

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro/SP

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA
ZONA DE FALHA DE CÁSSIA/MG**

JOSÉ EDUARDO SARTORI

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

*Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP,
campus de Rio Claro, como parte das exigências para
o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão
de Curso no ano letivo de 2009*

Rio Claro – SP
2009

551.8 Sartori, José Eduardo
S251c Caracterização estrutural da Zona de Falha de Cássia-MG / José
 Eduardo Sartori. - Rio Claro : [s.n.], 2009
 42 f. : il., figs., fots., mapas

 Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual
 Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Norberto Morales

 1. Geologia estrutural. 2. Zona de falha. 3. Reativação de falha. 4.
 Neotectônica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

RESUMO

A Zona de Falha de Cássia constitui um feixe de falhas de direção preferencial NW-SE e aproximadamente 2 km de largura. Dados de campo, petrográficos e microestruturais evidenciam uma longa história deformacional da zona de falha. Assim, foram caracterizadas três fases de atividade/movimentação da Zona de Falha de Cássia. A primeira fase (pré-cambriana) é caracterizada por deformação em regime dúctil, acarretando na geração de milonitos formados em condições metamórficas de fácies xisto verde. Este é o estágio de formação da falha, apresentando caráter transcorrente oblíqua, com movimentação sinistral inversa. A segunda fase corresponde a uma reativação da zona de falha como uma falha normal, com bloco alto a NE e bloco baixo a SW da referida estrutura. Seu registro é dado pela ocorrência localizada de brechas e cataclasitos. Este episódio de deformação eminentemente rúptil é correlacionado com o Soerguimento do Alto Paranaíba, o que indica movimentação da falha no Neocretáceo. A terceira e última fase é marcada pela formação de depósitos sedimentares plio-pleistocênicos compostos por brecha sedimentar de leques aluviais e sedimentos argilosos lacustres. Tais depósitos são interpretados como originados pelo represamento da drenagem subatual e conseqüente mudança do nível de base local, em decorrência de uma reativação da Zona de Falha de Cássia. O referido pacote sedimentar apresenta-se localmente cortado por fraturas, zonas brechadas e falhas, caracterizando atividade neotectônica na região. Além disso, verifica-se forte influência da zona de falha no desenvolvimento da paisagem da região, sendo constatada a inversão do relevo e da drenagem na área estudada.

Palavras-chave: Geologia Estrutural, Zona de Falha de Cássia, Reativação de Falha, Neotectônica.

Keywords: *Structural Geology, Cássia Fault Zone, Fault Reactivation, Neotectonic.*

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	1
3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	2
4. MÉTODO E ETAPAS DE TRABALHO.....	3
4.1. Pesquisa Bibliográfica.....	3
4.2. Análise de Fotografias Aéreas.....	3
4.3. Análise da rede de drenagem.....	4
4.4. Levantamento de dados estruturais.....	4
4.5. Atividades de Campo.....	5
4.6. Análise petrográfica e microestrutural.....	5
4.7. Tratamento e Integração dos Dados.....	6
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
5.1. Faixa Brasília.....	6
5.2. Nappe de Passos.....	9
6. GEOLOGIA LOCAL.....	11
6.1. Embasamento.....	11
6.2. Grupo Araxá.....	12
6.3. Rochas de Falha.....	15
6.4. Bacia do Paraná.....	16
<i>Formação Aquidauana.....</i>	<i>16</i>
<i>Formação Serra Geral.....</i>	<i>16</i>
6.5. Coberturas Cenozóicas.....	17
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	21
7.1. Deformação Dúctil.....	21
7.2. Deformação Rúptil.....	26
7.3. Caracterização Geomorfológica.....	29
7.4. Análise da rede de drenagem.....	32
7.5. Análise do Fraturamento.....	34
7.6. Deformação dos Depósitos Sedimentares Recentes.....	37
8. CONCLUSÕES.....	39
9. REFERÊNCIAS.....	40

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (região sudoeste de Minas Gerais).....	2
Figura 2. Unidades tectônicas da Faixa Brasília e localização da área estudada (modificado de VALERIANO <i>et al.</i> , 2004).....	7
Figura 3. Mapa geológico simplificado da Nappe de Passos, com a localização da área estudada (modificado de SIMÕES & VALERIANO, 1990).....	10
Figura 4. Perfil litológico preliminar de depósito sedimentar cenozóico, observado em cava abandonada de olaria (ponto SP-46), nas proximidades da cidade de Cássia/MG.....	18
Figura 5. Lamito arenoso esbranquiçado, portador de grânulos e seixos angulosos de quartzo (ponto SP-46: cava abandonada).....	18
Figura 6. Argilito negro, rico em matéria orgânica (ponto SP-46: cava abandonada).....	19
Figura 7. Brecha sedimentar composta por fragmentos angulosos de quartzito envoltos por matriz arenosa (ponto SP-46: cava abandonada).....	19
Figura 8. Imagem de satélite (<i>Google Earth</i>) com indicação de algumas áreas de exploração de argila (depósitos sedimentares cenozóicos) na região de Cássia.....	20
Figura 9. Estereogramas de contorno de pólos de foliação milonítica (124 medidas) e atitudes preferenciais desta feição planar ao longo da Zona de Falha de Cássia.....	21
Figura 10. Estereograma de contorno de pólos da lineação mineral na região de Cássia/MG (273 medidas).....	22
Figura 11. Mapa estrutural esquemático mostrando o padrão de foliação principal da região delineando um par sinforma e antiforma, de W para E.....	23
Figura 12. Modelo conceitual de formação de rochas de falha e regimes de deformação em zona de cisalhamento.....	24
Figura 13. Petrotrama típica de quartzitos miloníticos (ponto SP-43): grãos de quartzo alongados exibindo contato serrilhado e envoltos por grãos independentes e muito menores de mesmo material, caracterizando intenso processo de recristalização <i>bulging</i> ..	25
Figura 14. Mapa mostrando os limites do Soerguimento do Alto Paranaíba (tracejado, segundo HASUI & HARALYI, 1991), separando as bacias do Paraná (a W e SW) e São Francisco (a NE). Aventa-se a possibilidade da Zona de Falha de Cássia constituir o prolongamento SE do Alto Paranaíba.....	26
Figura 15. (A) Quartzito cataclasado observado na descida da Serra do Itambé (ponto SP-28). (B) Quartzito brechado, com matriz de óxido de Fe e aspecto poroso, friável (ponto SP-29).....	28

Figura 16. Fotomicrografia de cataclasito, mostrando fragmentos de muscovita quartzito envolvidos por uma matriz de quartzo fino, sericita e óxido de ferro (à esquerda polarizadores cruzados, à direita polarizadores paralelos).....	29
Figura 17. Diagrama mostrando a evolução do modelado do relevo da região de Cássia/MG no Cretáceo.....	30
Figura 18. Escarpamento pronunciado das serras do Agapito e Itambé exibindo pseudo-facetitas trapezoidais (visada SW).....	31
Figura 19. Bloco-diagrama ilustrando o modelo conceitual de formação de facetitas triangulares (1) e trapezoidais (2) e depósitos de leques aluviais (3).....	31
Figura 20. Lineamentos de drenagem e anomalias tipo cotovelo observados nas proximidades da cidade de Cássia.....	33
Figura 21. Rosetas de frequência e comprimento acumulados para os lineamentos de drenagem extraídos na região de Cássia (1.175 traços).....	33
Figura 22. Estereogramas de contorno de pólos de fraturas (1.118 medidas) e direções principais de fraturamento (famílias de fratura) para a região de Cássia.....	34
Figura 23. Estereogramas de fraturamento para o Grupo Araxá, domínios estruturais da Zona de Falha, e blocos NE e SW.....	35
Figura 24. Estereogramas de contorno de pólos de fraturas para as rochas da Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos.....	36
Figura 25. Evidência de deformação em pacote sedimentar cenozóico com camada de laterita imatura no topo.....	38
Figura 26. Zonas de brechação (paralelas ao cabo do martelo) e padrão de fraturamento em pacote sedimentar plio-pleistocênico.....	38
Figura 27. Modelo tectônico simplificado para a Zona de Falha de Cássia.....	40

ANEXOS

Anexo 1. Mapa geológico da região de Cássia/MG.

Anexo 2. Modelo Digital de Terreno obtido a partir de imagens de radar.

Anexo 3. Mapa de lineamentos de drenagem.

Anexo 4. Mapa de pontos.

1. INTRODUÇÃO

O estudo de falhas e zonas de cisalhamento é útil pelo fato destas estruturas serem importantes sítios de concentração de deformação de rochas, absorvendo grandes deslocamentos, e condicionando fortemente a organização dos terrenos litológicos ao longo da crosta terrestre. Além disso, tais estruturas podem estar associadas a aportes de fluidos, que acarretam em hidrotermalismo e mineralizações importantes.

A região de Cássia é alvo de estudos da UNESP/Rio Claro, desde a década de 80. Assim, foram realizadas atividades como:

- Mapeamento geológico, em escala 1:50.000, para a realização do Trabalho de Formatura da turma de geologia de 1981, publicado no Projeto Cássia (OLIVEIRA *et al.*, 1984), parceira entre a UNESP e o DNPM.
- Mapeamento geológico, em escala 1:25.000, para a disciplina Geologia de Campo II, nos anos de 1990 e 1991.
- Elaboração de dissertações e teses de cunho regional, como CORREIA (1986), ZANARDO (1992), SIMÕES (1995), PASSARELLA (2009), entre outros.
- Programa “Mapa geológico e recursos minerais das folhas São Sebastião do Paraíso e Delфинópolis”, em escala 1:100.000 (SIMÕES *et al.*, 2006; ZANARDO *et al.*, 2008), parceira entre a UNESP e a CPRM.

Apesar da grande quantidade de informações existentes sobre a região, não existem trabalhos cujo foco seja a Zona de Falha de Cássia. Deste modo, a caracterização estrutural da referida falha ainda não foi devidamente realizada. Além disso, há fortes indícios da reativação da zona de falha, que merecem ser melhor investigados.

2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem por escopo a caracterização estrutural da Zona de Falha de Cássia, em seus segmentos compreendidos entre as cidades de Cássia e Itaú de Minas, do ponto de vista dos conjuntos de rochas afetados, geometria e cinemática das falhas. Buscou-se caracterizar a deformação dúctil e rúptil observada ao longo da zona de falha, bem como analisar a influência das estruturas presentes no substrato rochoso sobre o relevo e a rede de drenagem da área. Além disso, discutir-se-ão as evidências de reativação da falha, tentando posicionar os episódios de movimentação da estrutura ao longo do tempo geológico, e sua relação

com eventos tectônicos de caráter regional. Isso permitiu elaborar uma síntese da evolução tectônica (simplificada) da Zona de Falha de Cássia.

3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada no presente trabalho compreende a região entre as cidades de Cássia e Itaú de Minas, porção sudoeste do estado de Minas Gerais (Figura 1). A região está situada entre os paralelos 20°27' e 20°45' de latitude sul e os meridianos 46°45' e 47°00' de longitude oeste, correspondendo à carta topográfica de Cássia e a porção sul da folha Delfinópolis (SF.23-V-A-VI-1 e SF.23-V-A-V-2, respectivamente), de escala 1:50.000.

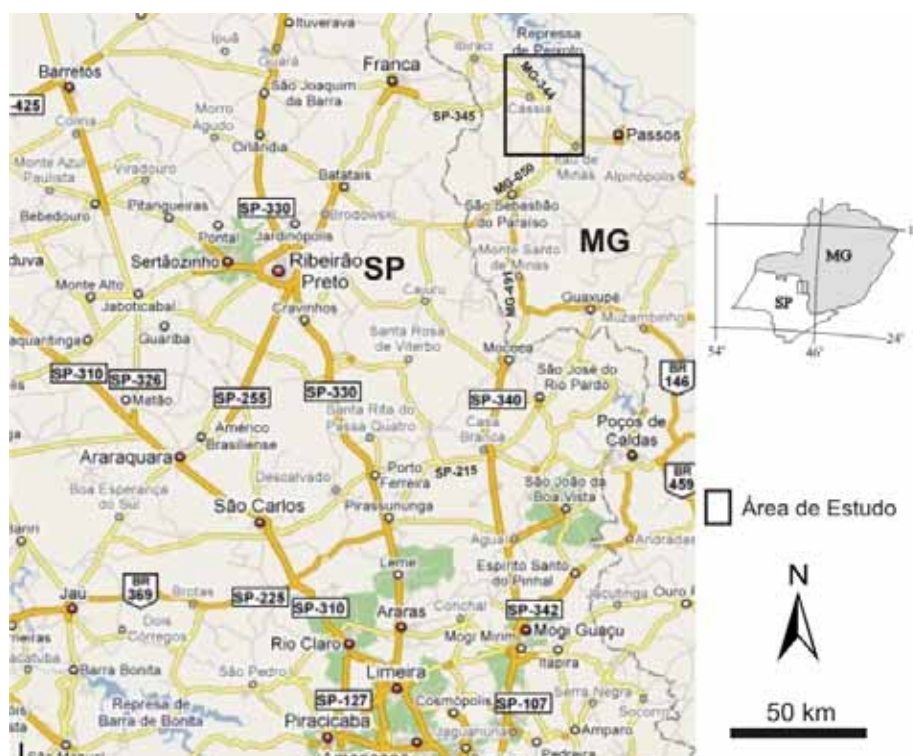


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (região sudoeste de Minas Gerais).

O acesso à área de estudo, a partir de Rio Claro, se dá pela rodovia SP-191 até Araras, entrando na rodovia Anhangüera (SP-330). Em Porto Ferreira (ou Cachoeira de Emas) deve-se seguir pela rodovia SP-215 até o entroncamento com a SP-340. A partir desta rodovia tem-se o acesso à região SW do estado de Minas Gerais, passando por Arceburgo, Guaranésia e São Sebastião do Paraíso através da rodovia MG-491. É feito um desvio para a rodovia MG-050, seguindo até o entroncamento com a MG-344, que dá acesso a cidade de Cássia.

A ligação entre Cássia, Ibiraci e Itaú de Minas é feita pelas rodovias estaduais MG-344 e MG-050. Todas as estradas se encontram pavimentadas e em razoável estado de con-

servação. Além disso, um grande número de estradas secundárias facilita a locomoção pela área.

4. MÉTODO E ETAPAS DE TRABALHO

O desenvolvimento do presente trabalho requer a execução de atividades preliminares básicas, seguidas por etapas de trabalho de campo e de escritório para coleta e tratamento dos dados geológicos e estruturais levantados. Os procedimentos adotados para atingir os objetivos propostos são descritos a seguir:

4.1. Pesquisa Bibliográfica

Esta etapa foi realizada através de consulta a livros, periódicos, dissertações e teses na biblioteca da UNESP/Rio Claro; bem como pesquisa em bases de dados *on-line*. Deste modo, realizou-se um levantamento bibliográfico básico sobre temas importantes para o desenvolvimento deste trabalho, tais como:

- Aspectos gerais da geologia da região onde a área estudada está inserida, enfocando o contexto geotectônico regional, estruturação, unidades litoestratigráficas abrangidas, entre outros.
- Síntese geológica local, caracterizando as unidades litoestratigráficas e estruturas maiores que ocorrem na área-alvo.
- Classificação de rochas de falha.
- Revisão sobre zonas e cinturões de cisalhamento.
- Métodos de investigação de falhas e populações de falhas.
- Mecanismos de deformação intracristalina.

4.2. Análise de Fotografias Aéreas

Nesta etapa foi realizada a interpretação fotogeológica da região estudada, com ênfase às proximidades da cidade de Cássia. Esta atividade visou a caracterização dos principais traços da zona de falha e seleção de áreas, perfis e afloramentos a serem visitados nos trabalhos de campo durante o mapeamento das falhas. Além disso, foram delimitadas as áreas de ocorrência dos depósitos sedimentares cenozóicos da região.

Para tanto, foram utilizadas fotografias aéreas de levantamento realizado pela Força Aérea dos Estados Unidos da América (USAF) em escala 1:60.000 de julho de 1965. Na aná-

lise empreendida foi adotada a sistemática de fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação, bem como de classificação proposta por SOARES & FIORI (1976).

Esta atividade foi realizada em duas fases: fotointerpretação preliminar e fotoanálise revisada, em função da adição de dados de campo.

Nesta etapa também foi elaborado um Modelo Digital do Terreno, com base em imagens de radar (SRTM). Este produto foi utilizado para auxiliar na caracterização geomorfológica da área estudada, complementando a análise de fotografias aéreas.

4.3. Análise da rede de drenagem

A análise da rede de drenagem foi realizada com base no mapa de drenagem, elaborado com os cursos hidrográficos obtidos a partir das folhas topográficas vetorizadas de Cássia (SF.23-V-A-VI-1) e porção sul da carta de Delfinópolis (SF.23-V-A-V-2) do IBGE, em escala 1:50.000.

A partir da carta de drenagem, realizou-se a extração manual dos lineamentos de drenagem com comprimento superior a 300 m. Para tanto, foi utilizado o *software ArcGIS* versão 9.2. Posteriormente, os dados foram convertidos e analisados através do programa *AutoCAD*, versão 2007. Por fim, foram gerados os histogramas circulares ou rosetas de comprimento e frequência acumulada, através da rotina *roseta.lisp*. Complementando esta análise, fez-se a classificação dos padrões de drenagem da área e verificação dos principais tipos de anomalias de drenagem observados na região.

4.4. Levantamento de dados estruturais

A base de dados estruturais inicial é composta pelas informações provenientes de duas fontes distintas:

- Mapeamento geológico, em escala 1:50.000, empreendidos pelos alunos do curso de geologia, em 1981, durante a execução do Trabalho de Formatura, que subsidiou o Projeto Cássia (OLIVEIRA *et al.*, 1984);
- Mapeamento geológico, em escala 1:25.000, realizada pelos alunos do 4º ano de geologia durante a disciplina Geologia de Campo II, no ano de 1990;

As informações contidas nas cadernetas de campo dos alunos nos dois trabalhos supracitados foram compiladas e organizadas em uma planilha eletrônica, através do programa *Microsoft-Excel*, versão 2007. Além disso, foi necessário realizar a conversão de todas as medidas estruturais para leitura em notação de bússola Clar, e calcular as coordenadas geográficas

cas dos pontos do Projeto Cássia. Esta tarefa resultou em um banco de dados contendo a descrição de 1037 afloramentos.

4.5. Atividades de Campo

Essa etapa compreendeu o levantamento de dados estruturais das falhas com visitas a afloramentos para obtenção de atitudes de planos de falha, estrias, ressaltos e sentido de movimento; bem como de foliação milonítica, dobras, lineações e fraturas. Foi dada ênfase nas medidas de fraturas, dada a pequena quantidade de planos de falha encontrados, e seu caráter muito localizado.

Outra atividade importante corresponde à caracterização do tipo de rocha de falha, bem como da unidade litoestratigráfica deformada e estruturas associadas, com o registro fotográfico destas. Além disso, foram coletadas amostras de rochas deformadas para caracterização petrográfica e microestrutural de algumas destas.

Os trabalhos de campo possibilitaram a caracterização geomorfológica dos traços da Zona de Falha de Cássia, bem como o mapeamento e caracterização dos depósitos sedimentares mais jovens, possivelmente associados a reativações recentes da zona de falha. Este último foi realizado através do estudo e descrição de afloramentos, principalmente nas proximidades da cidade de Cássia, permitindo o levantamento de um perfil litológico geral.

Deste modo, as atividades de campo foram realizadas da seguinte maneira:

- Trabalhos de campo com enfoque geomorfológico realizados entre os dias 19 e 21 de março de 2008; e 10 e 12 de fevereiro de 2009, durante o mestrado de Samia Passarella (PASSARELLA, 2009);
- Trabalho de campo realizado entre os dias 8 e 10 de outubro de 2009.

4.6. Análise petrográfica e microestrutural

A partir das amostras coletadas nos trabalhos de campo, foram confeccionadas nove seções delgadas. Este material, associado às lâminas do Projeto Cássia, permitiram o estudo mais apurado da deformação imposta pela Zona de Falha de Cássia nas rochas da região.

A descrição petrográfica das seções delgadas visa definir os mecanismos de deformação atuantes e reconhecer as paragêneses metamórficas, buscando caracterizar os ambientes de evolução das rochas da zona de falha.

4.7. Tratamento e Integração dos Dados

O banco de dados estruturais final é composto pelas informações coletadas no levantamento bibliográfico (Projeto Cássia e mapeamento de Geologia de Campo II, de 1990), e pelas medidas realizadas nos trabalhos de campo executados. Deste modo, tem-se um arcabouço de dados geológico-estruturais constituído por um conjunto de 1066 afloramentos descritos, e 15 seções delgadas estudadas.

Os dados estruturais obtidos foram tratados através de um programa convencional de análise estrutural: o *StereoNet*, versão 3.03. Assim, foram construídos estereogramas, a partir dos quais foram estabelecidas as orientações preferenciais das fraturas, caracterizando as principais famílias de fraturas que ocorrem na região estudada.

A partir da análise em conjunto dos dados geológicos, estruturais, geomorfológicos, metamórficos, e microestruturais, tentou-se estabelecer correlações entre estes e reconhecer padrões, buscando evidências de deformação imposta pela zona de falha e diferenciar suas etapas de reativação. Ao final deste trabalho, tentou-se esboçar um modelo de evolução geológica da Zona de Falha de Cássia.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Tocantins, da qual a Faixa Brasília faz parte, corresponde a uma das dez províncias estruturais brasileiras estabelecidas por ALMEIDA *et al.* (1977). A referida entidade é caracterizada por um sistema orogênico decorrente da colisão dos crátons Amazônico e São Francisco, que culminou com a amalgamação de Gondwana ao final do Neoproterozóico. A ação de um terceiro bloco (denominado Bloco Paraná ou Paranapanema), encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná, é postulada. O referido orógeno é composto pelos cinturões de dobramento Paraguai-Araguaia e Brasília (DARDENNE, 2000).

5.1. Faixa Brasília

A Faixa Brasília está situada na porção oriental da Província Tocantins, sendo caracterizada por um conjunto de escamas de empurrão de escala crustal que convergiram para leste contra o Cráton do São Francisco a 640 Ma, durante a fase principal do Ciclo Orogrênico Brasileiro/Pan-africano. Assim, tem-se a formação de uma zona colisional de mais de 1.000 km de extensão (DARDENNE 2000, VALERIANO *et al.* 2004).

A compartimentação tectônica da Faixa Brasília é marcada por dois ramos de orientação distinta e estilo metamórfico-deformacional contrastante: a Faixa Brasília Setentrional, de

orientação NE; e a Faixa Brasília Meridional, orientada segundo a direção NW. Estes dois ramos se encontram nas proximidades do paralelo de Brasília, onde sofrem uma inflexão para a direção E-W, marcada por forte lineamento, formando a Megaflexura dos Pirineus. Tal estruturação confere à Faixa Brasília uma pronunciada concavidade voltada para E (Figura 2), em conformidade com a borda ocidental do Cráton do São Francisco (VALERIANO *et al.*, 2004).

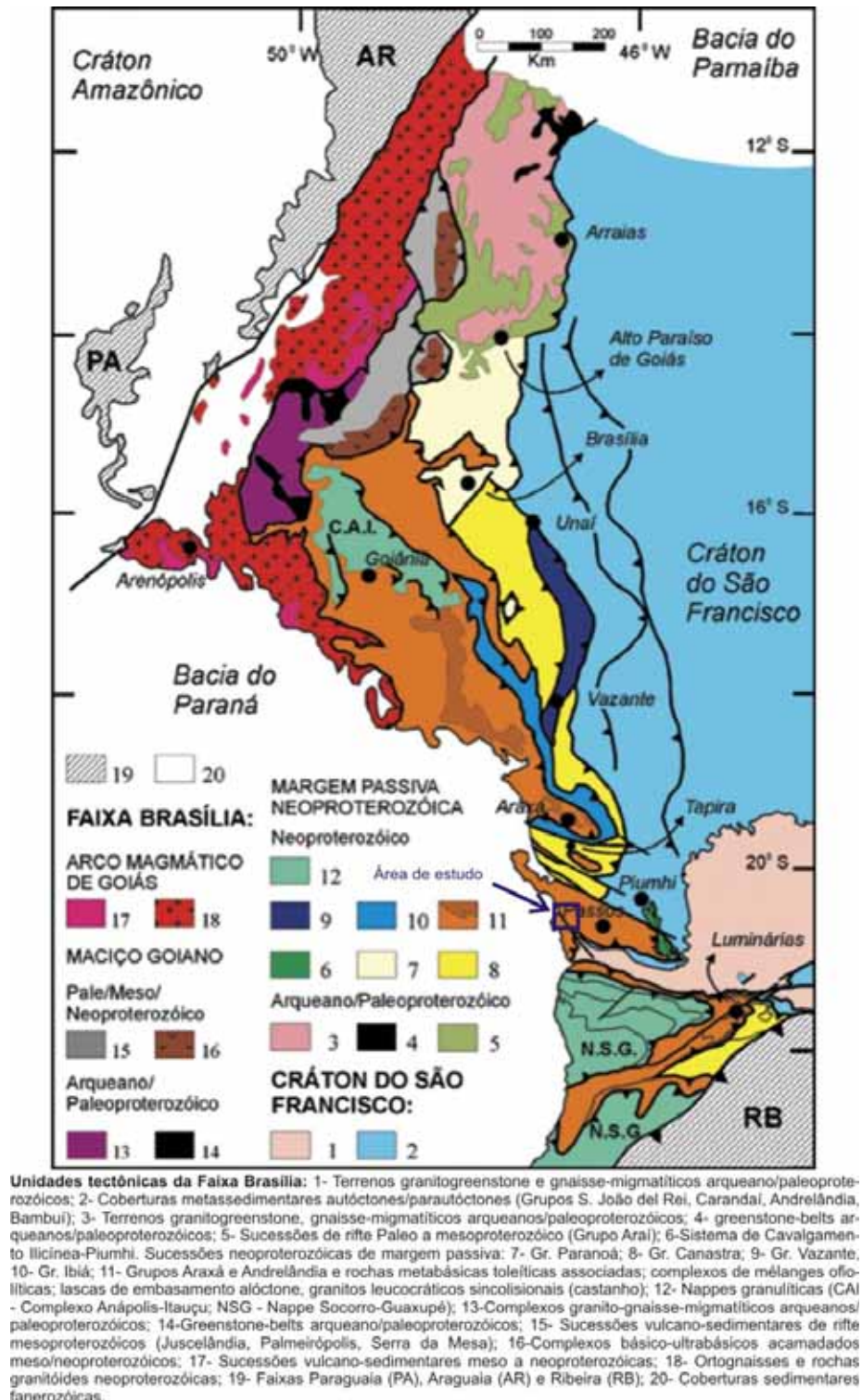


Figura 2. Unidades tectônicas da Faixa Brasília e localização da área estudada (modificado de VALERIANO *et al.*, 2004).

Segundo FUCK *et al.* (1994), a Faixa Brasília pode ser dividida em quatro grandes domínios:

- Zona Externa, uma pilha metassedimentar meso/neoproterozóica com depósitos típicos de margem passiva (Grupos Canastra, Paranoá e Vazante), de bacia do tipo *back-arc* (Grupo Ibiá) e parte do Grupo Bambuí, provavelmente representando um estágio pós-inversão, com uma seqüência de antepaís (*foreland*), todos metamorfisados em fácies xisto verde;
- Zona Interna, representada principalmente pelo Grupo Araxá, que compreende metassedimentos de fácies xisto verde a anfibolito superior, depositados em bacias tipo *back-arc*, plataforma distal, talude continental e fundo oceânico;
- Arco Magmático de Goiás, um grande arco juvenil neoproterozóico, na porção W da Faixa de Dobramentos Brasília;
- Maciço Mediano de Goiás, que corresponde às unidades mais antigas, formadas por rochas arqueanas do tipo granito-greenstone (Goiás Velho, Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás) e complexos máfico-ultramáficos paleo/mesoproterozóicos de alto grau metamórfico (Complexos Niquelândia, Barro Alto e Canabrava). É interpretado como um fragmento crustal, ou seja, um microcontinente envolvido nos processos colisionais brasileiros da Província Tocantins.

A Faixa Brasília Meridional pode ser dividida em dois domínios: interno e externo. Isto decorre de diferenças estratigráficas, estruturais e metamórficas entre as referidas unidades. Tais domínios registram histórias geológicas precoces distintas, sendo posteriormente justapostas em fases tardias do desenvolvimento do orógeno Brasília. A separação entre estas unidades se dá através de superfícies de cavalgamento sub-horizontais, localmente verticalizadas pela ocorrência de rampas laterais. Esses planos de cavalgamento delineiam *nappes* denominadas Luminárias, Passos, Tapira, e Araxá-Goiânia (SANTOS, 2007). Datações através de métodos isotópicos Sm/Nd, U/Pb, e K/Ar em minerais metamórficos indicam que as *nappes* se formaram entre 640 e 600 Ma (VALERIANO *et al.*, 2004).

De maneira geral, as unidades da Faixa Brasília Meridional mostram deformação tectônica progressiva no sentido W. O grau metamórfico associado varia de sedimentos anqui-metamórficos na zona cratônica até fácies anfibolito a granulito na zona interna. Estes aspectos, reforçados por indicadores cinemáticos, indicam transporte tectônico para E, em direção ao Cráton do São Francisco (DARDENNE, 2000). Nos estágios tardios, a deformação passa a se caracterizar por dobramentos abertos associados a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE (SIMÕES, 1995; VALERIANO *et al.*, 2004).

O Domínio Externo compreende os quartzitos, xistos e filitos do Grupo Canastra. Tais rochas correspondem a sedimentos de plataforma proximal de margem passiva, metamorfizados em fácies xisto verde inferior, preservando estruturas sedimentares primárias (SILVA, 2003; SANTOS, 2007). Completando o referido domínio, têm-se os metassedimentos pelito-carbonáticos de baixo grau metamórfico do Grupo Bambuí, o seu embasamento granito-gnaiss-migmatito referente ao Complexo Campos Gerais, além do Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi. Este último corresponde a uma complexa unidade tectônica imbricada e dobrada, composta por numerosas escamas de empurrão, que envolvem rochas arqueanas pertencentes ao *Greenstone Belt* de Piumhi e equivalentes, além de metassedimentos de baixo grau metamórfico de idade e posição duvidosas (TEIXEIRA *et al.* 1987, SIMÕES 1995, ZANARDO *et al.* 1996). As rochas do Domínio Externo cavalgam o Domínio Cratônico.

O Domínio Interno corresponde aos metassedimentos de plataforma proximal e rochas de assoalho oceânico, sendo representado pelo Grupo Araxá. As rochas desta unidade cavalgam o Domínio Externo, e apresentam os graus mais elevados de deformação e metamorfismo, obliterando praticamente todas as feições sedimentares, com a geração de foliações compostas, isto é, duas foliações associadas, mas de gerações distintas. O Domínio Interno é representado pelas *nappes* de Luminárias, Passos, Tapira e Araxá-Goiânia (SANTOS, 2007).

5.2. Nappe de Passos

A *Nappe* de Passos é uma importante unidade tectônica da região sudoeste de Minas Gerais, destacada inicialmente por TEIXEIRA & DANNI (1978). Sua superfície de cavalgamento delinea um contato sinuoso, definindo uma estrutura alongada segundo a direção NW-SE, com mais de 150 km de extensão (SIMÕES, 1995), como mostra a Figura 3. Esta entidade é limitada a N pela Rampa Lateral de Capitólio, uma estrutura originalmente dúctil de movimento sinistrógiro, mas que possivelmente teve reativações tardias em fases mais rúpteis. A SE é limitada pelo Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi (VALERIANO 1992, SANTOS 2007); e a S, próximo a São Sebastião do Paraíso, por zonas de cisalhamento verticais com direção E-W relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (MORALES, 1993), sendo a Zona de Falha de Cássia uma ramificação do referido cinturão de cisalhamento.

A *Nappe* de Passos é formada por três grandes dobras denominadas, de norte para sul, de Braquissinformal de Passos (SIMÕES, 1995), que compreende a maior parte da nappe, Antiforma de Itaú de Minas e Sinforma da Serra do Chapadão (MORALES *et al.*, 1996), resultando em uma grande estrutura sinclinorial.

A constituição da *nappe* é dada por metassedimentos, com pequena contribuição de rochas metavulcânicas, que correspondem a basaltos continentais e do tipo E-MORB. As associações minerais indicam temperatura de formação de rochas aumentando da base para o topo, caracterizando um gradiente metamórfico invertido (TEIXEIRA & DANNI 1978, ZANARDO 1992, VALERIANO 1992, SIMÕES 1995). Tal inversão pode ser explicada com uma subducção das rochas da *nappe* em fases precoces da orogênese brasileira, através da instalação de uma zona de subducção que mergulhava aproximadamente para W. Posteriormente, essas rochas foram rapidamente exumadas e empurradas contra o Cráton do São Francisco, preservando a inversão das isothermas geradas durante o processo de subducção (SIMÕES 1995).

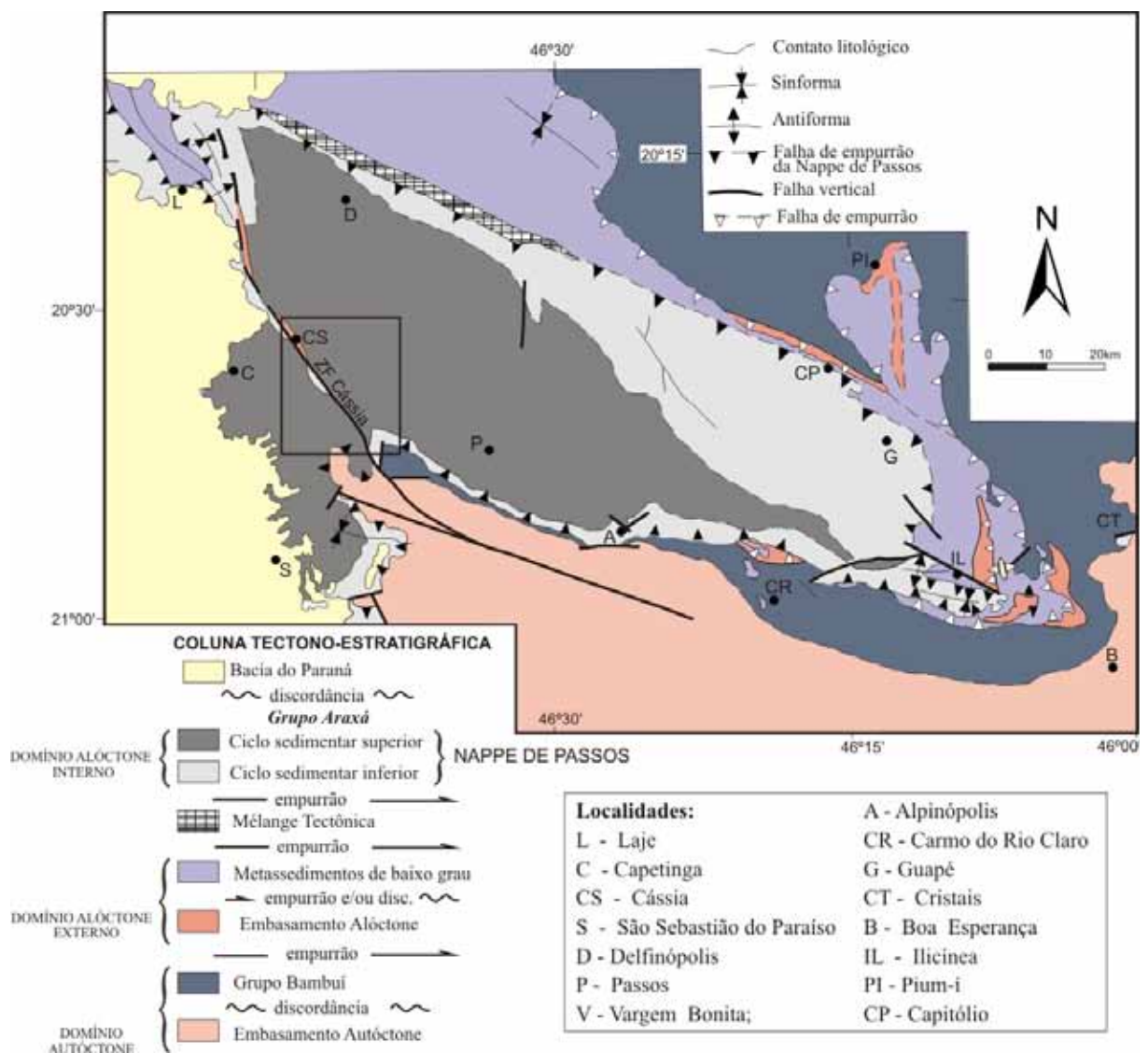


Figura 3. Mapa geológico simplificado da Nappe de Passos, com a localização da área estudada (modificado de SIMÕES & VALERIANO, 1990).

6. GEOLOGIA LOCAL

A região de Cássia pode ser dividida em cinco domínios litológicos distintos: rochas do embasamento, metassedimentos do Grupo Araxá, rochas de falha, rochas da Bacia do Paraná e cobertura cenozóica (Anexo 1).

6.1. Embasamento

O domínio cratônico, que constitui o embasamento na região, é constituído por granitóides, gnaisses e migmatitos originados no Arqueano (CAVALCANTE *et al.*, 1979; VALERIANO *et al.*, 2004), contendo restos de seqüências vulcanossedimentares. Os terrenos gnáissico-granítico-*greenstone* arqueanos correspondem ao Complexo Barbacena. TEIXEIRA (1978) definiu o Cinturão Vulcanossedimentar Morro do Ferro que, posteriormente, foi dividido em três seqüências vulcanossedimentares tipo *greenstone*: Fortaleza de Minas, Alpinópolis e Jacuí/Bom Jesus da Penha (TEIXEIRA *et al.*, 1987). Sobrepondo estes litotipos ocorrem rochas neoproterozóicas de caráter autóctone a parautóctone pertencentes ao Grupo Bambuí.

As rochas do embasamento afloram na porção SE da área estudada e também nos arredores de Cássia. Neste último, o embasamento ocorre como uma lasca embutida nos metassedimentos do Grupo Araxá. Tal feição sugere caráter transpressivo para a Zona de Falha de Cássia.

As rochas são representadas por migmatitos homogêneos e granitóides gnaissificados/cisalhados de composição predominantemente monzogranítica a granodiorítica. Os migmatitos formam corpos lenticulares alongados segundo a direção NW-SE. Estes litotipos gradam para gnaisses bandados e migmatitos heterogêneos. Os granitóides apresentam-se, por vezes, menos deformados, configurando possíveis corpos intrusivos (SZABÓ, 1989).

As relações temporais dos granitóides, com os gnaisses e migmatitos, ainda não foram completamente estabelecidas. Esses litotipos parecem representar manifestações magmáticas, geradas por remobilizações e/ou intrusões nos terrenos gnáissico-migmatíticos mais antigos, em fases sin- e tardi-deformação dúctil e anteriores a deformações dúcteis/rúpteis, responsáveis pela última estruturação significativa na região (SIMÕES *et al.*, 2006; ZANARDO *et al.*, 2008).

A Seqüência Vulcanossedimentar Morro do Ferro é composta por rochas máficas-ultramáficas como xistos compostos por talco, clorita, tremolita, carbonato e magnetita em proporções variadas, além de serpentinitos. Estes litotipos apresentam coloração esverdeada,

estrutura maciça a xistosa, e textura nematoblástica a lepidoblástica. Feições magmáticas reliquias como texturas porfíricas e cumuláticas são descritas. Constituem corpos estreitos e alongados de contorno irregular e extremidades rompidas (OLIVEIRA *et al.*, 1983).

Segundo os mesmos autores, ocorre um pacote metassedimentar associado, composto por quartzito, metacalcário, brecha fosfática e hematita quartzito. Este último pode formar pacotes de até 2 m de espessura, sendo interpretado como metachert ferífero. Entretanto, novos estudos (como o de ZANARDO *et al.*, 2008) indicam que estes litotipos não fazem parte da sequência arqueana, sendo englobados na unidade A do Grupo Araxá.

Completando o Domínio Cratônico, têm-se as rochas sedimentares clásticas e carbonáticas pertencentes ao Grupo Bambuí. Esta unidade litoestratigráfica está assentada discordantemente sobre as rochas arqueanas do Complexo Barbacena. O limite superior é marcado por superfície de forte deformação, localmente contendo delgadas lentes de gnaisses embutidas tectonicamente, caracterizando uma superfície de empurrão.

As rochas do Grupo Bambuí afloram no núcleo da Antiforma de Itaú, sendo constituídas basicamente por filitos e/ou clorita xistos sericíticos, com intercalações lenticulares de mármore finos, quartzitos e de metagrauvaca e/ou metatufo (ZANARDO *et al.*, 2008).

6.2. Grupo Araxá

Esta unidade alóctone ocupa a maior parte da área estudada, correspondendo a uma parte da *Nappe* de Passos, Domínio Interno da Faixa Brasília. Apresenta uma sucessão contínua de metassedimentos plataformais, constituída na base por xistos metapelíticos associados a expressivas camadas de quartzito e lentes subordinadas de metacalcário. Esta sequência metassedimentar essencialmente matura constitui o Ciclo Depositional Inferior, que segundo SIMÕES (1995), inclui as unidades informais A, B e C. Estes litotipos gradam para metassedimentos de fácies mais profunda (talude continental) representada por xistos e paragneisses, localmente associados a finas camadas de quartzito e metachert. Assim, têm-se a sedimentação imatura do Ciclo Depositional Superior da *Nappe* de Passos, unidades D a I (ZANARDO *et al.*, 2008).

Rochas metabásicas, geralmente de espessura métrica, são encontradas ao longo de toda a sequência sendo interpretadas como resultantes de vulcanismo basáltico de afinidade toleítica, que acompanhou a deposição sedimentar (VALERIANO & SIMÕES, 1997).

A seguir, são descritas as litologias que ocorrem na região de Cássia, seguindo a divisão litoestratigráfica do Grupo Araxá proposta por SIMÕES (1995) para a *Nappe* de Passos:

- Unidade A: corresponde à unidade basal da tectono-sequência do Grupo Araxá, fazendo contato com as rochas do embasamento e do Grupo Bambuí por superfície de empurrão. É

composta por metapelitos intercalados ritmicamente com muscovita quartzitos finos, por vezes métricos. Também ocorrem mica xistos, xistos calcíticos, metagrauvacas subordinadas, lentes de metamarga, metacalcário e delgadas camadas descontínuas de formação ferrífera e metafosforita (filitos fosfáticos). Os litotipos apresentam contato brusco entre os estratos e exibem foliação/bandamento bem marcado.

Para o topo aparecem lentes e estratos de espessuras decimétricas de quartzitos laminados mais ou menos micáceos, que vão aumentando em espessura e frequência até o pacote principal, que chega a atingir mais de 5 m, como é o caso da Antiforma de Itaú.

- Unidade B: é composta por quartzitos com intercalações de muscovita xisto e quartzito micáceo. O primeiro litotipo ocorre sustentando as serras da região estudada, constituindo corpos de espessura métrica. O ortoquartzito apresenta coloração cinza, granulação fina a muito fina e aspecto maciço a finamente laminado. A laminação é dada pela concentração de muscovita e sericita ou minerais opacos (hematita e magnetita) ao longo de finas lâminas na rocha. O quartzito é composto por mais de 90% de quartzo, que ocorre como sob a forma de pequenos cristais poligonais a interpenetrados. Os filossilicatos exibem forma lenticular a sigmoidal orientada (*mica fish*), gerando agregados e sigmóides de quartzo.
- Unidade C: é composta por muscovita xistos e biotita-clorita-muscovita xistos com intercalações de quartzito e quartzo xisto, localmente expressivos. Os xistos exibem coloração cinza esverdeada, granulação fina a média e estrutura bandada. Formam corpos lenticulares, constituindo tectonitos SL a S. A composição é dada essencialmente por quartzo, muscovita, sericita, biotita, clorita, minerais opacos, feldspatos e granada. A muscovita ocorre sob a forma de microlentes levemente assimétricas (foliações Ss e Sc), gerando agregados micáceos lenticulares com aspecto “escama de peixe”.

No topo da unidade aparecem lentes ou camadas de espessura métrica rompidas de anfibólio xisto, especialmente a NW da cidade de Cássia. Este litotipo apresenta-se crenulado, formando *kink bands*, estrutura xistosa, com ou sem feições de fluxo milonítico. Possui cor verde escuro, sendo composto por anfibólio, biotita, clorita, plagioclásio sódico, quartzo, pistacita/clinozoisita, minerais opacos, hidróxidos e mais raramente turmalina.

- Unidade D: é composta por muscovita-biotita gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses e epidoto-muscovita-biotita gnaisses. Além desses litotipos, aparecem anfibólio xistos e mica xistos, com ou sem granada, estauroлита e cianita, e raras intercalações calciossilicáticas. Estes litotipos ocorrem sob a forma de corpos tabulares ou lenticulares de dezenas de metros de espessura, que acompanham a estruturação geral das sinformas de Passos e Chapadão. Os gnaisses apresentam composição tonalíticas a granodioríticas. Aparecem como mine-

rais essenciais o quartzo, plagioclásio, biotita, feldspato potássico, muscovita/sericita, epidoto, clorita, granada e anfibólio.

As rochas calciossilicáticas ocorrem a N da Antiforma de Itaú. Esta rocha exibe cor cinza esverdeada e foliação milonítica. Sua composição é dada por plagioclásio saussurizado, feldspato potássico, quartzo, diopsídio/sahlita, tremolita/actinolita e calcita. Estudos petrográficos indicam origem margosa, com infiltrações graníticas pré a cedodesenvolvimento da foliação principal. Além disso, somente nas proximidades da Zona de Falha de Cássia ocorrem clorita xistos, resultantes da alteração dos biotita xistos.

- Unidade EG: é constituída por bancos espessos de granada-biotita-muscovita xistos com intercalações de muscovita xistos, quartzo xistos, quartzitos e anfibolitos. Podem ocorrer ainda biotita gnaisses e gondito e raras ocorrências de estauroлита xistos.

Os xistos constituem os litotipos dominantes nesta unidade. São compostos por muscovita, granada, biotita, cianita, estauroлита, oligoclásio e clorita. Exibem coloração cinza a castanho avermelhado, quando alterados. A estrutura é xistosa proeminente, com o desenvolvimento de foliações Ss e Sc. A textura é granoblástica a lepidoblástica, com porfiroblastos de granada, que conferem aspecto noduloso à rocha.

Os anfibolitos constituem corpos tabulares a lenticulares de espessura métrica. Exibem coloração verde escuro, granulação fina a média, estrutura maciça a foliada, textura nematoblástica a granoblástica decussada, e variado grau de anisotropia, caracterizando tectonitos S a LS. Relictos de estruturas magmáticas são raros (CORREIA, 1986). A composição mineralógica é dada por clinozoisita, quartzo, feldspato potássico, biotita, clorita, granada, clinopiroxênio, escapolita, actinolita e titanita. Nas proximidades da Zona de Falha de Cássia, o anfibolito é cortado por fraturas e microfalhas, com rotação mecânica e fragmentação dos cristais. As discontinuidades podem ser preenchidas por adulária, quartzo, clorita, epidoto, albita e carbonato.

- Unidade F: é composta por gnaisses que ocorrem no interior da unidade EG e foi separada por apresentar, localmente, sulfetos disseminados representados por pirita, blenda e, subordinadamente, calcopirita e galena. Feições migmatíticas do tipo estromática, flebítica, *schlieren*, dobrada e nebulítica são freqüentes e geradas por anatexia e injeção de material granítico. Os migmatitos possuem paleossoma gnáissico de composição granodiorítica a tonalítica com granada. O neossoma apresenta composição monzogranítica a sienogranítica, coloração cinza ou rósea, granulação variando de fina até pegmatóide, exibindo grau variável de deformação plástica.

Os gnaisses apresentam estrutura gnáissica, textura granoblástica, normalmente serial lobulada a interpenetrada, intercaladas com domínios lepidoblásticos e/ou granoblásticos,

constituindo tectonitos S a SL. A mineralogia essencial é dada por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita/sericita e epidoto. Como acessórios ocorrem minerais opacos, hornblenda, apatita, zircão, granada, titanita, turmalina, clorita, carbonatos, fluorita, rutilo.

- Unidade H: é composta por gnaisses bandados com intercalações de granada-mica xistos, quartzo xistos e quartzitos. Completam o conjunto os anfibolitos e calciossilicáticas. Os gnaisses apresentam composição sienogranítica a tonalítica, estrutura maciça a bandada, textura granoblástica, granulação fina a grossa, formando bancos métricos. Exibem localmente feições oclares ou migmatíticas estromática, bandada, dobrada, flebítica, *schlieren* e nebulítica. Tais litotipos diferem do gnaiss da unidade anterior pela granulação mais grossa, maior abundância de feições migmatíticas e maior quantidade de material granítico.
- Unidade I: ocorre na porção central da Braquissinformal de Passos, e no extremo W das sinformas do Chapadão e Capetinga, correspondendo ao topo da tectono-sequência referente ao Grupo Araxá. É constituída principalmente por granada-quartzo-biotita xistos e cianita-granada gnaiss quartzoso. Minerais como a granada, cianita, rutilo e turmalina apresentam dimensões centimétricas. Ocorrem intercalações decimétricas a métricas de quartzitos, quartzo xistos, biotita gnaisses e granada anfibolitos. Os xistos são semelhantes aos da unidade H, diferindo destes pela granulação mais grossa e por conterem feldspato.

6.3. Rochas de Falha

Na região estudada, ocorre uma grande quantidade de rochas de falha como cataclastos, milonitos e ultramilonitos. A principal zona de ocorrência destas rochas corresponde a uma faixa de 2 km de largura média, orientada segundo a direção NW-SE, que corta toda a folha topográfica de Cássia. Esta é denominada Zona de Falha de Cássia e afeta as rochas do embasamento, metassedimentos e os sedimentos e diabásios da Bacia do Paraná (OLIVEIRA et al., 1984).

Segundo os mesmos autores, o termo zona de falha é utilizado devido ao fato de não ser possível traçar um único plano de falha, caracterizando um feixe de falhas. Além disso, a referida zona de falha apresenta caráter eminentemente transcorrente sinistral, chegando a gerar, em algumas áreas, foliação milonítica de médio a alto ângulo de mergulho.

6.4. Bacia do Paraná

A área-alvo deste estudo abrange parte da borda NE da Bacia do Paraná. Assim, são observados em campo os sedimentos paleozóicos referentes à Formação Aquidauana, e diabásios mesozóicos correlatos à Formação Serra Geral.

Formação Aquidauana

Os litotipos considerados como pertencentes à Formação Aquidauana são extremamente variados, sendo caracterizados por diamictitos, conglomerados, arenitos e pelitos. Tais rochas ocorrem na porção NW e SW da área de estudo e estão assentadas diretamente sobre o embasamento cristalino, em discordância erosiva. A espessura máxima estimada para o pacote é de 60 m (ZANARDO *et al.*, 2008).

Os diamictitos são caracterizados por seixos arredondados a angulosos, de dimensões superiores a 0,5 cm e até blocos maiores que 1m de diâmetro imersos em matriz arenosa a areno-argilosa de coloração vermelho tijolo. Os clastos são compostos por quartzo, quartzitos, xistos, gnaisses, granitos e argilitos (OLIVEIRA *et al.*, 1984). Isto evidencia retrabalhamento (seixos de argilito) e pequeno transporte (grandes blocos preservados de xisto).

Os lamitos apresentam variação textural, predominando os lamitos levemente arenosos. Exibem coloração predominantemente vermelho, com variações locais para tons de amarelo. Esses lamitos, de maneira geral, possuem estratificação plano-paralela muito bem desenvolvida, com ligeiro mergulho para NW. Estes pelitos podem ainda ser maciços ou apresentar microestratificação cruzada acanalada a tangencial à base. Localmente ocorre a passagem gradativa destes lamitos para argilitos branco, aparentemente caulíníticos (ZANARDO *et al.*, 2008).

Os arenitos são geralmente arcoseanos, de granulação fina a média, subarredondados, mal selecionados, e coloração avermelhada. São observadas estratificações cruzadas acanalada a tabular, de pequeno a médio porte.

Formação Serra Geral

Segundo OLIVEIRA *et al.* (1984), os diabásios da Formação Serra Geral correspondem a uma rocha escura composta por plagioclásio cálcico e clinopiroxênio imerso em uma matriz afanítica. Este litotipo forma corpos intrusivos concordantes com as camadas sedimentares, caracterizando soleiras, possivelmente relacionada ao *sill* Borda da Mata (FIORI, 1977). Este último corresponde a um possante corpo magmático de 150m de espessura, situado na

borda NE da Bacia do Paraná. Este litotipo quando alterado dá origem a um solo argiloso avermelhado rico em magnetita, muito utilizado para cafeicultura.

A ocorrência das rochas desta unidade litoestratigráfica se limita ao extremo NW da área de estudo. Neste local, o diabásio capeia os sedimentos da Formação Pirambói-a/Botucatu, sustentando escarpas rochosas, devido à sua maior resistência à erosão mecânica.

6.5. Coberturas Cenozóicas

As coberturas sedimentares da região são de ocorrência restrita e localizada, como na porção sul-sudeste de Cássia e proximidades de Itaú de Minas (ZANARDO *et al.*, 2008). Na maioria das vezes, tais coberturas detríticas são de natureza aluvial e/ou coluvial, e podem ocupar interflúvios ou porções elevadas, posicionadas cerca de 200 m acima do nível atual dos principais rios, bem como estarem de 20 a 30 m acima do nível local dos rios (OLIVEIRA *et al.*, 1984).

Os mesmos autores descrevem os depósitos a SSE de Cássia como compostos por uma camada de 6 m de conglomerado basal, com seixos arredondados de quartzo, quartzitos, mica xistos e arenitos arroxeados, com até 30 cm de diâmetro. Acima, ocorrem pacotes arenosos arcoseanos inconsistentes, de granulação fina a média, subangulares, e coloração vermelho rosada. Os arenitos apresentam 20 a 25 m de espessura e exibem estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte. É freqüente a intercalação de níveis argilosos avermelhados, finamente laminados, de 10 a 40 cm de espessura. O topo da seqüência é marcado por coluviões areno-argilosos de coloração castanha, medindo aproximadamente 5m de espessura.

Durante os trabalhos de campo foram documentados, nas proximidades de Cássia, depósitos sedimentares possivelmente cenozóicos. O perfil litológico representativo destes depósitos foi levantado e está representado na Figura 4.

O perfil é constituído por um lamito arenoso esbranquiçado, portador de grânulos e seixos angulosos de quartzo (Figura 5). Tal litotipo está assentado diretamente sobre os quartzitos do Grupo Araxá.

Em direção ao topo, tem-se uma camada de argilito negro, extremamente plástico, rico em matéria orgânica (Figura 6). Este material argiloso corresponde ao registro de um paleolago que pode ter se originado pelo represamento da drenagem subatual e conseqüente mudança do nível de base local, em decorrência de uma reativação da Zona de Falha de Cássia.

O topo da seqüência apresenta brecha sedimentar (Figura 7) castanho avermelhado, composta por fragmentos angulosos de quartzito envoltos por uma matriz arenosa mal selecionada. Este litotipo é oriundo de fluxo de detritos, típico de leques aluviais, sendo diferente do conglomerado basal descrito por OLIVEIRA *et al.* (1984).



Figura 4. Perfil litológico preliminar de depósito sedimentar cenozóico, observado em cava abandonada de olaria (ponto SP-46), nas proximidades da cidade de Cássia/MG.

Deste modo, tem-se um empilhamento idealizado composto por brecha sedimentar basal, típica de leques aluviais, constituindo uma possível evidência da movimentação/reativação da Zona de Falha de Cássia. Acima, ocorre o lamito arenoso esbranquiçado e o argilito negro, indicando sedimentação lacustre. Assim, mudanças na ordem desta sequência ideal, como observado no perfil da Figura 4, podem ser explicadas pela interdigitação de fácies, decorrente da dinâmica do ambiente de sedimentação.



Figura 5. Lamito arenoso esbranquiçado, portador de grânulos e seixos angulosos de quartzo (ponto SP-46: cava abandonada).



Figura 6. Argilito negro, rico em matéria orgânica (ponto SP-46: cava abandonada).



Figura 7. Brecha sedimentar composta por fragmentos angulosos de quartzito envoltos por matriz arenosa (ponto SP-46: cava abandonada).

Análises palinológicas de amostras proveniente de Patrocínio Paulista/SP, correlatas ao argilito anteriormente descrito, realizadas na UnG indicam que tais rochas foram formadas no Mioceno (SAAD, informação verbal). Entretanto, era esperada uma idade mais nova para estes sedimentos: plioceno a pleistoceno (final do Neogeno, início do Quaternário). Tal afirmação se baseia no fato destes depósitos sedimentares terem sua gênese relacionada à evolução do relevo da borda da Bacia do Paraná, correlato à instalação da Depressão Periférica Paulista.



Figura 8. Imagem de satélite (*Google Earth*) com indicação de algumas áreas de exploração de argila (depósitos sedimentares cenozóicos) na região de Cássia.

Estima-se que os referidos depósitos sedimentares tenham uma espessura máxima de 80 m, baseado no valor da altitude de um dos afloramentos onde os sedimentos estão assentados diretamente sobre as rochas do Grupo Araxá e a maior cota da área circunvizinha. Este valor é superior aos 40 a 50 m de espessura estimados por OLIVEIRA *et al.* (1984).

Outra observação feita nos trabalhos de campo corresponde às áreas de ocorrência dos depósitos sedimentares: predominantemente a W e SW da cidade de Cássia e ao longo do Ribeirão São Pedro e da Antinha (Figura 8). Tais depósitos são geralmente recobertos por colúvios areno-argilosos avermelhados pouco consolidados.

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1. Deformação Dúctil

A Zona de Falha de Cássia constitui um feixe de falhas de direção preferencial NW-SE e aproximadamente 2 km de largura. A referida estrutura está registrada através de rochas miloníticas, desenvolvidas preferencialmente sobre gnaisses, com contribuição subordinada de xistos e quartzitos pertencentes ao Grupo Araxá.

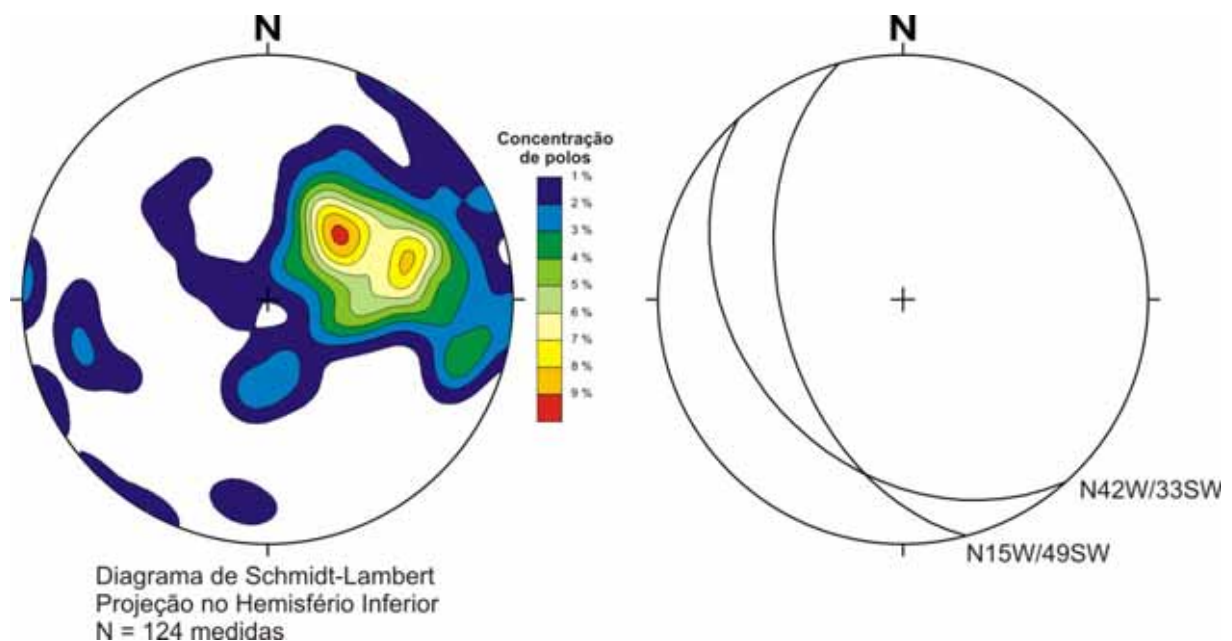


Figura 9. Estereogramas de contorno de pólos de foliação milonítica (124 medidas) e atitudes preferenciais desta feição planar ao longo da Zona de Falha de Cássia.

Analisando o estereograma da foliação milonítica ao longo da falha (Figura 9) verificam-se duas atitudes preferenciais dadas por N42W/33SW e N15W/49SW. O primeiro valor é

concordante com a direção geral dos traços de falha observados em mapas e imagens de sensores remotos. O segundo valor obtido (máximo secundário) e o padrão de distribuição dos pólos no estereograma indicam que a foliação milonítica varia ao longo da zona de falha, formando uma pequena “dobra”. No campo são observadas medidas NW-SE com alto mergulho (70° a subvertical), indicando que as falhas são provavelmente subverticais. Tal observação é concordante com modelo proposto por SIMÕES (1995) para a Falha de Cássia.

A análise da lineação mineral na região de Cássia (estereograma da Figura 10) revela atitude preferencial N280/23. Isto indica que a Zona de Falha de Cássia apresenta uma componente inversa relativamente bem marcada.

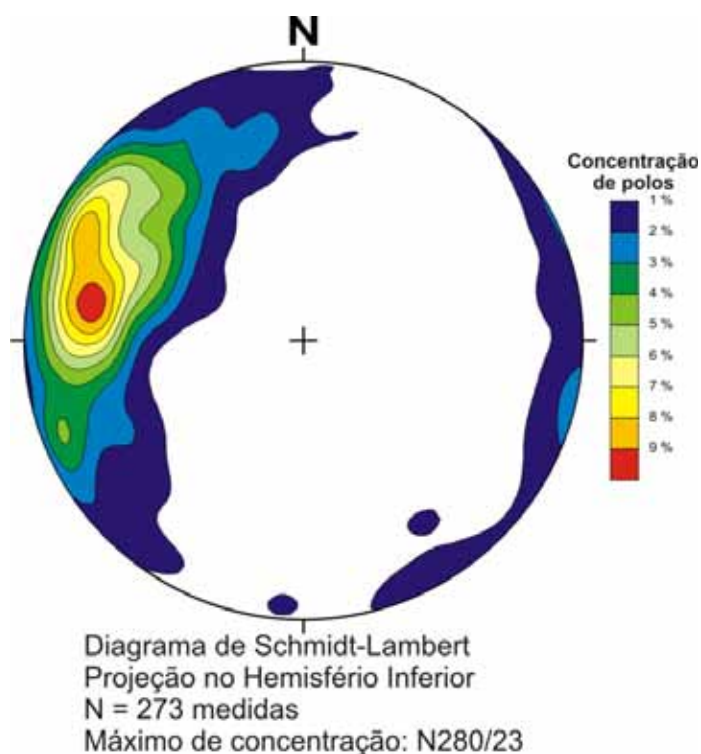


Figura 10. Estereograma de contorno de pólos da lineação mineral na região de Cássia/MG (273 medidas).

Analisando o mapa estrutural da região (Figura 11), verifica-se que a foliação principal das rochas apresenta baixo ângulo de mergulho e delineia uma antifforma, na porção a NE da zona de falha. Por sua vez, na região a SW da descontinuidade ocorre uma sinforma com eixo de dobra com caimento para WNW.

A antifforma apresenta eixo de dobra com caimento para NW, sendo denominada Antifforma de Itaú. A referida estrutura apresenta flanco NE extenso, enquanto o flanco SW é curto e truncado pela Zona de Falha de Cássia, caracterizando uma grande dobra de arrasto. Deste modo, tem-se que a zona de falha apresenta uma componente transcorrente, com movimentação sinistral (Figura 11).

Considerando o padrão observado da foliação milonítica, associado à lineação mineral e a dobra de arrasto supracitada, tem-se que a Falha de Cássia pode ser classificada como uma falha transcorrente oblíqua, com movimentação sinistral inversa.

A idade de formação dos milonitos é estimada como sendo pré-cambriana, uma vez que a estrutura corta os metassedimentos neoproterozóicos do Gr. Araxá, sendo, portanto, posterior a estes últimos. Além disso, o fato de ocorrerem faixas miloníticas indica que a zona de falha se desenvolveu em grande profundidade (superior a 15 km), sob regime de deformação predominantemente dúctil (Figura 12).

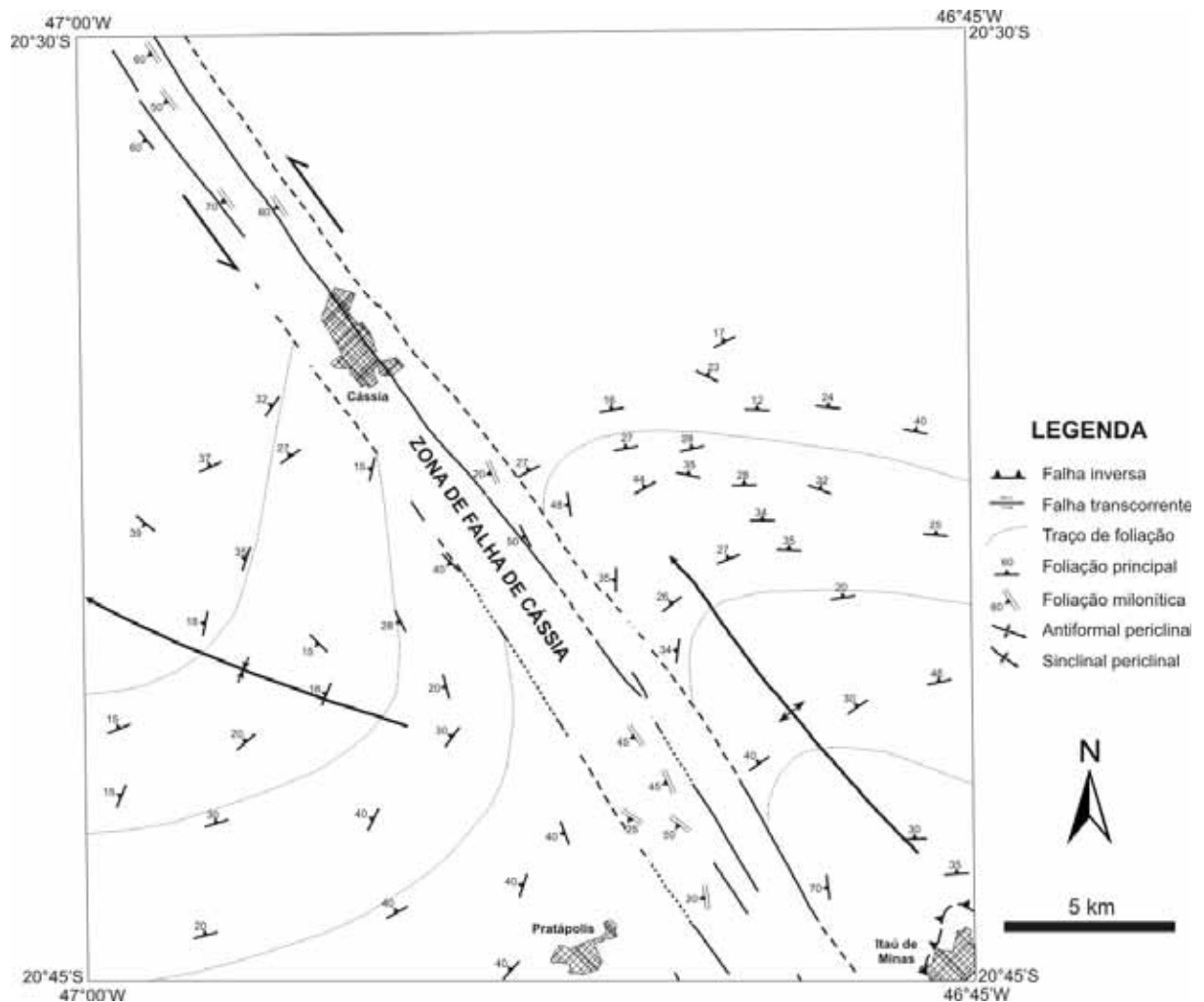


Figura 11. Mapa estrutural esquemático mostrando o padrão de foliação principal da região delineando um par sinforma e antiforma, de W para E.

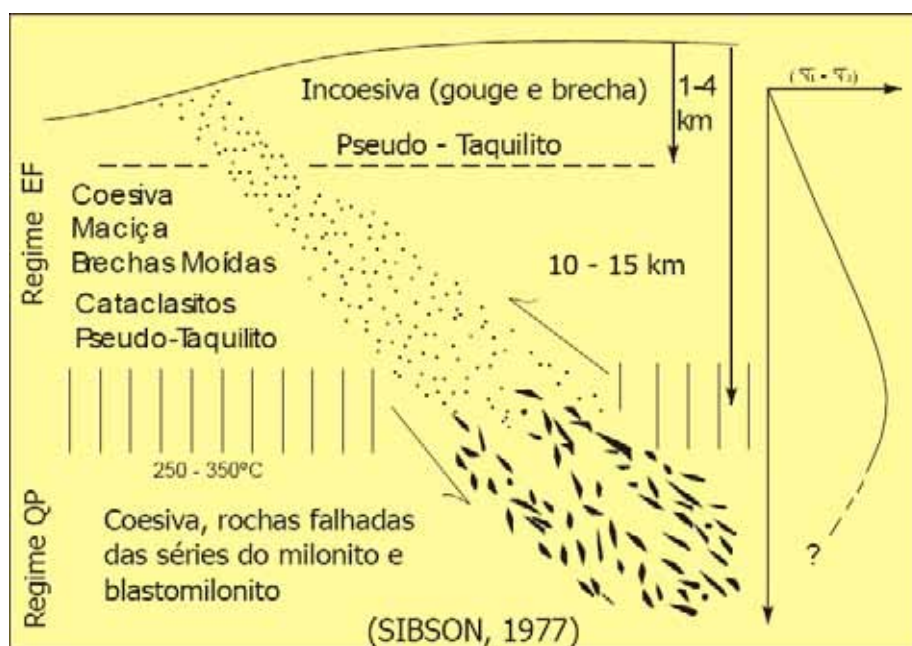


Figura 12. Modelo conceitual de formação de rochas de falha e regimes de deformação em zona de cisalhamento.

Nos gnaisses miloníticos a deformação dúctil acarreta na formação de uma foliação (milonítica) caracterizada por um bandamento composicional, constituído por faixas quartzo-feldspáticas segregadas de faixas máficas ou micáceas. Assim, as rochas deformadas registram processos retrometamórficos, como cloritização e epidotização. Isto indica que a movimentação pré-cambriana da Zona de Falha de Cássia atingiu, no máximo, fácies metamórfico xisto verde alto, com temperaturas entre 290 e 350°C.

Análise petrográfica de alguns gnaisses miloníticos mostra recristalização do quartzo. Entretanto, também é verificada a ocorrência da quebra/ruptura de porfiroclastos de feldspato. Isto indica uma componente rúptil local importante associada à Zona de Falha de Cássia (ZANARDO, informação verbal).

Nos quartzitos miloníticos a deformação dúctil é registrada através da ocorrência generalizada de mecanismos de recristalização dinâmica. A análise petrográfica deste tipo de rocha mostra grãos de quartzo alongados, com contato serrilhado, e forte extinção ondulante. Tais características indicam intensa deformação intracristalina. Além disso, a petrotrama observada nas seções delgadas é típica de processos de *bulging* (Figura 13), com evidências locais de rotação de subgrão (*subgrain rotation*). Assim, tem-se a indicação de condições de metamorfismo de baixo grau, com temperatura na faixa de 300 a 400°C (PASSCHIER & TROUW, 2005).

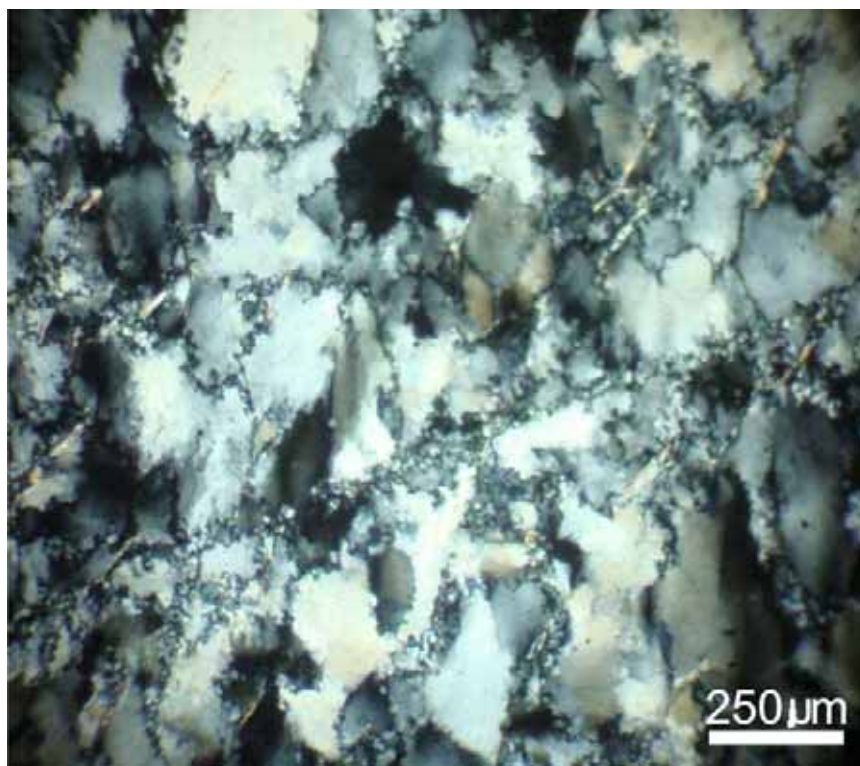


Figura 13. Petrotrama típica de quartzitos miloníticos (ponto SP-43): grãos de quartzo alongados exibindo contato serrilhado e envoltos por grãos independentes e muito menores de mesmo material, caracterizando intenso processo de recristalização *bulging*.

Segundo os mesmos autores, a recristalização tipo *bulging* ocorre quando dois grãos com diferentes densidades de desarranjo cristalino estão lado a lado. Com a progressão da deformação tem-se a concentração de desarranjos cristalinos em pequenas áreas, possibilitando a migração dos limites do grão em caráter local. Assim, o grão menos deformado adentra o outro, formando uma protuberância. Esta saliência tende a se separar do grão hospedeiro, gerando um novo grão pequeno e independente. Deste modo, tem-se como resultado uma petrotrama composta por grãos com contato serrilhado envoltos por vários pequenos grãos independentes, como visto nas lâminas estudadas (Figura 13).

A recristalização por rotação de subgrão ocorre quando novos desarranjos cristalinos são continuamente agregados às bordas do subgrão. Se os desarranjos são relativamente livres para migrar de um plano cristalino para outro, o ângulo entre o retículo de ambos os lados da borda do subgrão aumenta gradualmente até este último não poder mais ser classificado como parte do mesmo grão. Assim, tem-se como produto uma petrotrama composta por velhos grãos ductilmente deformados e alongados separados por lâminas paralelas compostas por numerosos subgrãos. Em alguns casos, os relictos de grãos podem ser completamente substituídos por subgrãos (PASSCHIER & TROUW, 2005).

7.2. Deformação Rúptil

A Zona de Falha de Cássia apresenta evidências de deformação em estado rúptil, caracterizada pela ocorrência de brechas de falha e cataclasitos desenvolvidos preferencialmente sobre os quartzitos do Grupo Araxá. As referidas rochas de falha são típicas de níveis crustais rasos, sendo desenvolvidas em profundidades inferiores a 10 km (Figura 12). Assim, a considerável diferença de profundidade de formação das brechas e milonitos (descritos no item anterior) constitui uma forte evidência de reativação da zona de falha.

Este registro de deformação em regime rúptil está relacionado com algum evento tectônico do final do pré-cambriano, ou mais novo. É sugerida a correlação da brechação e cataclase observada ao longo da zona de falha, com o desenvolvimento do Soerguimento do Alto Paranaíba.

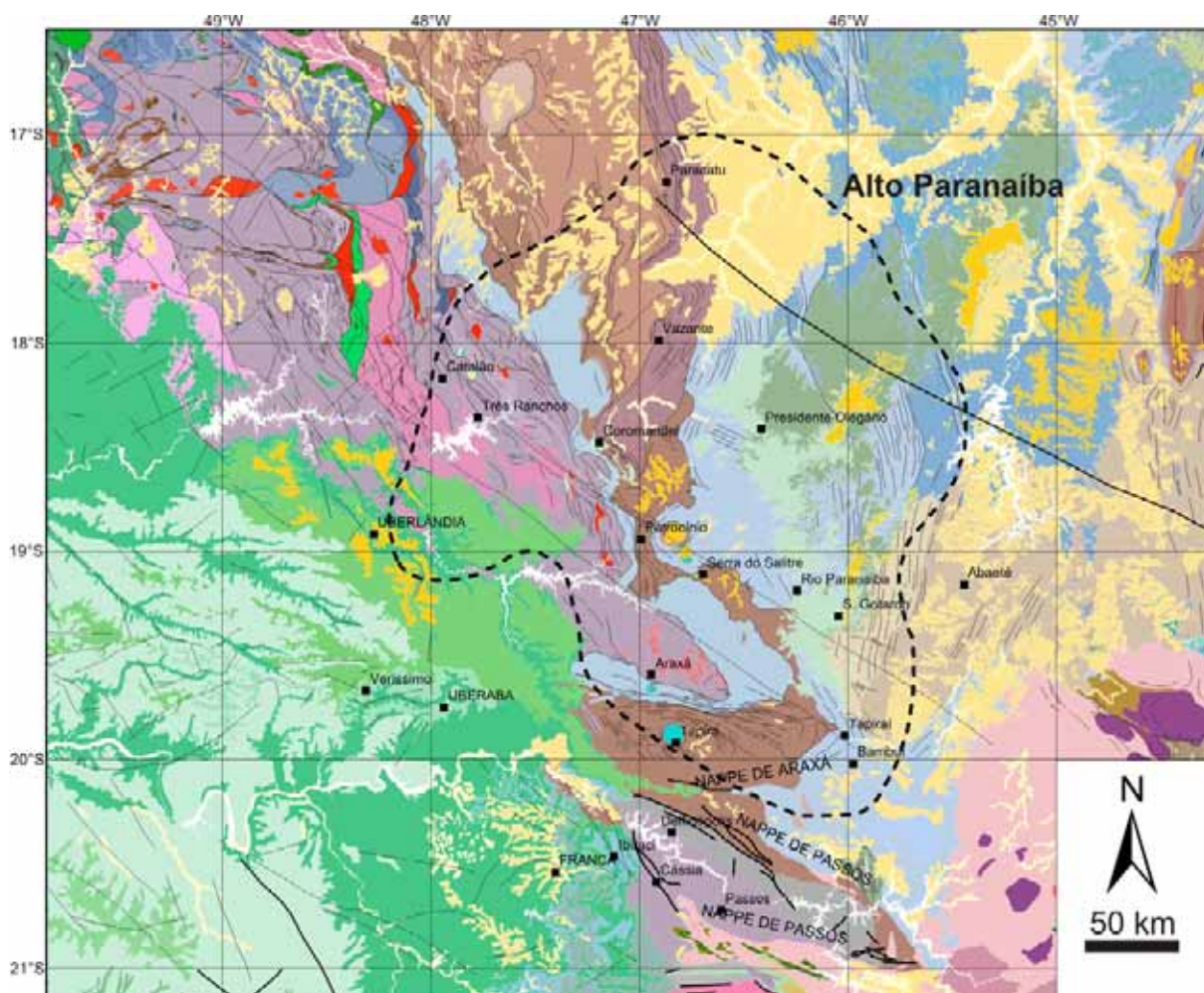


Figura 14. Mapa mostrando os limites do Soerguimento do Alto Paranaíba (tracejado, segundo HASUI & HARALYI, 1991), separando as bacias do Paraná (a W e SW) e São Francisco (a NE). Aventa-se a possibilidade da Zona de Falha de Cássia constituir o prolongamento SE do Alto Paranaíba.

O Soerguimento do Alto Paranaíba (Figura 14) corresponde à formação de um alto estrutural com geometria subelíptica, abrangendo o oeste mineiro e sul goiano, que foi ativo principalmente durante o Cretáceo. A referida feição tectônica tem origem ligada a processos distensivos que levaram a abertura do Oceano Atlântico. Deste modo, a região teve sua evolução interrompida no estágio de soerguimento, não atingindo a fase de rifteamento (HASUI & HARALYI, 1991).

Segundo os mesmos autores, o Soerguimento do Alto Paranaíba separou as bacias do Paraná e São Francisco, durante a deposição dos grupos São Bento e Bauru; e das unidades Areado, Patos, Capacete e Urucuia, respectivamente. Além disso, a região foi palco de intrusões alcalinas e kimberlíticas, constituindo a Província Ígnea do Alto Paranaíba.

O desenvolvimento do Soerguimento do Alto Paranaíba, as manifestações magmáticas e a formação de bacias laterais foram controlados por descontinuidades pré-existentes e são relacionados com uma pluma do manto. Dados aeromagnéticos mostram a presença de importantes feixes NW-SE de lineamentos, principalmente cruzando a porção SW do Alto Paranaíba (HASUI & HARALYI, 1991).

A Zona de Falha de Cássia constitui uma zona de fraqueza crustal, sendo provavelmente reativada no Cretáceo como uma falha normal, com bloco alto a NE, e bloco baixo a SW da referida descontinuidade. Assim, tem-se que a zona de falha corresponde à extensão SE do Soerguimento do Alto Paranaíba. Este arranjo, associado ao período de intensa dissecação sofrida pela região (formação da Superfície Sul-Americana), possibilitou a deposição de sedimentos correlatos ao Grupo Bauru na região de Franca, no bloco a SSW da Falha de Cássia (PERDONCINI, 2003), e no Triângulo Mineiro (CORSI, 2000), a SW do Soerguimento do Alto Paranaíba (Figura 14).

O evento de deformação rúptil está registrado na área de estudo através de pequenas falhas, que são preservadas em poucos afloramentos. Deste modo, foram levantadas pouco mais de 10 medidas de planos de falha, das quais algumas apresentavam estrias de atrito. Assim, verificou-se um padrão dado pelas seguintes orientações principais N40W/80NE, N45W/80SW (falha normal) e N10E/75NW. Tais medidas reforçam o caráter vertical da Zona de Falha de Cássia.



Figura 15. (A) Quartzito cataclasado observado na descida da Serra do Itambé (ponto SP-28). (B) Quartzito brechado, com matriz de óxido de Fe e aspecto poroso, friável (ponto SP-29).

As brechas e cataclasitos ocorrem localmente, ao longo da Zona de Falha de Cássia. Tais rochas de falha são constituídas por fragmentos de muscovita quartzito envoltos por uma matriz quartzosa fina (Figura 15.A). Os fragmentos são angulosos, apresentam dimensões variadas, e estão dispostos de maneira levemente rotacionada até caoticamente dispersa. A matriz é composta por quartzo fino, finas palhetas de sericita, e manchas de óxido de ferro, caracterizando uma petrotrama cataclástica clássica (Figuras 15.B e 16). Nestas rochas, geralmente, não há nenhum tipo de orientação aparente, exceto a foliação preexistente nos fragmentos que constituem as referidas rochas de falha.

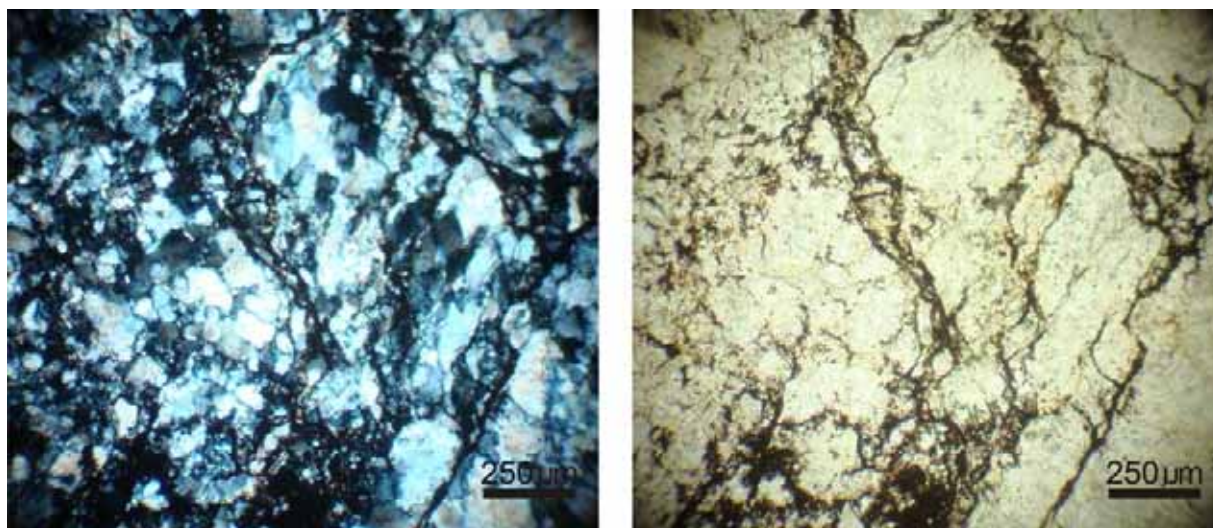


Figura 16. Fotomicrografia de cataclasito, mostrando fragmentos de muscovita quartzito envolvidos por uma matriz de quartzo fino, sericita e óxido de ferro (à esquerda polarizadores cruzados, à direita polarizadores paralelos).

Os grãos de quartzo que compõem os fragmentos apresentam evidências de deformação intracristalina, dada por forte extinção ondulante (possivelmente herdada), com a formação de subgrãos alongados. Além disso, os fragmentos são cortados por fraturas e exibem grande quantidade de inclusões fluidas. Tais características indicam grau metamórfico muito baixo, com temperatura inferior a 300°C (PASSCHIER & TROUW, 2005). Entretanto, é sabido que a temperatura não é a única variável do sistema metamórfico. Assim, fatores como a taxa de *strain*, pressão litostática e dirigida, e a litologia deformada também devem ser levados em consideração ao se discutir o metamorfismo. Logo, a temperatura atingida na deformação deve ter sido muito inferior aos 300°C supracitado, tornando-se mais coerente com a interpretação de uma deformação “fria”.

7.3. Caracterização geomorfológica

A Zona de Falha de Cássia é facilmente observada em fotografias aéreas e imagens de sensores remotos (Anexo 2), sendo denotada pelo forte alinhamento de cristas, morros e escarpas, indicando orientação preferencial da falha, segundo a direção NW-SE.

As cristas são sustentadas preferencialmente pelos quartzitos e gnaisses do Grupo Araxá. A simetria de tais feições indica alto ângulo de mergulho das estruturas associadas à zona de falha.

Como visto anteriormente, o Soerguimento do Alto Paranaíba provocou uma reativação da zona de falha de caráter normal. Assim, tem-se a região dividida em dois blocos: um a SW da zona de falha, e outro a NE da referida descontinuidade, formando respectivamente os blocos estruturais baixo e alto.

A afirmação acima se baseia na ocorrência de sedimentos correlatos ao Grupo Bauru na região de Franca (conglomerados diamantíferos). Isto indica que o material erodido do Alto Paranaíba (rochas alcalinas e kimberlitos) foi retrabalhado e depositado no bloco baixo, neste caso, o bloco a SW da Zona de Falha de Cássia, caracterizando um baixo estrutural nesta área.

Este fato mostra que o sistema de drenagem neocretáceo apresentava cursos d'água com início no bloco NE (relacionado ao Alto Paranaíba), hoje região topograficamente deprimida, e desaguavam no bloco SW, atual alto topográfico. Esta configuração é oposta ao observado atualmente (Sistema Hidrográfico Rio Grande), caracterizando uma inversão no sistema de drenagem da região estudada.

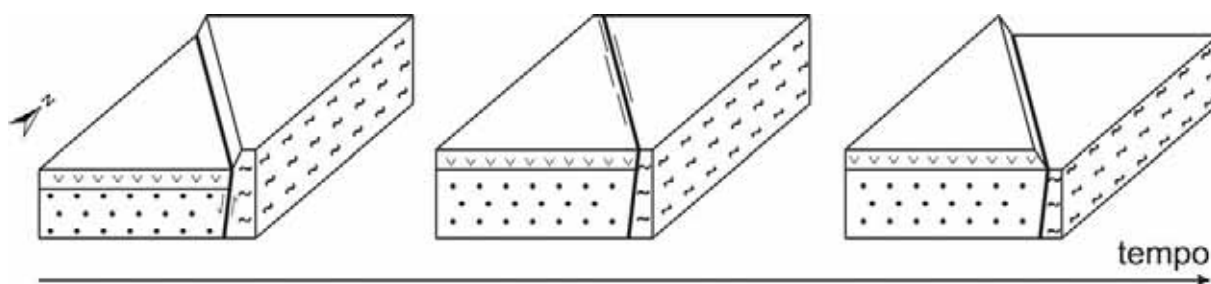


Figura 17. Diagrama mostrando a evolução do modelado do relevo da região de Cássia/MG no Cretáceo.

Analisando o relevo da área de estudo, verifica-se que o bloco SW está nivelado aproximadamente na cota de 1.000 m, caracterizando um alto topográfico. Por sua vez, o bloco NE apresenta altitude entre 750 e 800 m, configurando uma região topograficamente deprimida. Deste modo, tem-se que o bloco baixo estrutural corresponde ao alto topográfico e vice-versa, caracterizando a inversão de relevo. Isto se deve à erosão diferencial, uma vez que os xistos e gnaisses do bloco NE são mais facilmente erodidos que os diabásios que recobrem o bloco SW (Figura 17).

Outra feição de destaque da área de estudo corresponde às serras do Agapito e Itambé. Estas exibem um proeminente escarpamento, constituindo uma escarpa de falha com traço retilíneo, segundo a direção NW-SE, caracterizando uma anomalia de relevo alongada. Nesta região ocorrem feições morfológicas semelhantes a facetas trapezoidais (Figura 18).



Figura 18. Escarpamento pronunciado das serras do Agapito e Itambé exibindo pseudo-facetas trapezoidais (visada SW).

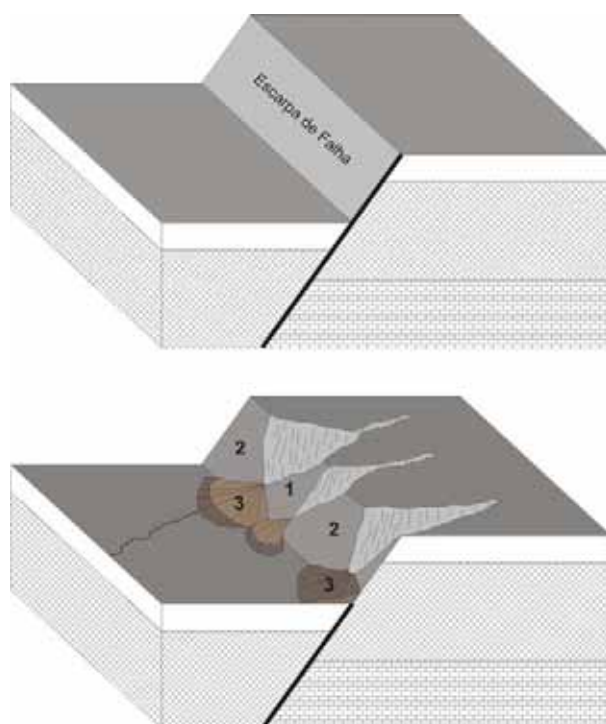


Figura 19. Bloco-diagrama ilustrando o modelo conceitual de formação de facetas triangulares (1) e trapezoidais (2) e depósitos de leques aluviais (3).

Facetas trapezoidais são feições geradas a partir de escarpas de falha. Assim, com a instalação e desenvolvimento de processos erosivos tem-se que a encosta retilínea adquire aspecto facetado, com forma de trapézio ou triângulo, com a evolução da erosão (Figura 19). Logo, tais feições são importantes indicativos da existência de falhas.

No caso estudado, porém, tem-se que as facetas trapezoidais estão registradas na escarpa do bloco baixo da falha, enquanto deveriam estar no bloco alto. Tal incoerência pode ser explicada de duas maneiras: a região a SW da falha constitui o bloco alto estrutural; ou as feições discutidas correspondem a falsas facetas trapezoidais, sendo possivelmente produto da erosão sobre a escarpa quartzítica íngreme da Serra do Itambé. Esta última alternativa se mostra mais provável. Além disso, a preservação das pseudo-facetos trapezoidais é possível em decorrência da grande resistência ao intemperismo dos quartzitos.

7.4. Análise da rede de drenagem

A rede de drenagem pode se instalar em regiões de baixíssimo gradiente topográfico, a partir de 1° de inclinação. A sensibilidade a movimentos tectônicos deste elemento da paisagem torna a análise da drenagem uma importante ferramenta para estudos neotectônicos.

Segundo Liu (1987), lineamentos são feições geomórficas lineares como cursos d'água retilíneos, segmentos alinhados de vales e formas de relevo; ou tonais da superfície terrestre, representados por diferenças na vegetação, na composição de rochas e solo, as quais podem representar zonas de fraqueza estrutural do maciço. Deste modo, os lineamentos de drenagem correspondem a segmentos retilíneos do curso d'água, uma vez que este último tende a se encaixar nas fraturas presentes no substrato rochoso.

De maneira geral, a rede de drenagem da área estudada (Anexo 3) apresenta densidade média, podendo ser descrita como uma mistura dos padrões retangular e subdendrítico. Isto evidencia o controle estrutural da rede hidrográfica através de famílias de fraturas que fazem ângulo reto entre si.

No entorno da Zona de Falha de Cássia são observadas várias drenagens com desvios bruscos, em ângulo próximo a 90°, concordantes com a direção geral da falha (NW-SE), caracterizando anomalias de drenagem em cotovelo (Figura 20). Isto se deve à presença de descontinuidades (fraturas e falhas) aproximadamente perpendiculares entre si.

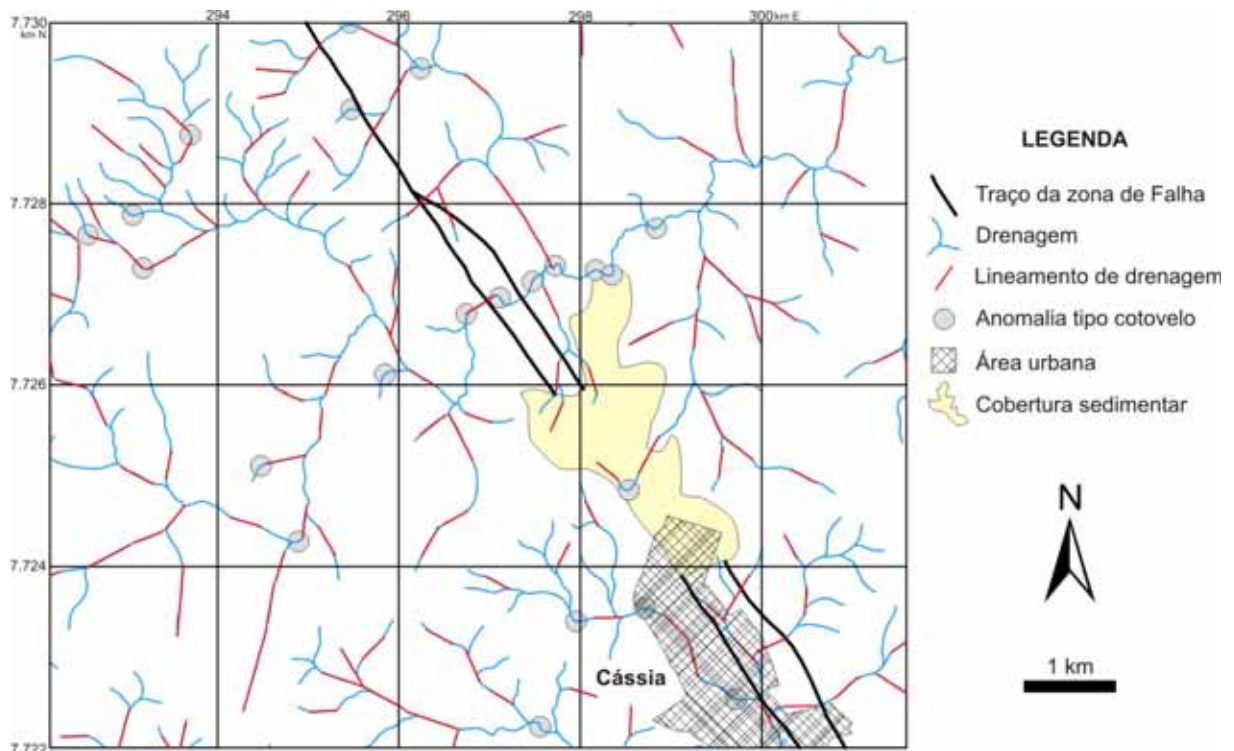


Figura 20. Lineamentos de drenagem e anomalias tipo cotovelo observados nas proximidades da cidade de Cássia.

A partir do mapa de drenagem da região (Anexo 3), em escala 1:50.000, foram extraídos manualmente 1.175 lineamentos de drenagem, representados na forma de histogramas circulares ou rosetas de frequência e comprimento acumulados (Figura 21).

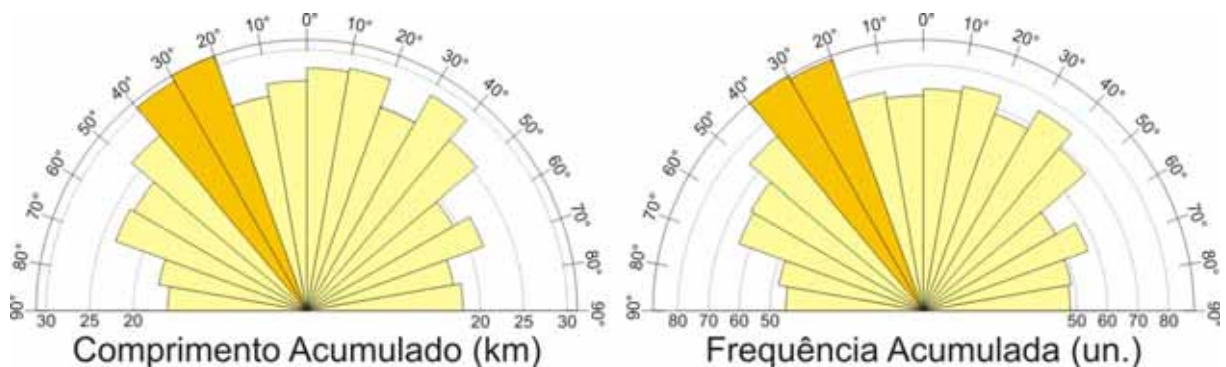


Figura 21. Rosetas de frequência e comprimento acumulados para os lineamentos de drenagem extraídos na região de Cássia (1.175 traços).

Analisando as rosetas representadas pela Figura 21, verifica-se que os lineamentos de drenagem apresentam direção principal N20-40W, e subordinadamente, N0-20E e N30-40E. Além disso, a roseta de frequência acumulada mostra concentração de lineamentos de drenagem segundo a direção N20-40W, caracterizando um feixe de lineamentos. Tais feixes geralmente estão associados a zonas de fratura e/ou de falha, sendo que este é aproximadamente concordante com a direção geral da Zona de Falha de Cássia.

7.5. Análise do Fraturamento

A pequena quantidade de planos e estrias de falha observados em campo, associado ao seu caráter localizado, torna a análise do padrão de fraturamento preponderante. Deste modo, foram coletadas e cadastradas 1.118 medidas de fraturas extraídas de 307 afloramentos (Anexo 4). A partir destes dados foi construído o estereograma de contorno de pólos, caracterizando as principais famílias de fratura da região estudada (padrão geral mostrado pela Figura 22).

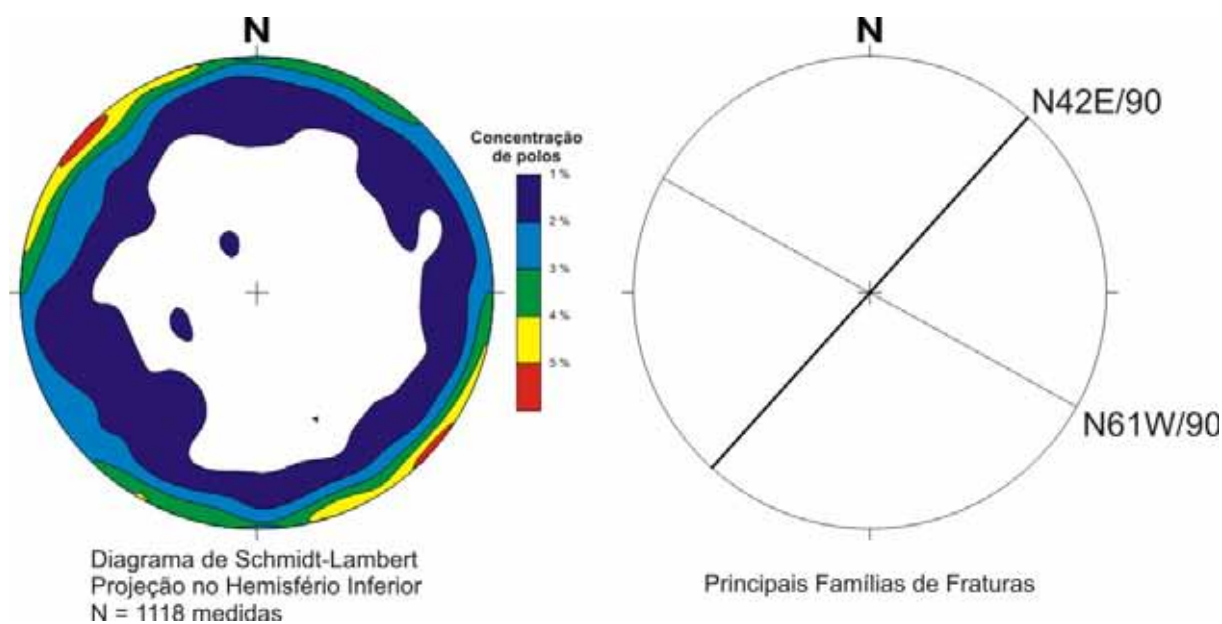
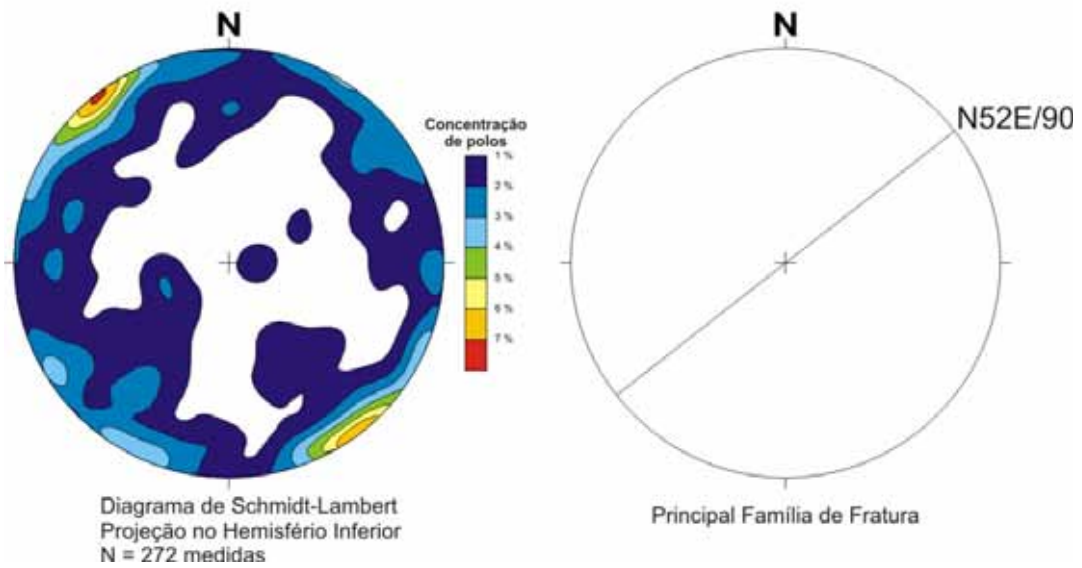


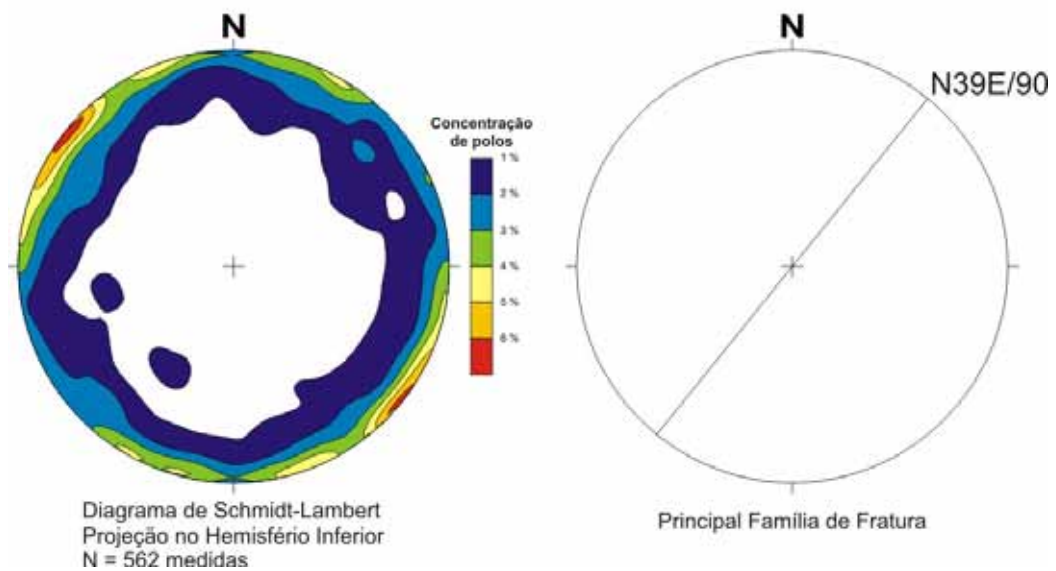
Figura 22. Estereogramas de contorno de pólos de fraturas (1.118 medidas) e direções principais de fraturamento (famílias de fratura) para a região de Cássia.

Analisando o estereograma da Figura 22, observa-se que as fraturas apresentam um padrão de distribuição em guirlanda, com o predomínio de fraturas verticais. Assim, têm-se os pólos de fraturas concentrados no intervalo N20-70E/90. A principal família de fratura tem atitude N42E/90, ocorrendo um máximo secundário N61W/90. Isto mostra que a estruturação da área estudada apresenta uma forte componente de direção NE-SW, como pode ser visto no relevo e drenagem da região (Anexo 2). Além disso, a única componente NW-SE de fraturamento não coincide com a direção geral da Zona de Falha de Cássia, sendo oblíqua a esta última. Assim, tem-se um padrão de fraturamento complexo associado à região de Cássia.

Fraturas: Domínio Zona de Falha



Fraturas: Domínio NE



Fraturas: Domínio SW

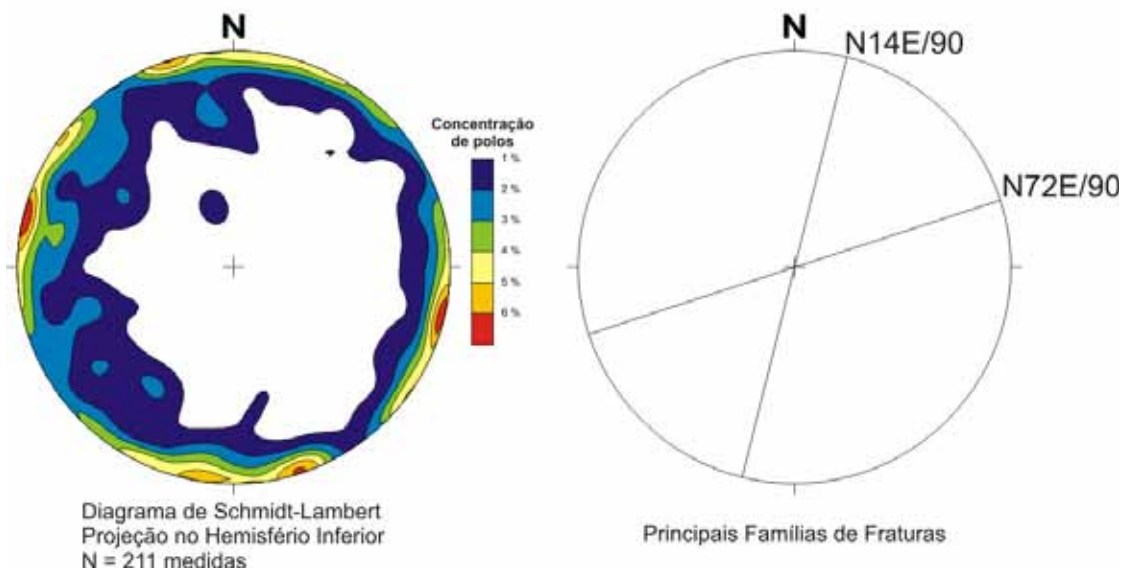
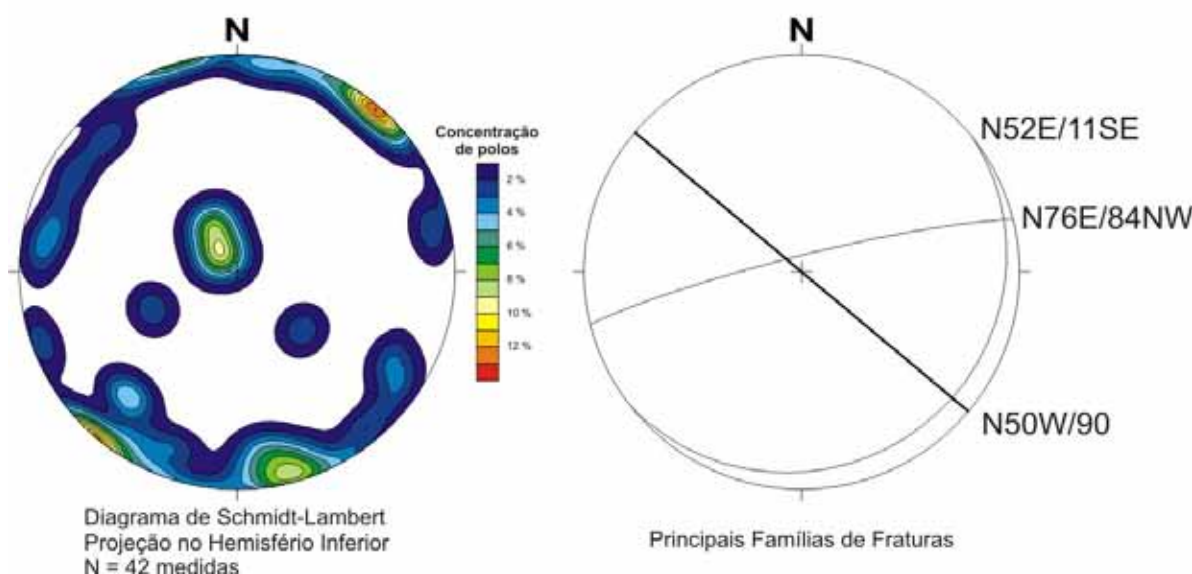


Figura 23. Estereogramas de fraturamento para o Grupo Araxá, domínios estruturais da Zona de Falha, e blocos NE e SW.

As medidas de fraturas foram separadas por unidade litoestratigráfica em que ocorrem: Grupo Araxá, Bacia do Paraná e depósitos sedimentares mais jovens. Além disso, o Grupo Araxá foi subdividido em domínios estruturais: zona de falha, região SW e NE.

Os estereogramas de fraturamento dos três domínios estruturais supracitados (Figura 23) apresentam uma forte orientação NE-SW, correspondente à componente de estruturação regional. Esta última mascara o padrão NW-SE, concordante com a zona de falha, observado em diversos afloramentos da região, e mostrado em máximos secundário, principalmente no domínio da zona de falha (N32W/85NE e N63W/86NE). Isto demonstra que a estruturação da região de Cássia é complexa.

Fraturas: Bacia do Paraná



Fraturas: Sedimentos cenozóicos

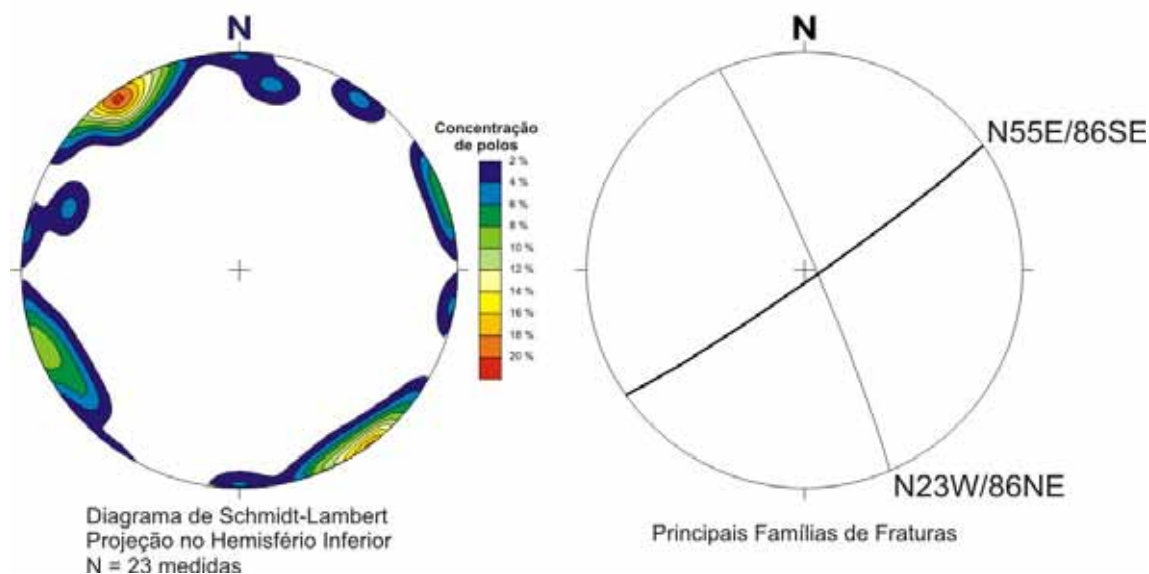


Figura 24. Estereogramas de contorno de pólos de fraturas para as rochas da Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos.

O estereograma de fraturamento do domínio da Bacia do Paraná (Figura 24) apresenta distribuição dos pólos segundo uma guirlanda, com predomínio de fraturas subverticais, e um máximo secundário de descontinuidades de baixo ângulo de mergulho. Assim, podem ser destacadas uma família de fratura principal de atitude N50W/90, e outras duas secundárias: N76E/84NW e N52E/11SE. Este último padrão de baixo ângulo de mergulho está relacionado ao diaclasamento sub-horizontal sofrido pelos diabásios correlatos à Formação Serra Geral.

Deste modo, tem-se que o domínio da Bacia do Paraná apresenta família de fratura principal subparalela à direção geral da zona de falha. Além disso, está registrada a componente regional de direção NE-SW.

O estereograma de fraturamento do domínio dos sedimentos jovens (Figura 24) apresenta padrão de distribuição dos pólos segundo uma guirlanda, com predomínio de fraturas subverticais. Assim, podem ser destacadas uma família de fratura principal de atitude N55E/86SE, e outra secundária N23W/86NE.

Novamente, a componente regional de fraturamento de direção NE-SW se faz presente, constituindo a principal família de fraturas do domínio dos sedimentos jovens. Além disso, a família secundária de fraturas é oblíqua à direção geral da zona de falha. Porém, esta é coincidente com o feixe de lineamentos de drenagem obtido no item anterior.

7.6. Deformação dos Depósitos Sedimentares Recentes

Durante os trabalhos de campo, em um dos afloramentos visitados, próximo ao trevo da saída de Cássia, verificou-se o pacote sedimentar mais jovem juntamente com uma camada de aproximadamente 2 cm de laterita imatura no topo (Figura 25). Este conjunto se apresenta fortemente litificado e deformado, evidenciado pela ocorrência de fraturas, zonas brechadas (Figura 26) e falhas, caracterizando um forte indício de deformação pós-plioceno e, portanto neotectônica.

Analisando as medidas de falha, observa-se que as principais orientações destas estruturas são: N40W/70NE, N50E/75SE, N46E/75NW, todas falhas normais, e EW/60N transcorrente dextral.

O padrão das falhas presentes nos sedimentos plio-pleistocênicos pode ser correlacionado com a zona de falha, uma vez que as falhas normais N40W/70NE observadas são coerente com a direção geral da Falha de Cássia: NW-SE. Isto sugere a reativação do antigo plano de fraqueza crustal representado pela Zona de Falha de Cássia.



Figura 25. Evidência de deformação em pacote sedimentar cenozóico com camada de laterita imatura no topo.



Figura 26. Zonas de brechação (paralelas ao cabo do martelo) e padrão de fraturamento em pacote sedimentar plio-pleistocênico.

8. CONCLUSÕES

Através das análises empreendidas no presente trabalho, foram caracterizadas três fases de movimentação/atividade da Zona de Falha de Cássia (Figura 27). A primeira fase corresponde à instalação da descontinuidade em si, como uma zona de falha transcorrente oblíqua, com movimentação sinistral inversa. O registro deste estágio corresponde às faixas miloníticas de direção geral NW-SE e 2 km de largura, desenvolvidas sobre os gnaisses e quartzitos do Grupo Araxá. A deformação associada se processou em regime dúctil, com metamorfismo atingindo, no máximo, fácies xisto verde alto (temperatura entre 290 e 350°C). Além disso, a foliação principal da região apresenta um padrão estrutural (de W para E) dado por um conjunto de sinforma e antiforma, sendo truncadas e separadas por uma faixa central marcada por foliação milonítica de direção geral N40W, com médio ângulo de mergulho para SW. A Antiforma de Itaú é a mais representativa destas estruturas, sendo constituída por um dobra com caimento para NW, caracterizando uma grande dobra de arrasto associada à Zona de Falha de Cássia.

A segunda fase corresponde à reativação da Zona de Falha de Cássia como uma falha normal. O seu registro é dado pela ocorrência localizada de brechas e cataclasitos ao longo da falha. Isto indica deformação rúptil em um nível crustal bem mais raso que a da fase anterior.

O segundo estágio está associado ao Soerguimento do Alto Paranaíba, um alto estrutural muito ativo no Cretáceo, que cessou seu desenvolvimento antes da fase de rifteamento. Isto implica na ocorrência de bloco alto na região a NE da zona de falha (atual baixo topográfico) e bloco baixo no setor a SW da descontinuidade (hoje, topograficamente elevada). Isto é marcado pela deposição de sedimentos correlatos ao Grupo Bauru na região de Franca (setor a SW da falha). Assim, tem-se a caracterização da inversão do relevo da área de estudo. O mesmo pode ser considerado para a drenagem, pois no sistema hidrográfico neocretáceo o fluxo de água estava direcionado para SW. Atualmente, o sistema hidrográfico Rio Grande drena a água do bloco SW para NE, rumo à Represa de Peixoto.

A terceira fase de movimentação da Zona de Falha de Cássia está relacionada com a formação de depósitos sedimentares plio-pleistocênicos. As rochas sedimentares são compostas por brecha sedimentar basal, típica de leques aluviais; lamito arenoso esbranquiçado e argilito negro rico em matéria orgânica. Este material argiloso corresponde ao registro de um paleolago que pode ter se originado pelo represamento da drenagem subatual e conseqüente mudança do nível de base local, em decorrência de uma reativação da zona de falha. Além disso, o referido pacote sedimentar é cortado por fraturas, zonas brechadas e falhas, caracterizando deformação neotectônica.

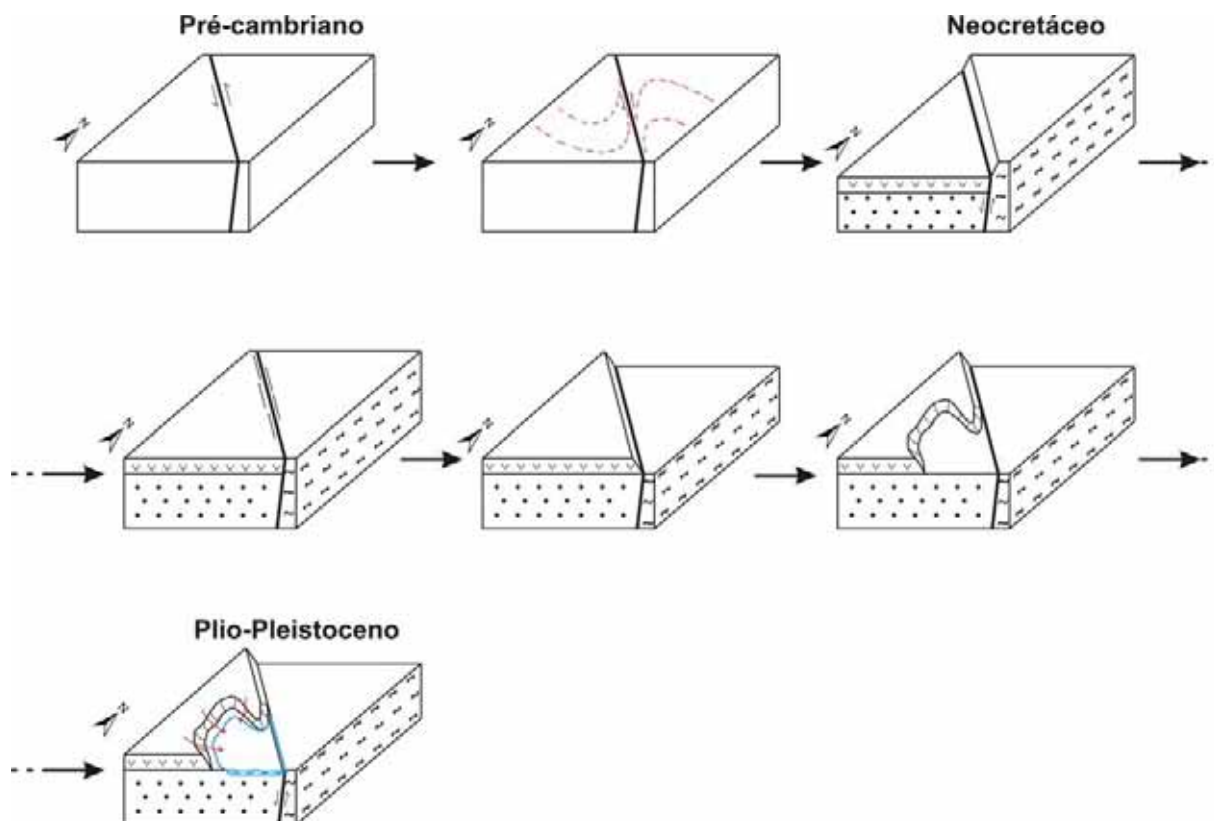


Figura 27. Modelo tectônico simplificado para a Zona de Falha de Cássia.

9. REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, n. 8, 1977, Campina Grande/PB. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363 – 391.
- 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.
- CORREIA, C. T. **Geologia da folha de Cássia-MG, e petrologia de seus anfibolitos.** 1986. 123 f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.
- DARDENNE M. A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds). **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro, 2000. p. 231-263.
- 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.
- FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, n. 4, 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p. 184 – 187.

- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, São Paulo, v.10, p. 57 – 77. 1991.
- 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.; ZANARDO, A.; HASUI, Y.; SIMÕES, L. S. A. Evolução tectônica do Grupo Araxá nas serras do Chapadão e da Fortaleza, sudoeste do estado de Minas Gerais. **Geociências**, São Paulo, v.15, n. especial, p. 41 – 66. 1996.
- 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, n. 2, 1983, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: 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.
- PASSARELLA, S. M. **Uma contribuição ao conhecimento geomorfológico da região de Cássia, sudoeste do estado de Minas Gerais**. 2009. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. J. **Microtectonics**. 2.ª Ed. Berlim: Springer, 2005. 366 p.
- PERDONCINI, L. C. **Evolução tectono-sedimentar mesozóico-cenozóica da região de Franca**. 2003. 217 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- SANTOS, T. E. S. S. **Caracterização estrutural de um segmento da rampa lateral de Capitólio, limite Norte da Nappe de Passos-MG**. 2007. 142 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.
- SILVA, C. H. **Evolução Geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais**. 2003. 196 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- 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.
- SIMÕES L. S. A.; VALERIANO, C. M. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, n. 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 2564 – 2575.
- SIMÕES, L. S. A.; ZANARDO, A.; SANTOS, T. E. S. S.; GODOY, L. H.; CHOUPINA, A. J. **Geologia e recursos minerais da folha Delfinópolis**. Rio Claro: Convênio CPRM - UNESP, 2006. 1 mapa, color., 84 cm x 119 cm, escala 1:100.000. Acompanha relatório técnico.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 16, n.32, p. 71 – 104. dez. 1976
- SZABÓ, G. A. J. **Contexto Geológico e Petrologia das Rochas Metaultramáficas de Alpinópolis, MG**. 1989. 203 f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

TEIXEIRA, N. A.; DANNI, J. C. M. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, n. 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. p. 700 – 710.

TEIXEIRA, N. A.; GASPAR, J. C.; BRENNER, T. L.; CHENEY, J. T.; MARCHETTO, C. M. L. Geologia e implicações tectônicas do *greenstone belt* Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 209 – 220. 1987.

VALERIANO, C. M. **Evolução tectônica da extremidade Meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais**. 1992. 192 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

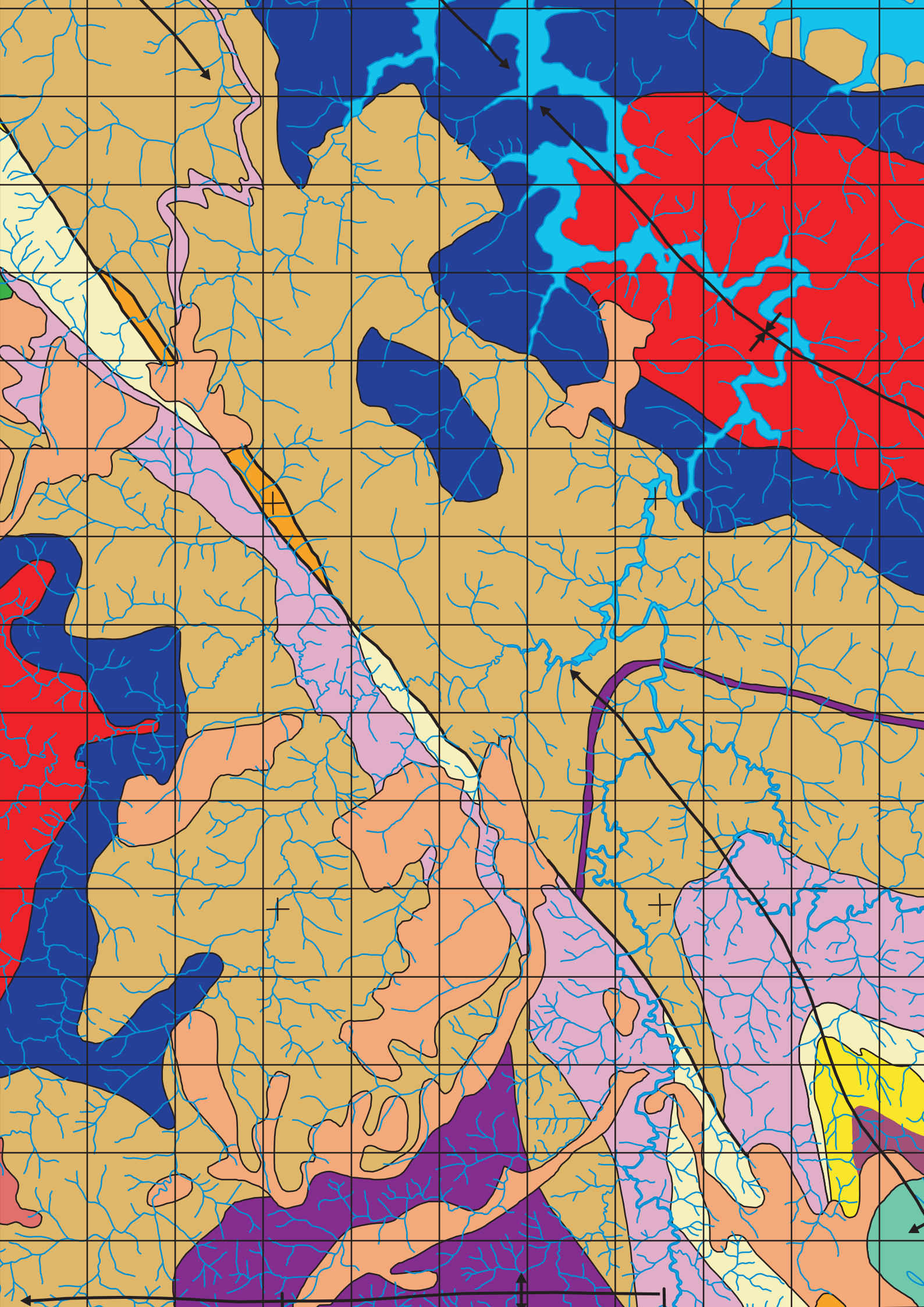
VALERIANO, C. M.; SIMÕES, L. S. A. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 99 – 110. 1997.

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. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 575-592.

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.; OLIVERIA, M. A. F.; DEL LAMA, E. A. Geologia do Grupo Araxá na região de Passos – São Sebastião do Paraíso, sul de Minas Gerais. **Geociências**, São Paulo, v.15, n. 1, p. 41 – 66, jan. – jun. 1996.

ZANARDO, A.; SIMÕES, L. S. A.; LEITE Jr, W. B.; SANTOS, T. E. S. S.; GODOY, L. H.; DHOUPINA, 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.



Anexo 2. Modelo digital de terreno obtido a partir de imagens de radar.

