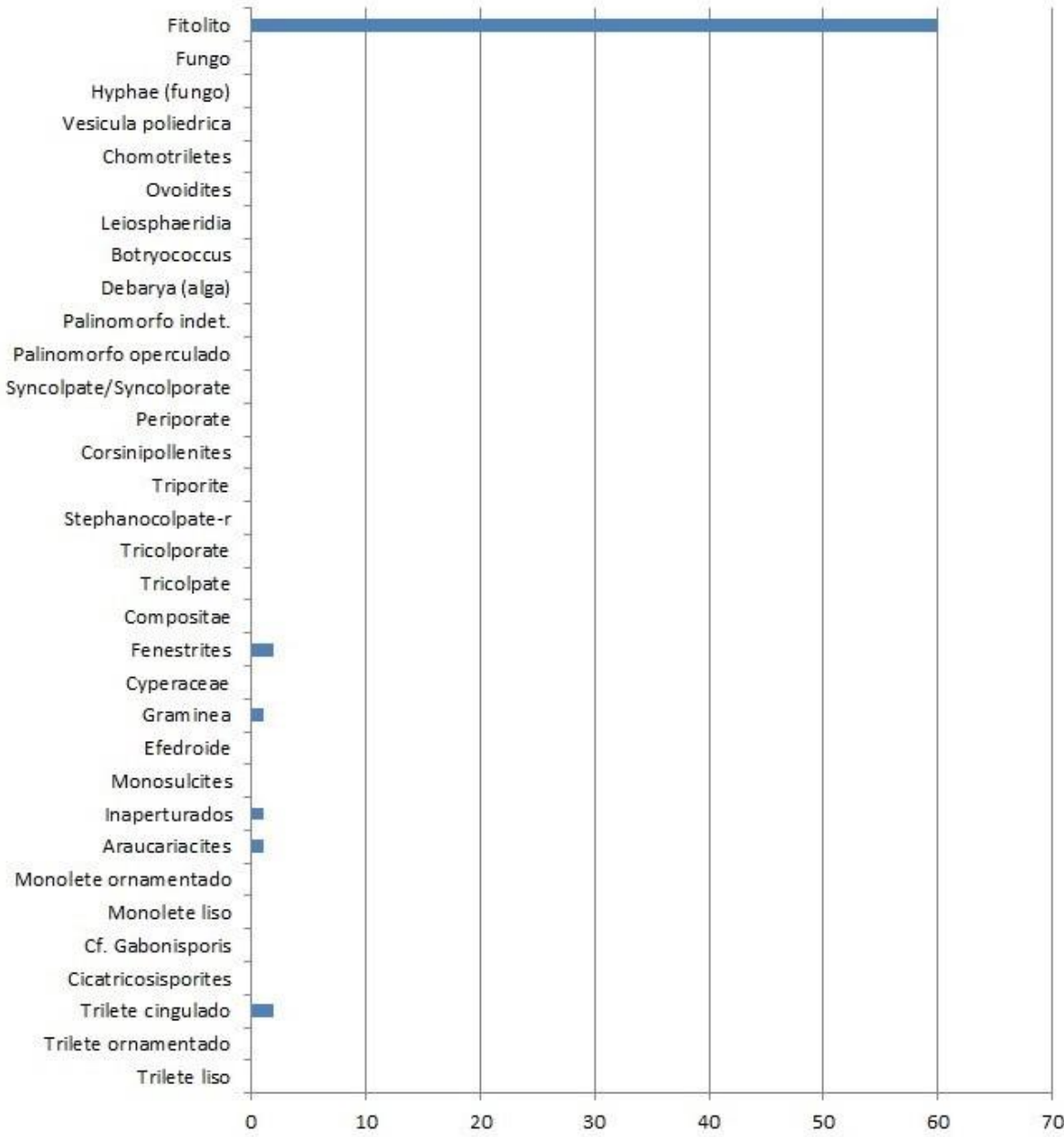
ZFC-11



ZFC-13A



ZFC-13B



ZFC-14C

