

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ANDRÉ RAMIRO HILLANI PIERIN

**ANÁLISE ESTRUTURAL MULTI-ESCALA NA PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA DE
DOBRAMENTOS ARAGUAIA**

CURITIBA

2011

ANDRÉ RAMIRO HILLANI PIERIN

**ANÁLISE ESTRUTURAL MULTI-ESCALA NA PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA DE
DOBRAMENTOS ARAGUAIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Prof^a Dra^a Maria José Maluf de Mesquita.

Co-orientadores: Prof Dr. Leonardo Fadel Cury;
Prof Dr. Francisco José Fonseca Ferreira.

CURITIBA

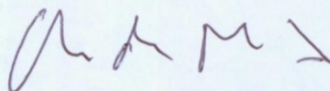
2011

TERMO DE APROVAÇÃO

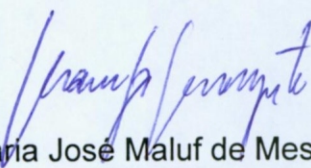
ANDRÉ RAMIRO HILLANI PIERIN

"Análise Estrutural Multi-escala na Porção Central da Faixa de Dobramentos Araguaia".

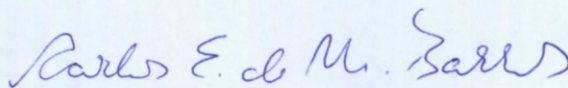
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano - UERJ



Prof.ª. Dr.ª. Maria José Maluf de Mesquita – UNICAMP
Orientadora



Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR
Presidente

Curitiba, 15 de junho de 2011.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	5
1.1. OBJETIVO	5
1.2. LOCALIZAÇÃO	6
2. MATERIAIS E MÉTODOS	7
2.1. MAPAS GEOLÓGICOS	7
2.2. IMAGENS DE SENSORES REMOTOS.....	7
2.3. LEVANTAMENTO DE DADOS DE CAMPO	11
2.4. PERFIL GEOLÓGICO-ESTRUTURAL	15
2.5. PETROGRAFIA	16
3. GEOLOGIA REGIONAL	18
3.1. COMPLEXO COLMÉIA.....	21
3.2. GRUPO TUCURUÍ.....	23
3.3. SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	24
3.3.1. GRUPO ESTRONDO	24
3.3.2. GRUPO TOCANTINS.....	25
3.4. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS.....	26
3.5. METAMORFISMO	28
3.6. CONTEXTO ESTRUTURAL DA FAIXA ARAGUAIA.....	30
3.7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA ARAGUAIA.....	35
4. DADOS DE CAMPO	38
4.1. UNIDADES DE MAPEAMENTO	38
4.2. MONZOGRANITOS A TONALITOS BANDADOS	39
4.3. GRANITO RPAKIVI	40
4.4. SEQUÊNCIA DE ORTOGNAISSES	41
4.5. SEQUÊNCIA DE BIOTITA GNAISSES.....	45
4.6. SEQUÊNCIA METAMÁFICA E METAULTRAMÁFICA	50
4.7. SEQUÊNCIA DE XISTOS E PARAGNAISSES.....	52
4.8. SEQUÊNCIA METAPELÍTICA.....	57
4.9. SEQUÊNCIA METAPSEFÍTICA / METAPSAMÍTICA	60
4.10. SEQUÊNCIA DE QUARTZITOS FERRUGINOSOS.....	62
4.11. GRANITOS DEFORMADOS.....	65
4.12. DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS E LATERÍTICOS	66
4.13. OCORRÊNCIAS PONTUAIS	68

4.13.1.	MÁRMORE CALCÍTICO	69
4.13.2.	META DIAMICTITO.....	69
4.14.	CONTATO ENTRE A FAIXA ARAGUAIA E A BACIA DO PARNAÍBA	70
5.	ANÁLISE ESTRUTURAL.....	73
5.1.	SENSORES REMOTOS	73
5.2.	ANÁLISE DE CAMPO	78
5.2.1.	FASE D1	80
5.2.2.	FASE D2	84
5.2.3.	FASE D3	96
5.2.4.	FASE D4	102
5.2.5.	VEIOS DE QUARTZO.....	105
5.2.6.	DEFORMAÇÕES RÚPTEIS	108
6.	MICROTECTÔNICA.....	118
6.1.	GRANADA-BIOTITA-MICA BRANCA-QUARTZO FILONITO	118
6.2.	BIOTITA-MICA BRANCA-QUARTZO FILONITO.....	119
6.3.	QUARTZITO	121
6.4.	BIOTITA-QUARTZO-MICA BRANCA FILONITO.....	122
6.5.	MICA BRANCA-CLORITA-QUARTZO FILITO.....	123
6.6.	METASSIENOGRANITO	124
6.7.	GRANADA-QUARTZO-MICA BRANCA XISTO	125
6.8.	ÉPIDOTO-MICA BRANCA-BIOTITA-QUARTZO MILONITO.....	126
7.	DISCUSSÕES E CONCLUSÃO	128
7.1.	UNIDADES DE MAPEAMENTO	128
7.1.1.	COMPLEXO COLMÉIA	128
7.1.2.	SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	129
7.1.3.	ROCHAS ULTRAMÁFICAS	131
7.2.	EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA FAIXA ARAGUAIA	132
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	138

RESUMO

A Faixa de Dobramentos e Cisalhamentos Araguaia possui uma história deformacional polifásica, na qual é possível individualizar as distintas fases deformacionais de acordo com as estruturas tectógenas planares e lineares presentes. Com dados de sensores remotos, campo e petrografia, definiram-se três fases geradas em regime dúctil a dúctil-rúptil, de cunho regional, respectivamente D1, D2 e D3. As duas primeiras fases estão associadas a foliações de baixo ângulo, definidas por uma deformação tectônica progressiva em caráter estritamente compressional, resultado das primeiras etapas da colisão e construção do orógeno Araguaia. A fase D3 é caracterizada por clivagens de planos axiais de dobras métricas, relacionadas a dobramentos tardios, com possível associação das estruturas com uma tectônica transcorrente de caráter transpressional sin a pós-colisional. São estruturas com mergulhos verticais a subverticais, as quais compõem planos de fraqueza passíveis de reativações, principalmente por tectônica rúptil nas formas de falhas normais e transcorrentes. As fases de deformação caracterizadas são acompanhadas por tramas metamórficas características e que também exibem padrões distintos ao longo da Faixa Araguaia. A geração das foliações é interpretada como resultado das ações colisionais ocorridas durante o Evento Brasileiro, de idade neoproterozóica, no qual a Faixa Araguaia comportou-se como uma típica *thrust and fold belt*, com áreas características de tectônica endodérmica, na porção em que há lascas de embasamento e de ofiolitos, e áreas de tectônica epidérmica, mais próxima ao Cráton Amazônico, onde as foliações são mais dúcteis-rúpteis e a tendência são estruturas tipo rampa e piso. Os dados sugerem que a vergência tectônica da Faixa é dada de leste para oeste, com cavalgamentos em direção ao Cráton Amazônico. As deformações de caráter rúptil também são comuns, expressas nas formas de juntas, falhas transcorrentes, normais e inversas, algumas vezes responsáveis pela colocação lado a lado de diferentes unidades, inclusive conformando estruturas dos tipos *horst* e *graben* que definem substancialmente a geomorfologia da região.

ABSTRACT

The Araguaia Fold Belt has a polyphasic deformation history in which different deformation phases are individualized according to the linear and planar tectonic structures. Using remote sensing data, field work and petrographic observations, three deformational phases were defined and generated in ductile-brittle and ductile conditions: D1, D2 and D3. The first two phases are associated with low-angle foliation defined by a progressive tectonic deformation in a compressional environment that results from early stages of collision and construction of orogeny. The D3 phase is characterized by crenulation cleavages and axial planes of metric folds. This phase is correlated with late folding with transpressional strike-slip tectonic style on sin to post-collisional processes. The structures have vertical to subvertical dips which makes up weakness planes capable of reactivation, mainly by brittle deformation in the forms of strike-slip and normal faults. The characterized deformation phases are accompanied by metamorphism and also exhibit distinct patterns along the Araguaia Belt. Thus, it is interpreted that the generation of Neoproterozoic foliation (Brasiliano event) occurred while the Araguaia Fold Belt behaved like a typical fold and thrust belt, with thick-skinned tectonic features at the portion where there are ophiolite and basement slivers, and thin-skinned tectonic features nearby to the Amazonas Craton, where the foliations are more brittle-ductile and the trend structures are in ramp and floor. The structural field data suggest that the vergence of the fold belt is from east to west, thrusting toward the Amazon Craton. Brittle deformation is also common, expressed by joints, strike-slip, normal and reverse faults, sometimes responsible for the displacement of different units, sometimes conforming Horst and Graben structures that substantially define the regional geomorphology.

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho aborda aspectos litoestruturais relativos à evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Araguaia, Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1976), na região central do estado do Tocantins. O método de estudo concentra-se na análise estrutural multiescala, com ênfase na caracterização geométrica e cinemática em várias ordens de grandeza. Inicialmente definiu-se um arcabouço morfoestrutural com a utilização de imagens orbitais em duas escalas: 1:800.000 e 1:300.000 (escalas macroscópicas). Posteriormente, fez-se o levantamento de dados de campo (escala mesoscópica) com ênfase na análise litoestrutural. Para complemento do estudo multi-escala, fez-se uma análise microestrutural em amostras de afloramentos-chave da região. Através do reconhecimento das relações geométricas e cronológicas em diferentes escalas, definiram-se os principais eventos deformacionais que atuaram durante os estágios de desenvolvimento da faixa móvel no Neoproterozóico.

A dissertação foi desenvolvida no Laboratório de Análise de Bacias e Petrofísica do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná (LABAP-DEGEOL-UFPR). Está inserida no projeto “*Caracterização estrutural da Faixa Tocantins e do flanco oeste/sudoeste da Bacia do Parnaíba e implicações para reativações de falhas durante o Fanerozóico*” (Thales no. 2009023555), em convênio entre a Petrobras e a UFPR.

1.1. OBJETIVO

O principal objetivo deste trabalho é caracterizar a evolução litoestrutural da Faixa Araguaia ao longo das rodovias TO-336, TO-230, TO-84 e TO-164, integrando diferentes ferramentas em uma análise multi-escala.

As principais metas deste estudo são:

- Confecção de mapas de arcabouço estrutural nas escalas 1:800.000 e 1:300.000, com a utilização de imagens orbitais SRTM e ASTER, respectivamente;

- Análise estrutural clássica, obtendo um modelo evolutivo para a área através do reconhecimento dos eventos deformacionais e metamórficos que foram atuantes na região;
- Confecção de dois perfis litoestruturais regionais, em escala 1:250.000, em um total de aproximadamente 200km de comprimento;
- Análises petrográficas com ênfase na caracterização microestrutural;

1.2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na porção central do estado do Tocantins, abrangendo os municípios de Guaraí, Colméia, Pequizeiro, Couto Magalhães, Pau D'arco, Arapoema, Colinas do Tocantins e Bandeirantes do Tocantins. No estado do Pará, os municípios visitados foram Redenção, Conceição do Araguaia e Couto Magalhães. De Palmas a Guaraí, cidade esta mais ao sul da área de estudo, utiliza-se a rodovia Belém-Brasília (BR-153), sentido norte, aproximadamente 200 km. De Guaraí para Bandeirantes do Tocantins, utiliza-se a mesma Belém-Brasília, em cerca de 150 km.

Os estudos de campo foram realizados principalmente ao longo de perfis litoestruturais de direção WNW, inseridos em uma área de aproximadamente 4.100 km². O planejamento das transectas se deu em função da maior abrangência de unidades pertencentes à Faixa Araguaia. Além disso, algumas unidades do Cráton Amazônico e da Bacia do Parnaíba foram também abordadas, pelo fato de as duas unidades limitarem a Faixa Araguaia a oeste e leste, respectivamente. Na Figura 01, o retângulo preto mostra a área de estudo, enquanto os polígonos amarelos são relativos às áreas dos perfis litoestruturais.

A transecta mais extensa, denominada de Transecta de Guaraí, possui aproximadamente 230 km de extensão e direção W-NW. Localiza-se entre as cidades de Redenção (PA) e Guaraí (TO), ao longo da rodovia TO-336.

A segunda transecta, intitulada Transecta de Colinas, posiciona-se a norte da primeira, entre as cidades de Pau D'arco (PA) e Bandeirantes do Tocantins (TO), ao longo de um trecho com aproximadamente 90 km da rodovia TO-230. Possui direção W-NW e abrange principalmente rochas da Faixa Araguaia.

A terceira transecta, e de menor comprimento, abrange rochas do Complexo Colméia, entre os municípios de Pequizeiro e Colméia. A seção possui direção aproximadamente N-S e foi projetada ao longo da rodovia TO-164.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. MAPAS GEOLÓGICOS

Os mapas geológicos que compõem a base cartográfica da dissertação são: folha Conceição do Araguaia do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, em escala 1:250.000 (Figueiredo, 2001); e a folha SC-22 (Tocantins) da Carta do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus Filho, 1975).

Para levantamento dos dados de campo e uso de base cartográfica e geológica, foi confeccionado um mapa híbrido com as informações dos projetos acima relacionados, conforme exemplificado na área de Guaraí (Figura 02).

2.2. IMAGENS DE SENSORES REMOTOS

Sensoriamento remoto consiste na obtenção de dados coletados por meio de energia refletida ou emitida por uma determinada superfície-alvo (área). Os instrumentos utilizados para coleta não estão em contato com a superfície, ou seja, trata-se de imagens adquiridas por meio de satélites e aviões. As imagens proporcionam uma visão de conjunto multitemporal de extensas áreas da superfície, como as relações de superfície de um terreno (Florenzano, 2002; Florenzano, 2007).

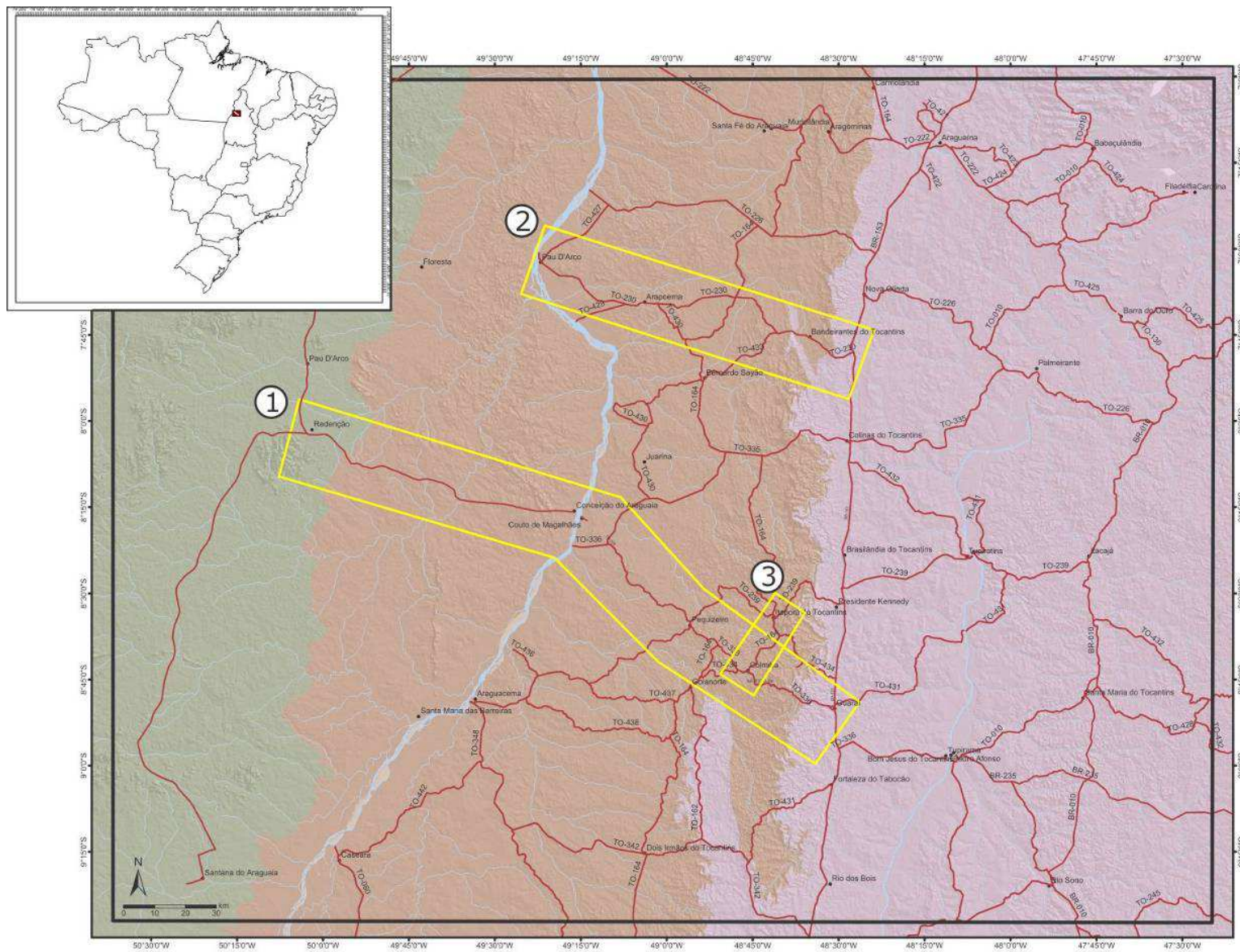


Figura 1 - O retângulo preto (maior) é a área de estudo para definição do arcabouço estrutural da área. Os polígonos em amarelo são relativos às áreas de estudo para análise litoestrutural de campo. Mapa das Províncias Geológicas do Brasil (CPRM, 2001) e imagem orbital SRTM 90.

Para análise morfoestrutural foram utilizadas imagens SRTM 90, do projeto *Shuttle Radar Topography Mission*. Trata-se da parceria entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *National Geospatial – Intelligence Agency* (NGA), com objetivo de gerar um mapa topográfico digital da superfície da Terra nas três dimensões. Com resolução de 90 metros, as imagens SRTM90 foram adquiridas gratuitamente através da *homepage* da U.S. Geological Survey (USGS), e tratadas em ambiente ESRI®Arc Map TM 9.2. As especificações técnicas originais destes modelos para *download* são: *datum* horizontal - WGS 84; *datum* vertical - WGS84/EGM96 geoide; projeção geográfica e a unidade vertical em metros. Para análise morfoestrutural, inicialmente as imagens foram convertidas para o sistema de coordenadas geográficas SAD69. Posteriormente, geraram-se imagens pseudo-sombreadas (*hillshades*) com quatro direções de iluminação principais: 0°, 45° (Figura 03), 90° e 315°. As imagens SRTM90 foram utilizadas para os traçados em escala 1:800.000.

Para os traçados na escala de 1:300.000 foram utilizadas cenas ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Estas imagens estão disponíveis gratuitamente através da *homepage* da USGS. O processamento das cenas foi realizado no software ®GlobalMapper, assim como a geração de modelos digitais de relevo com quatro pseudo-iluminações 0°, 45°, 90° e 315° (Figura 04).

No total foram traçados 17.727 lineamentos na escala 1:300.000 e 1.894 para a escala 1:800.000. Com estes dados vetorizados, foram confeccionados diagramas de rosetas no software ®Rockworks 2002, para ambas as escalas de traçados. Os diagramas refletem dados de comprimento e frequência acumulados das estruturas observadas e são úteis na compreensão da anisotropia estrutural em diferentes unidades (Santos, 2010).

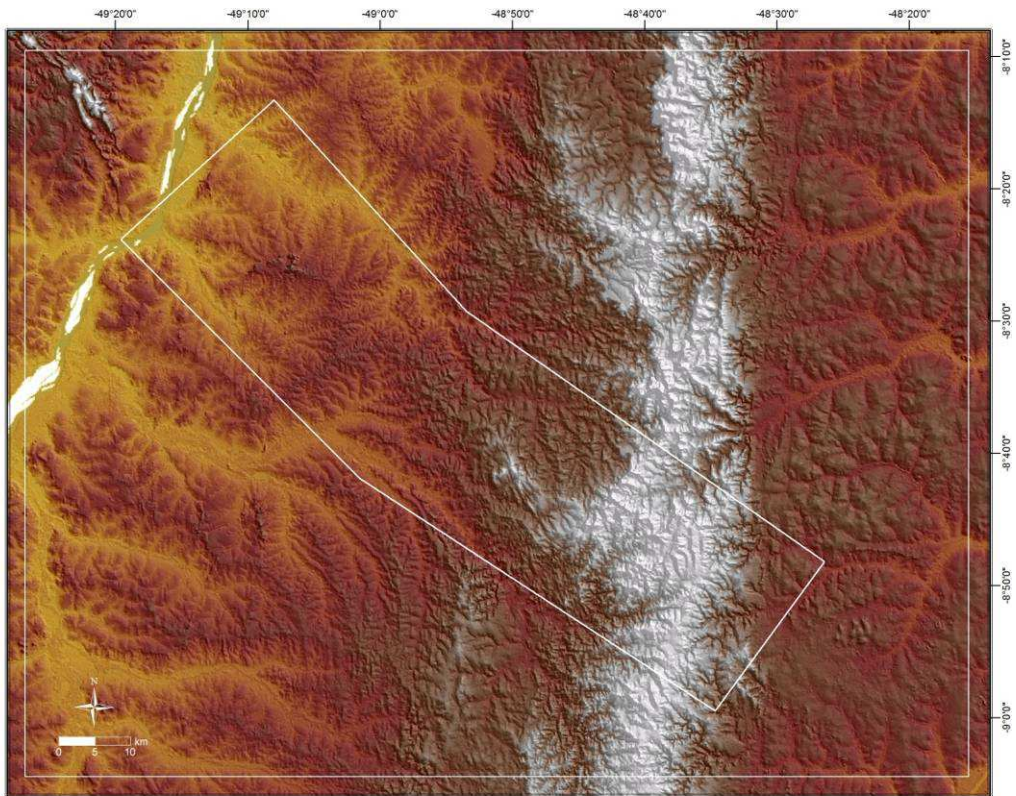


Figura 2 - Exemplo de imagem SRTM 90m com pseudo-iluminação para N45.

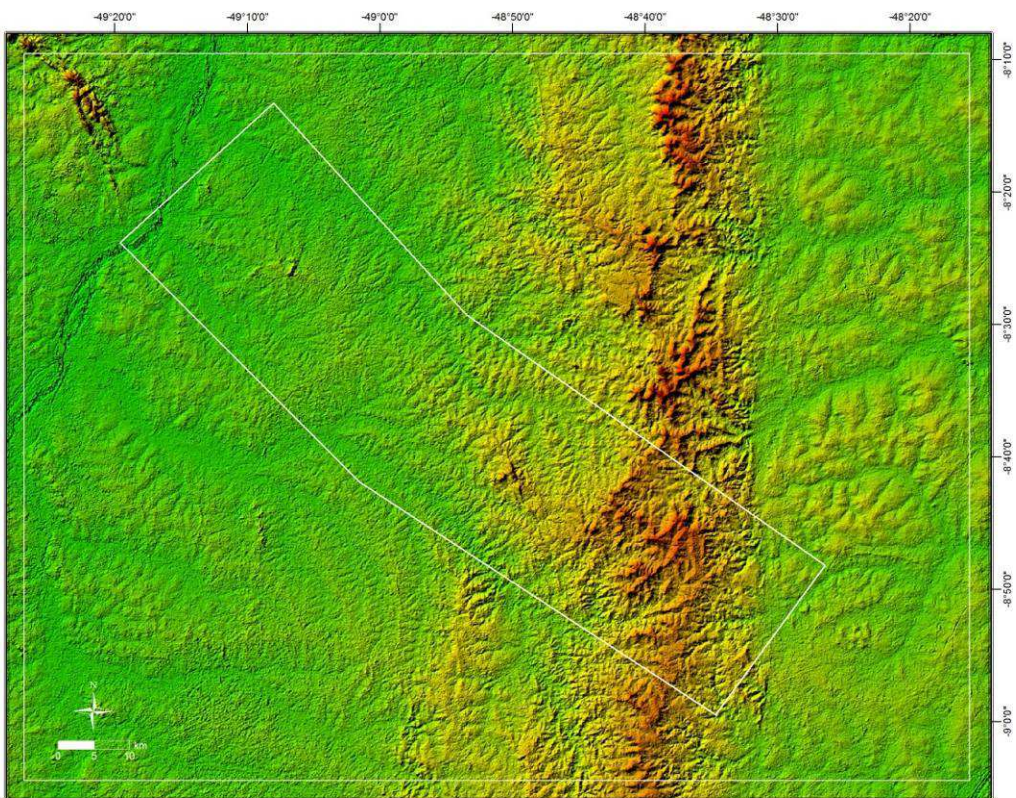


Figura 3 - Exemplo de imagem ASTER com pseudo-iluminação N315 utilizada para traçados dos lineamentos na escala de 1:300.000.

2.3. LEVANTAMENTO DE DADOS DE CAMPO

Os estudos de campo foram realizados principalmente ao longo das rodovias estaduais TO-336, TO-164, TO-84 e TO-230, abrangendo os municípios de Guaraí, Colméia, Couto Magalhães, Bandeirantes do Tocantins e Colinas do Tocantins, no estado do Tocantins, e os municípios de Conceição do Araguaia, Pau D'arco e Redenção no estado do Pará. Com os dados de campo foram confeccionados perfis litoestruturais que, somados, possuem comprimento de aproximadamente 200 km. O planejamento das transectas se deu em função da maior abrangência de unidades pertencentes à Faixa Araguaia. A figura 05 mostra a área de estudo e as transectas (polígonos pretos). Em alguns casos foi possível analisar rochas do Cráton Amazônico e da Bacia do Parnaíba, em função de ambas serem unidades limítrofes da Faixa Araguaia.

A transecta mais extensa, denominada de Transecta de Guaraí, possui aproximadamente 125 km de extensão e direção W-NW, localizando-se entre as cidades de Conceição do Araguaia (PA) e Guaraí (TO), ao longo da rodovia TO-336. Abrange principalmente rochas metassedimentares da Faixa Araguaia e, na região de Colméia, porção central da transecta, são observadas rochas do Complexo Colméia, embasamento da Faixa Araguaia (Figura 04 A).

A transecta intitulada de Colinas posiciona-se a norte da primeira, entre as cidades de Pau D'arco (PA) e Bandeirantes do Tocantins (TO), ao longo de um trecho com aproximadamente 90 km. Possui direção W-NW e abrange principalmente rochas da Faixa Araguaia (Figura 05 B).

As etapas de campo envolveram principalmente o levantamento de dados macroscópicos de cunho estrutural e petrográfico. No total, foram descritos 193 afloramentos (Figura 05), os quais foram levantados em três fases principais:

- Campo Regional: primeira etapa de campo com objetivo de reconhecer regionalmente as unidades pertencentes à Faixa Araguaia, além de levantar informações acerca das condições de afloramentos e estradas. Esta etapa foi realizada em Abril de 2009 e percorreu grande parte da área do projeto guarda-chuva, com a descrição de 58 afloramentos, sendo que destes, 20 estão inseridos na área de estudo desta dissertação, designados como PBs;

- Transecta de Guaraí: os estudos foram realizados na segunda quinzena de Setembro de 2009 e Setembro de 2010. No total foram descritos 135 afloramentos, abrangendo rochas ígneas e metamórficas da Faixa Araguaia, gnaisses-graníticos do Complexo Colméia, unidades sedimentares da Bacia do Parnaíba e rochas ígneas e metamórficas do Cráton Amazônico, designados como TGs;

- Transecta de Colinas: os dados de campo foram obtidos na primeira quinzena de abril de 2010, em um total de 38 afloramentos em unidades da Faixa Araguaia, designados como COs;

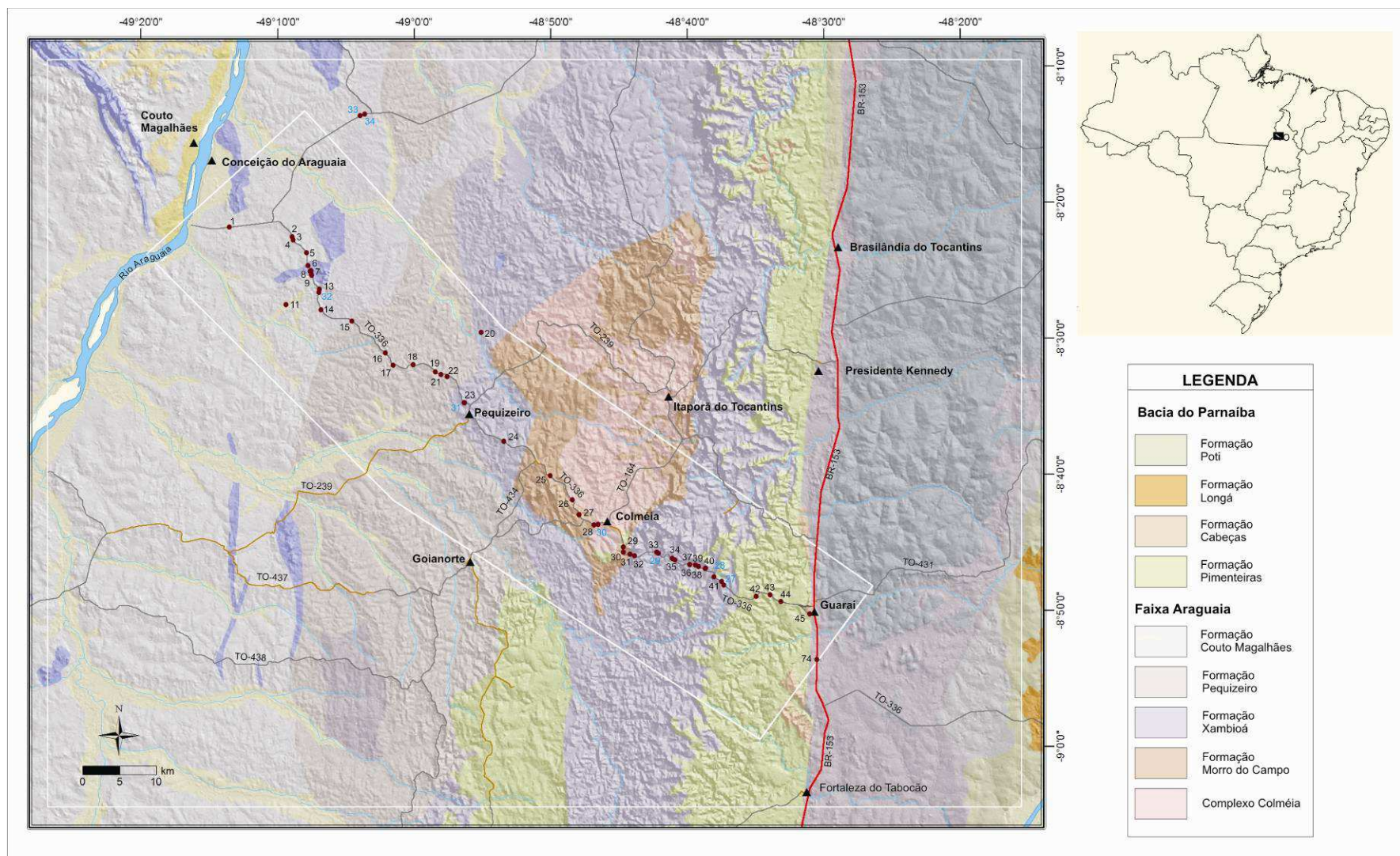


Figura 4 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo sobre imagem SRTM. Os pontos em vermelho são relativos aos afloramentos estudados nas etapas de campo na transecta de Guarai (CPRM 2001 sobre imagem SRTM 90).

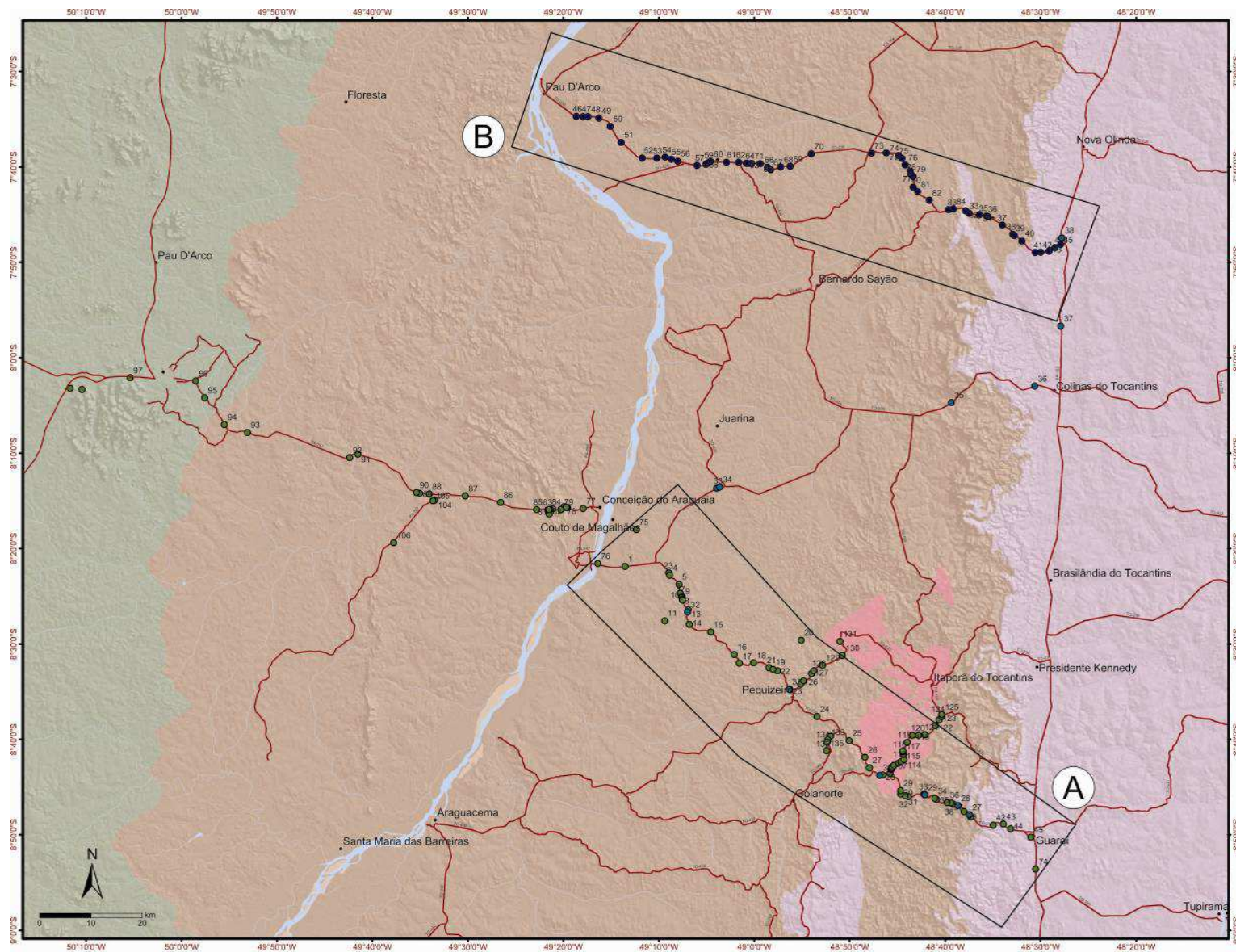


Figura 5 - Área dos perfis sobre mapa das Províncias Geológicas do Brasil (CPRM, 2001) e imagem orbital SRTM. (A) Transecta de Colina e (B) Transecta de Guarai. Afloramentos PBs em azul, COs em roxo e TGs em verde.

De modo geral, o percurso nas transectas é marcado por um relevo plano a levemente ondulado, com declividades suaves, onde afloram rochas com grau de intemperismo variado (figura 06). A altitude máxima da região, no interior das transectas, não ultrapassa 500 m de altitude.

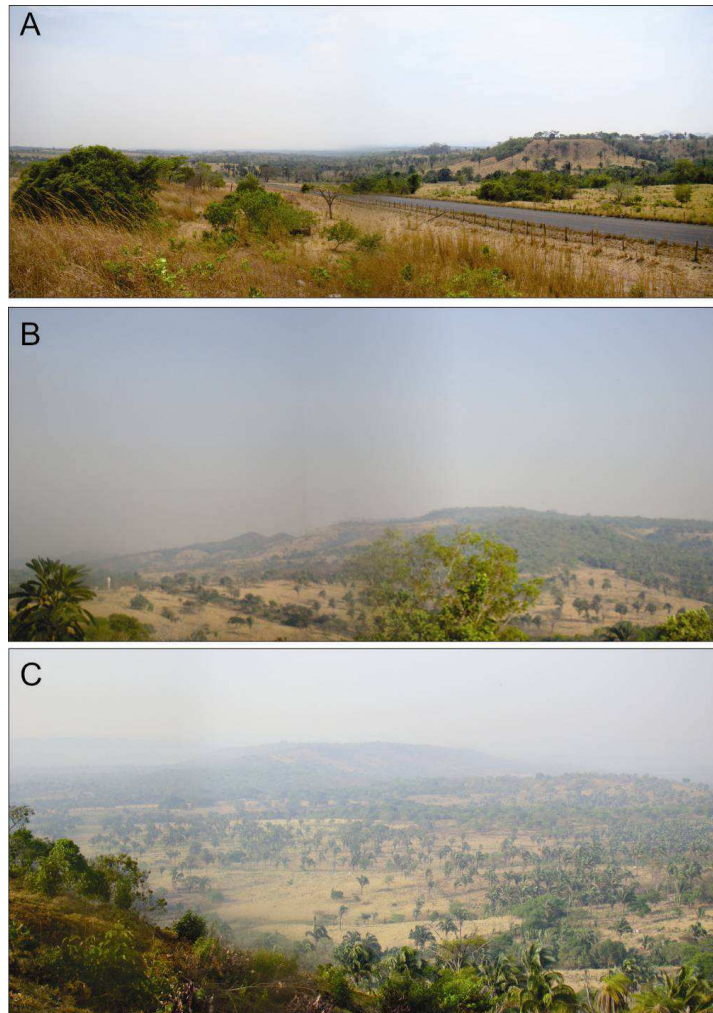


Figura 6 - Geomorfologia da região ao longo da rodovia TO-336. (A) relevo com visão para Norte, a partir do município de Colméia. (B) e (C) geomorfologia com vista para Oeste, a partir da escarpa da Bacia do Parnaíba, na cidade de Guarái.

2.4. PERFIL GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

O perfil geológico (FIGURA 07 – ANEXO 02) foi confeccionado principalmente com os dados litoestruturais obtidos em campo. Em locais com pouca ou nenhuma informação, foram utilizadas informações da CPRM referentes ao projeto Carta do Brasil ao Milionésimo (escala 1:1.000.000) e da Folha

Geológica SC.22.X-B (Conceição do Araguaia), na escala 1:250.000. Imagens SRTM, ASTER e CBERS foram de fundamental importância no planejamento do traçado da transecta. A seção geológica é aqui apresentada em escala 1:250.000, com exagero vertical de seis vezes.

2.5. PETROGRAFIA

A petrografia objetivou a caracterização mineralógica e microestrutural de rochas pertencentes a afloramentos chave na região, focando principalmente na correlação dos processos deformacionais observados nas diferentes foliações encontradas nos litotipos em estudo. As foliações foram descritas de acordo com o método de Passchier e Trouw (1996). Ao todo foram analisadas 51 lâminas, utilizando microscópio petrográfico binocular de luz transmitida, modelo Olympus BX60. As imagens foram capturadas com máquina Olympus PM20, acoplada ao microscópio, no Laboratório de Petrologia e Mineralogia (LAPEMIN), do Departamento de Geologia (DEGEOL) da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

3. GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa de Dobramentos Araguaia (Almeida et al, 1976) constitui uma unidade geotectônica situada no Brasil central, nos estados de Tocantins, Pará e Maranhão. Possui 1200 km de extensão e cerca de 100 km de largura, com direção principal N-S, fruto da justaposição das unidades litoestratigráficas (FIGURA 08). Perfaz o braço norte da Província Tocantins e geologicamente é limitada a leste pela Bacia do Parnaíba, a sul pelo Lineamento Transbrasiliano e a oeste pelo Cráton Amazônico (Almeida & Hasui, 1984). A origem e evolução da Faixa Araguaia está relacionada aos processos colisionais entre os Crátons Amazônico e São Francisco, correspondente às orogêneses Brasileiro/Pan-Africano de idade neoproterozóica (Strieder & Suita, 1999).

A estratigrafia da Província Tocantins vem sendo estudada desde o século XIX por pesquisadores como Castelnau, Hartt, Ehrenreich e Coudreau, os quais reconheceram corpos de xistos mergulhando para leste, além de granitos, quartzitos, calcários, rochas verdes com amianto e serpentina e diques de diabásio ou diorito (Hasui *et al.* 1984). Moraes Rego (1933) reconheceu com maior propriedade a existência de gnaisses e granitos arqueanos, além de rochas arenosas e xistosas nomeadas como Série Tocantins. Nas décadas de 60 e 70 dois grandes projetos contribuíram significativamente para o conhecimento litoestrutural da região: Projeto Araguaia, realizado pela D1PM em 1966 e o Projeto Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco (LETOS), em 1976.

Num primeiro estágio de conhecimento, as Faixas Araguaia e Paraguai eram tratadas como uma entidade geológica única, chamada de Cinturão Paraguai-Araguaia, após reconhecimento do Geossinclíneo Paraguai (Almeida, 1965). Porém, o próprio Almeida (1985) reconheceu a falta de continuidade entre as faixas, as quais passaram a ser estudadas como unidades geotectônicas distintas.

A seção estratigráfica da Faixa Araguaia consiste em rochas de idades arqueanas a mesoproterozóicas, conforme Herz *et al.* (1989).

Moura & Gaudette (1993) descrevem o embasamento da Faixa Araguaia como sendo formado por ortognaisses com assinatura TTG do Complexo Colméia, datados

em 2,86 Ga, e por sequências metavulcanosedimentares do Complexo Rio do Coco, o qual tem sido interpretado como um remanescente de um greenstone belt arqueano (Barreira & Dardenne 1981). Ao norte são encontradas rochas ultramáficas das sequências Serra do Tapa e Quatipuru (Paixão & Nilson 2001). Há também gnaisses tonalíticos e cálcio-silicáticos agrupados no Grupo Rio dos Mangues e datados em 2.1 a 2.0Ga, e o granito Serrote com idade aproximada de 1.8Ga. Alvarenga *et al.* (2000) citam Moura & Gaudette (1999) que descrevem como gnaiss Cantão, de 1,85 Ga, também pertencente ao embasamento da faixa. Moura & Gaudette (1993) descrevem rochas intrusivas, hoje gnaissificadas, de nefelina sienito de Monte Santo e Serra da Estrela. Estas unidades foram datadas em 1,0 Ga e estão dispostas perpendicularmente aos Complexos Colméia e Rio dos Mangues.

Trouw *et al.* (1976) descrevem a Formação Tucuruí, a qual se apresenta separada das demais por uma falha de empurrão e com ocorrência local de rochas metamorfisadas na fácies xisto azul.

Sobrejacente ao embasamento encontra-se o Grupo Estrondo, composto pelas Formações Morro do Campo, na base, e Xambioá no topo. Herz *et al.* (1989) ainda inserem a Formação Canto da Vazante no grupo citado. O Grupo Tocantins é interpretado como unidade estratigráfica superior, composto pelas Formações Pequizeiro, na base, e Couto Magalhães no topo. Os Grupos Tocantins e Estrondo estão reunidos no Supergrupo Baixo Araguaia, conforme Abreu (1978).

Araújo (2001) e Schobbenhaus Filho (1975), após mapeamentos das folhas Conceição do Araguaia e Araguaína, pela CPRM, sugerem uma reestruturação do Grupo Estrondo, subdividindo-o em: formações Morro do Campo, Xambioá e Pequizeiro. O Grupo Tocantins ficaria limitado, nestas áreas, à Formação Couto Magalhães. Para os autores não se constatou a passagem gradual entre as formações Pequizeiro e Couto Magalhães, de forma a sugerirem o abandono do termo Supergrupo Baixo Araguaia.

Gorayeb *et al.* (2004) descrevem corpos meta-gabróicos da Suíte Xambica, foliados e metamorfisados com comum presença de escapolita, com idade de 820 Ma. Estas rochas cortam litotipos do Grupo Estrondo.

Moura & Gaudette (1993) descrevem os granitóides da Suíte Santa Luzia, o granodiorito Presidente Kennedy e os granitos Matança e Ramal da Lontra, como corpos intrusivos nas rochas do Grupo Estrondo, por volta de 680 a 550 Ma.

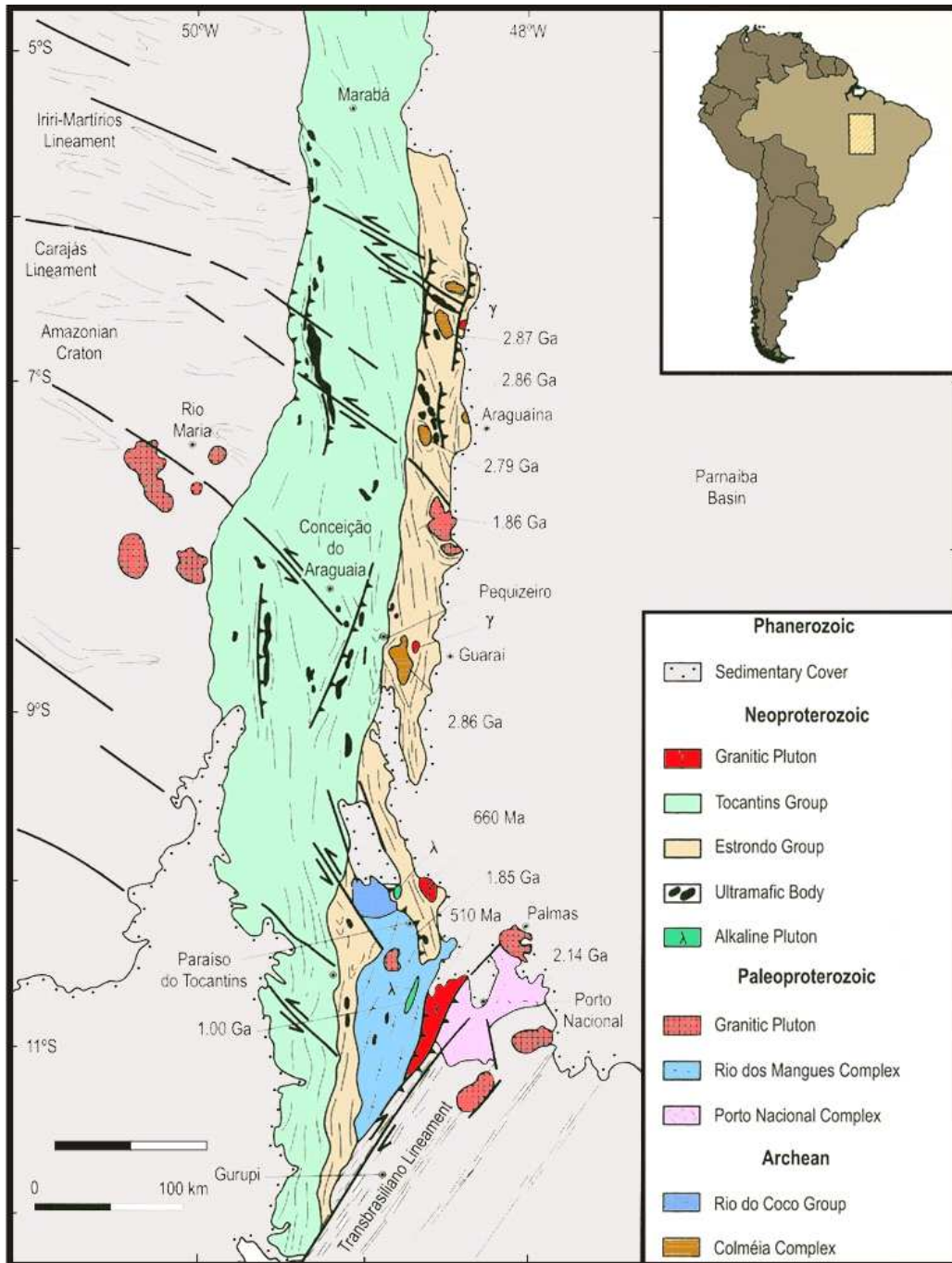


Figura 8 - Mapa litoestrutural simplificado da Faixa Araguaia e unidades do embasamento, extraído de Alvarenga *et al.* (2000).

opacos. Há uma foliação evidente tanto nos gnaisses como nos granitóides, com desenvolvimento de sericita secundária, epidoto, clorita e minerais de argila. A FIGURA 09 demonstra a forma de ocorrência destas rochas na faixa. Os granitóides aparecem na parte central do domo, juntamente com migmatitos, os quais possuem tanto leucossoma concordante como discordante, enquanto os gnaisses preenchem as bordas da estrutura.

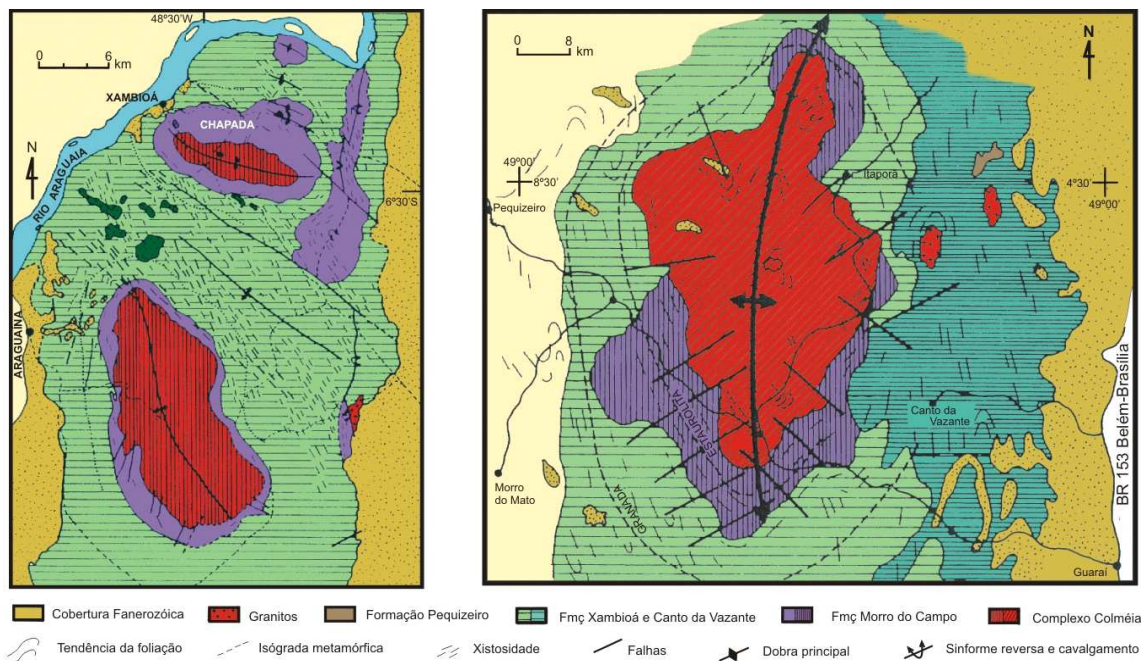


Figura 9 - Geologia dos domos Lontra (esquerda) e Colméia (direita), extraído de Costa (1980) e Abreu (1980).

Através do método de datação Rb-Sr, Tassinari (1980) tratou aproximadamente 12 amostras de rochas do Complexo Colméia. Os resultados obtidos revelaram idades de $2.591 \pm 64\text{Ma}$ e razão inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ 0,75 e outra de $1.834 \pm 39\text{Ma}$ e razão inicial 0,715. Da mesma forma, e com os mesmo dados amostrados, Hasui *et al.* (1980) apresentaram os valores de 2.700Ma e 1.800Ma, com razões iniciais de 0,701 e 0,719 respectivamente. Para os autores, as razões iniciais indicam rejuvenescimento de rochas arqueanas, o que resulta numa relação com dois ciclos termotectônicos: Jequié e Transamazônico.

Para Araújo (2001) as rochas do Complexo Colméia são consideradas de idade arqueana, com reativações (Jequié, Transamazônico, Uruçuano e Brasileiro).

No mapeamento da folha SB.22-Z-D (Araguaína) pela CPRM, Araújo (2001) revela uma possível estruturação dos corpos dômicos, formando um colar orientado de direção N-S. Na área de estudo o autor descreve os domos de Rio das Cunhas, Rio Jardim, Cantão, Grota Rica e Cocalândia (FIGURA 10).

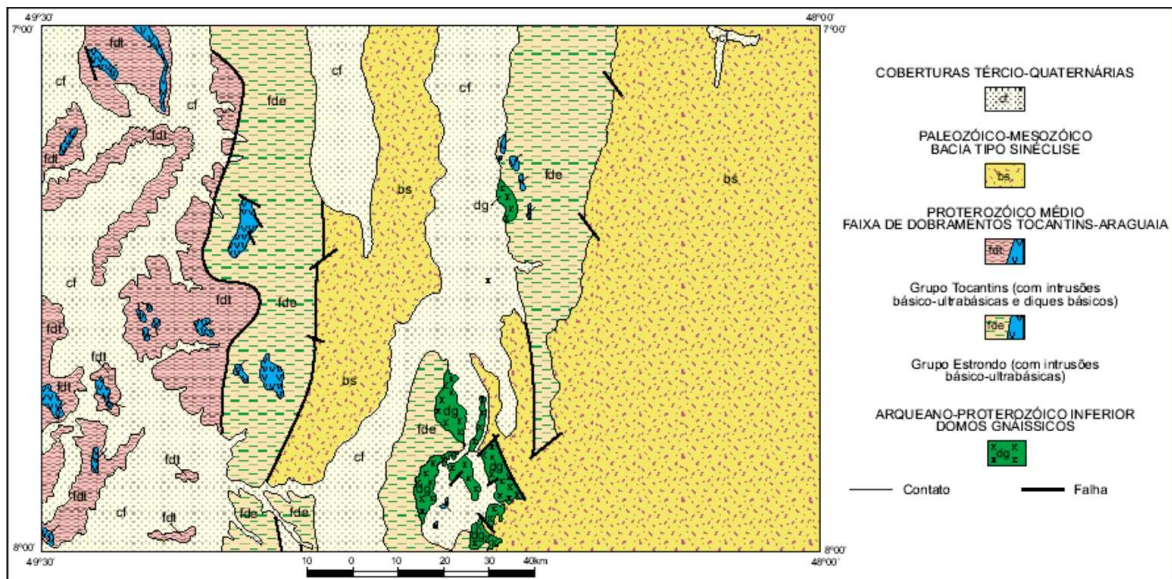


Figura 10 - Mapa geológico simplificado revelando, esquematicamente, a divisão tectônica da folha de Araguaína, extraído de Araújo (2001).

3.2. GRUPO TUCURUÍ

O Grupo Tucuruí está localizado no setor norte da Faixa Araguaia, disposto ao lado do Complexo Xingu. Matta & Hasui (1984) subdividiram o Grupo Tucuruí em Formações Caraipé e Morrote. Tratam-se de rochas vulcano-sedimentares com baixo grau metamórfico.

A Formação Caraipé está posicionada na base do Grupo Tucuruí. É formada por metagrauvacas que apresentam grãos angulares de albita, quartzo e microclínio numa matriz fina composta por clorita, sericita e stilpnomelano. Observa-se laminação com variações de granulação areia a argila. A Formação Morrote

posiciona-se sobre a Formação Caraipé. Apresenta metabasalto maciço com presença de amígdalas e destaca-se, em sua composição, fenocristais de labradorita.

3.3.SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA

O Supergrupo Baixo Araguaia é composto por rochas metassedimentares divididas em dois grupos principais: Estrondo e Tocantins, conforme FIGURA 08.

3.3.1. Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo está disposto numa estreita faixa ao longo da parte leste do Cinturão Araguaia, por cerca de 60km. Subdivide-se nas formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante (Abreu 1978, Costa 1980). Datações geocronológicas K/Ar, efetuadas por Hasui *et al.* (1975), diagnosticaram idades entre 434 e 581 Ma. Pelo método Rb-Sr, Hasui *et al.* (1980) construíram uma isócrona de referência de 1.050Ma para xistos do Grupo Estrondo (região de Paraíso do Norte). Datações em granitos que ocorrem próximos às bordas da estrutura de Colméia indicaram idades de 1.834 ± 34 Ma, com razão inicial 0,715 (Cunha *et al.* 1981), relacionadas a migmatização da base do Grupo Estrondo, o que refletiria numa idade deposicional destas rochas em mais de 1.850Ma.

A Formação Morro do Campo é representada por ortoquartzitos, metaconglomerados oligomíticos e xistos (Abreu, 1978). Para Araújo (2001), a Formação Morro do Campo possui relações de contato discordantes com os gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia, ou com o gnaiss Cantão. O contato com a Formação Xambioá é transicional.

A Formação Xambioá inclui muscovita-biotita xistos, cálcio-xistos e restritos corpos de mármore, anfíbolitos, granada xistos e grafita xistos (Abreu, 1978). Para os litotipos da Formação Xambioá, Araújo (2001) identificou, na parte leste, recobrimento discordante pela Formação Pimenteiras, da Bacia do Parnaíba, enquanto na parte oeste está sotoposta aos sedimentos de cobertura arenosa de idade terciária-quartenária que ocupam o leste do Gráben do Muricizal (FIGURA 11).

O contato com a Formação Piauí da Bacia do Parnaíba, a sudeste, é discordante e por vezes tectônico.

A Formação Canto do Vazante é composta por finas camadas de feldspato xistos com intercalação de quartzito, biotita xisto e cálcio xisto (Abreu, 1978).

3.3.2. Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins compõe o setor oeste da Faixa Araguaia. Subdivide-se nas Formações Couto Magalhães e Pequizeiro. Ainda é escasso o número de dados geocronológicos para o Grupo Tocantins. Trouw *et al.* (1976) determinaram idades K/Ar de 510 Ma para metabasaltos da Formação Tucuruí. Hasui *et al.* (1980), a partir de idades Rb-Sr em filitos, atribuíram a idade de 850 Ma. Para as rochas básicas intrusivas em quartzitos da Formação Couto Magalhães, chegaram a idades K/Ar de 780, 560 e 480Ma, sendo este um possível atestado de rejuvenescimento isotópico. Araújo (2001) ressalta a datação realizada por Tassinari (1980) - sem especificação do método empregado - em amostras de diques básicos coletadas na Folha Conceição do Araguaia, que ressaltou idades de $1.006,5 \pm 15,3\text{Ma}$ e $545,4 \pm 7,6\text{Ma}$, o que define uma idade superior a 1000Ma para a deposição da Formação Couto Magalhães, base do Grupo Tocantins.

A Formação Couto Magalhães é constituída de ardósias, meta-siltitos, meta-arcósios, meta-grauvacas e quartzito, com intercalações de calcário, hematita quartzito e meta-chert (Abreu 1978).

A Formação Pequizeiro inclui clorita xistos e sericita quartzito clorita xisto (Abreu, 1978). Na descrição da Folha Araguaia, Araújo (2001) considera a Formação Pequizeiro como topo do Grupo Estrondo, e a relação de contato entre a formação e unidades vizinhas, no caso Formação Couto Magalhães e Formação Pedra do Fogo (Bacia do Parnaíba), são tectônicas.

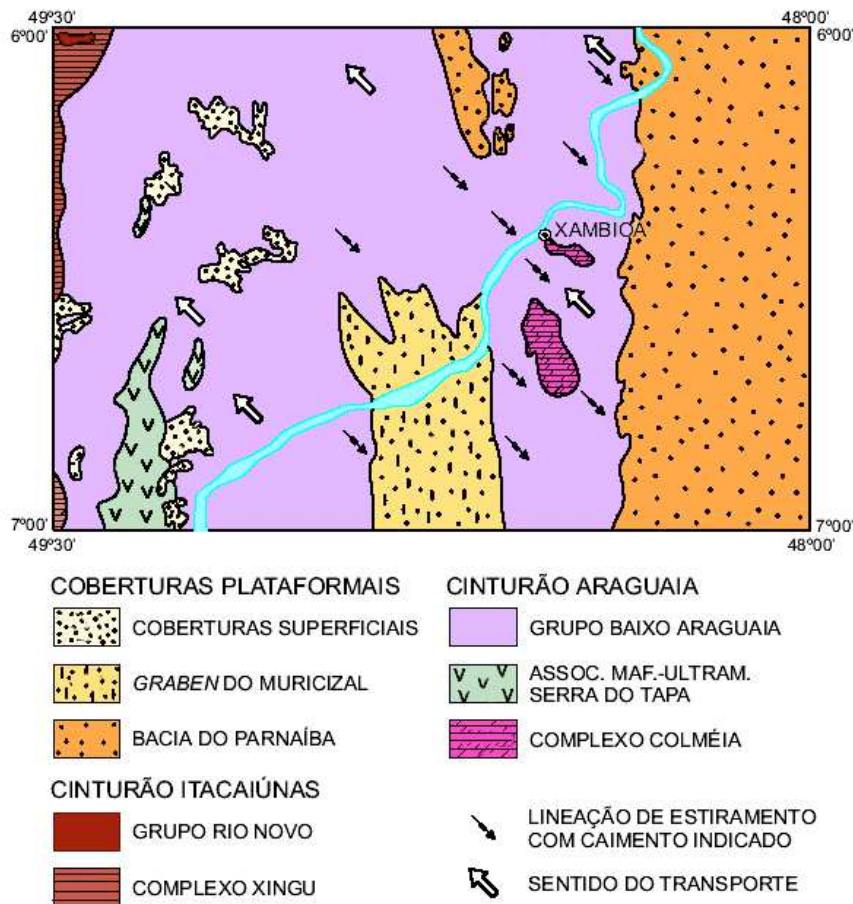


Figura 11 - Mapa de domínios tectônicos da Folha Xambioá (Figueiredo, 2001).

3.4. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Estas rochas ocorrem tanto associadas a rochas do embasamento como as rochas supracrustais. No oeste da faixa ocorre em maior abundância, de acordo com FIGURA 08. São peridotitos e dunitos serpentinizados e seus relativos produtos de metamorfismo, como talco xisto e cloritito. Há ainda cromititos, cherts e jaspilitos, conforme Gorayeb (1989). Kotschoubey *et al.* (1996) descrevem a ocorrência de basaltos na forma de *pillow lavas*. Paixão & Nilson (2001) classificam as rochas máfica – ultramáficas como sequências Serra do Tapa e Quatipuru. A FIGURA 12 é um modelo esquemático da possível geração do ofiolito Quatipuru, de acordo com Paixão *et al.* (1980).

Esta associação de rochas tem sido interpretada como um Complexo Ofiolítico, o qual seria o remanescente de uma possível crosta oceânica na Faixa Araguaia, conforme Paixão *et al.* (op.cit).

Para Araújo (2001), as relações de contato, entre estas rochas máficas-ultramáficas com o Supergrupo Baixo Araguaia, são bruscos em sua grande maioria. Alguns corpos possuem concordância com as estruturas das rochas encaixantes, mas as relações de contatos ficam ofuscadas em função da geração de auréolas de contato com transformação mineralógica.

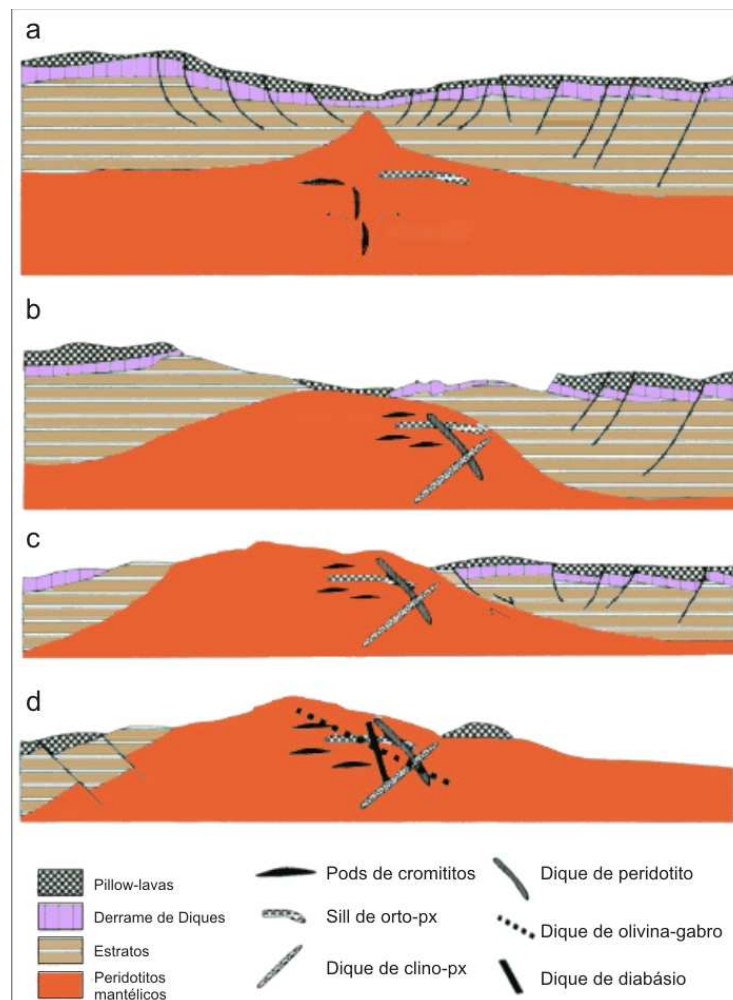


Figura 12 - Modelo esquemático referente à possível formação da unidade Quatipuru, extraído de Paixão *et al.* (2008).

3.5. METAMORFISMO

De acordo com Abreu *et al.* (1980), as rochas da Faixa Araguaia apresentam produtos de um metamorfismo regional, classificado como Barroviano. De oeste para leste, ocorre zonação de baixo grau metamórfico à fácies anfibolito (FIGURA 13). A isógrada da granada alcança somente o Grupo Estrondo. Isógradas mais elevadas são observadas ao longo dos anticlinórios: estauroлита nos Complexos Colméia e Ramal da Lontra; estauroлита e cianita na Formação Xambioá; e cianita, estauroлита e fibrolita no Lontra.

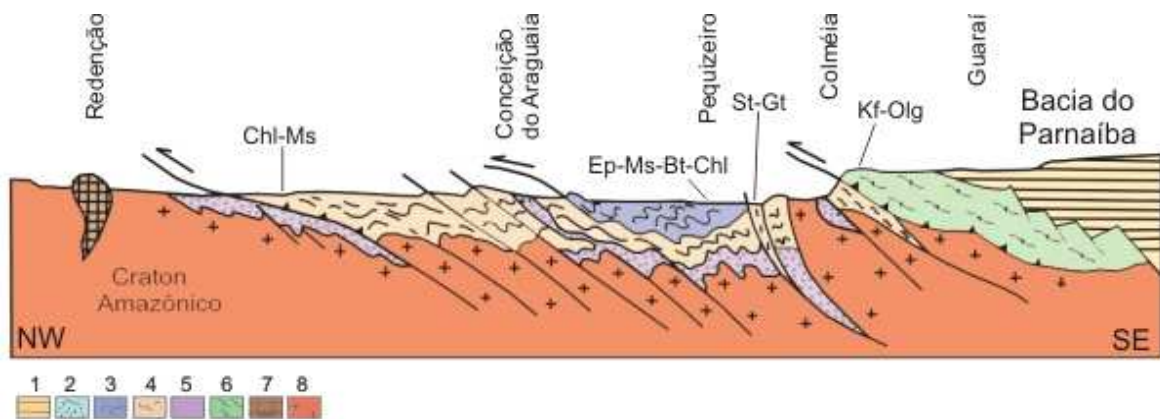


Figura 13 - Perfil esquemático da Faixa Araguaia, de Redenção à Guaraí. Observa-se também assembléias minerais metamórficas associadas aos litotipos do cinturão. Chl-Ms: Clorita-Muscovita; Ep-Ms-Bt-Chl: Epidoto-Muscovita-Biotita-Clorita; St-Grt: Estauroлита-Granada; Kf-Qz: Feldspato Potássico-Quartzo. 1) Cobertura fanerozoica; 2) Formação Couto Magalhães; 3) Formação Pequizeiro; 4) Formação Xambioá; 5) Formação Morro do Campo; 6) Formação Canto da Vazante; 7) Suíte Serra da Estrela; 8) Granito Redenção; 9) Embasamento arqueano e paleoproterozóico, extraído de Alvarenga *et al.* (2000).

De oeste para leste, as sequências pelíticas demonstram as seguintes paragêneses minerais: sericita-clorita, muscovita-clorita-epidoto, muscovita-biotita±clorita, muscovita-biotita-granada, biotita-muscovita-granada-estauroлита, biotita-granada-cianita, e finalmente, áreas restritas com fusão parcial gerando bolsões de quartzo-feldspato e pequenos corpos de granitos, conforme Alvarenga *et al.* (2000) (FIGURA 14).

A temperatura de aproximadamente 650°C pode ter sido atingida no pico do metamorfismo, assim como pressões de até 6 kbar. Alvarenga *et al.* (op. cit.)

sugerem uma inversão dos terrenos metamórficos, uma vez que as rochas de alto grau metamórfico recobrem as rochas de baixo grau. Isto é evidenciado a partir dos mergulhos das foliações, predominantemente para o leste, e o aumento do grau metamórfico de oeste para leste (Abreu *et al.* 1994).

O granito sin-tectônico Santa Luzia pode ser uma importante unidade para datação do evento metamórfico, pelo fato de ter-se alojado a cerca de 660 Ma, data provável do pico do metamorfismo. Pelo método K/Ar em biotita, muscovita e hornblenda de xistos e anfibolitos do Grupo Estrondo, as idades entre 560 e 520 Ma foram obtidas, registrando possíveis idades deste metamorfismo. Além disso, foram datadas micas de gnaisses do embasamento da faixa, obtendo idades K/Ar de cerca de 530 M.a., marcando o mesmo metamorfismo evidenciado no Grupo Estrondo (Alvarenga *et al.* 2000 e Macambira 1983). Os plútons granitóides paleoproterozóicos Gnaiss Cantão e Granito Serrote foram datados pelo método Rb-Sr fornecendo idades de 500-470 Ma e 536 Ma, respectivamente (Lafon *et al.* 1990, Souza e Moura 1995). Os dados relacionam o metamorfismo atuante na Faixa Araguaia com o evento termo-tectônico Brasileiro (Alvarenga *et al.* 2000).

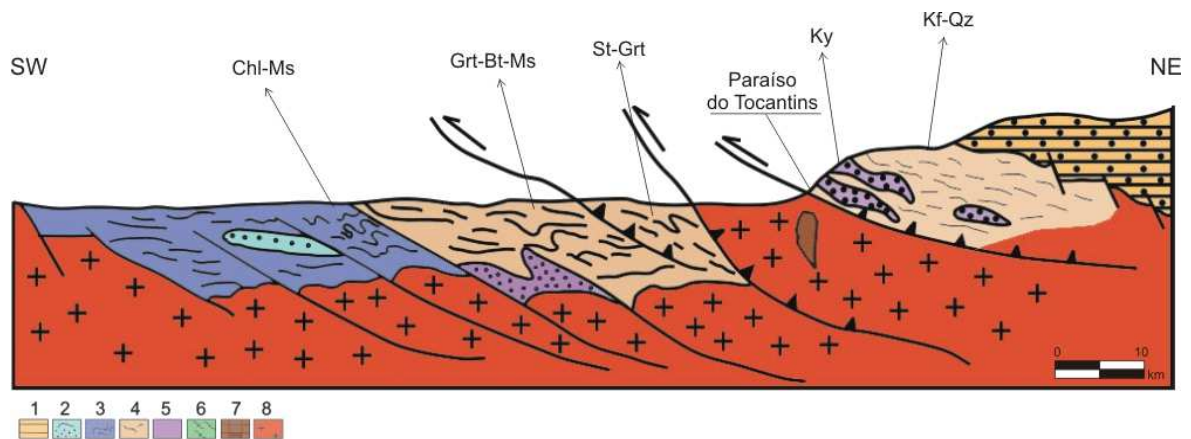


Figura 14 - Perfil esquemático da Faixa Araguaia com posicionamento das assembléias mineralógicas metamórficas. Chl-Ms: Clorita-Muscovita; Grt-Bt-Ms: Granada-biotita-muscovita; St-Grt: Estaurolita-Granada; Ky:Cianita; Kf-Qz: Feldspato Potássico-Quartzo. 1) Cobertura fanerozoica; 2) Formação Couto Magalhães; 3) Formação Pequizeiro; 4) Formação Xambioá; 5) Formação Morro do Campo; 6) Formação Canto da Vazante; 7) Suíte Serra da Estrela; 8) Embasamento arqueano e paleoproterozóico. (Alvarenga *et al.* 2000).

3.6. CONTEXTO ESTRUTURAL DA FAIXA ARAGUAIA

A evolução deformacional da Faixa Araguaia é entendida no contexto do modelo distensão-compressão litosférica, com deformação de abrangência regional. Assim, tanto rochas neoproterozóicas como arqueanas, sofreram interferências deformacionais conjuntas (Souza 2001).

As principais estruturas encontradas nas rochas da Faixa são as foliações metamórficas, sob as formas de xistosidade, foliação milonítica ou foliação de transposição. Em alguns locais, observa-se esta foliação (S1) paralelizada ao S0. Dependendo da reologia e composição das rochas, a S1 encontra-se dobrada, provavelmente em função da evolução do estágio de deformação gerador de uma S2 (Souza 2001). O mesmo autor ainda destaca três domínios estruturais principais, com base nos elementos arquiteturais e as orientações estruturais encontradas na folha SB.22-Z-B (Xambioá):

Domínio N-S: Zonas de cisalhamento contracional, interpretados como rampas frontais com mergulho para leste. Possuem foliação com alta penetratividade, são relacionadas aos lineamentos aerogravimétricos e marcam os limites entre as unidades estratigráficas maiores, além de estarem relacionadas com zonas de inversão do metamorfismo, como mostra a FIGURA 15.

Domínio NW-SE: refere-se às zonas de cisalhamento transcorrentes. As foliações ocorrem orientadas ao *trend* NW-SE. Destacam-se as estruturas de Xambioá e Lontra, nas quais os mergulhos das foliações variam entre alto e subvertical. Observa-se também lineamento de estiramento mineral com caimento suave e direção para SE.

Domínio das Estruturas Dômicas: São as estruturas observadas na região do Lontra, Andorinhas-Martírios e Xambioá. Compreendem megadobramentos do acamamento e/ou foliação, visíveis em quartzitos da Formação Morro do Campo, conforme FIGURA 16.

No embasamento da Faixa Araguaia é possível observar dobras nos gnaisses com diferentes estágios deformacionais (Costa 1980). As mais antigas são de pequeno porte, intrafoliares e apresentam lineação mineral e foliação de plano axial

paralelo aos eixos das dobras. Estas características indicam metamorfismo e dobramento síncronos. A direção principal destas dobras é E-W, comumente recumbentes e desenvolvidas num bandamento composicional pretérito. Dobras secundárias ocorrem coaxiais às primeiras, com eixo N-S, e que se correlacionam com as dobras existentes no Grupo Estrondo, porém, mais antigas que a formação dos anticlinórios (Costa op. cit).

Os domos eram antigamente interpretados como diapirismo granítico, conforme Hasui *et al.* (1984), mas agora são relacionados a falhas de cavalgamento envolvendo rochas do embasamento e seqüências supracrustais (Abreu *et al.* 1994).

No Grupo Tucuruí são observados ondulações, cavalgamentos, falhas normais e reversas e um aumento significativo da deformação da base para o topo. Estas estruturas provavelmente foram induzidas pela falha de Tucuruí. Há registro de cavalgamento do Grupo Tocantins por sobre metagrauvas, sendo a deformação responsável por mineralização local de epidoto e clorita, ressaltada tanto nos litotipos do Caraipe como nos do Morrote (Herz *et al.* 1989).

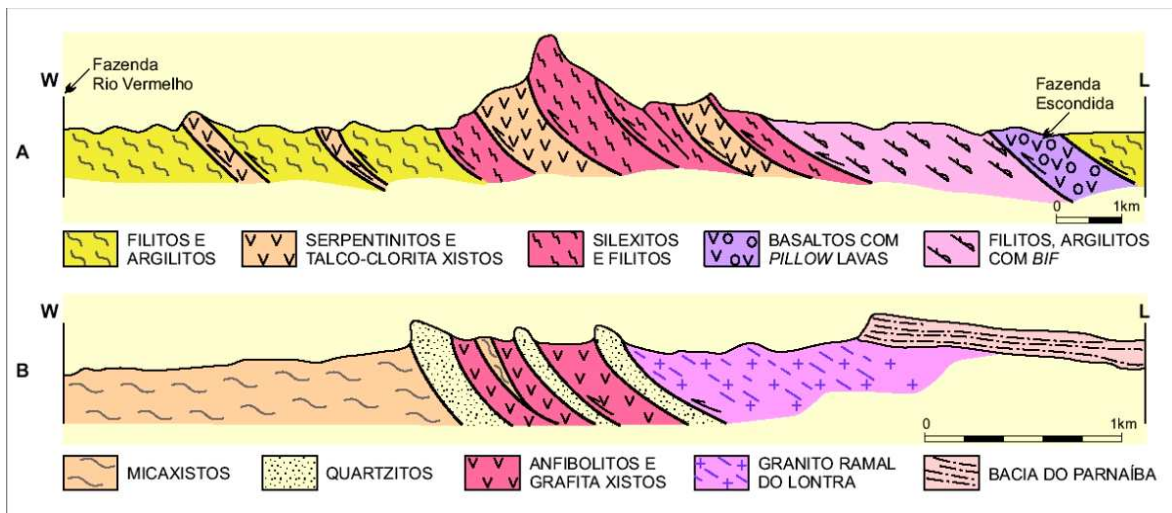


Figura 15 - Perfil esquemático na Faixa Araguaia que resalta as zonas de cisalhamento contraccional, que podem ser interpretadas como zonas de movimentações de massas ou zonas de descolamentos, extraído de Figueiredo (2001).

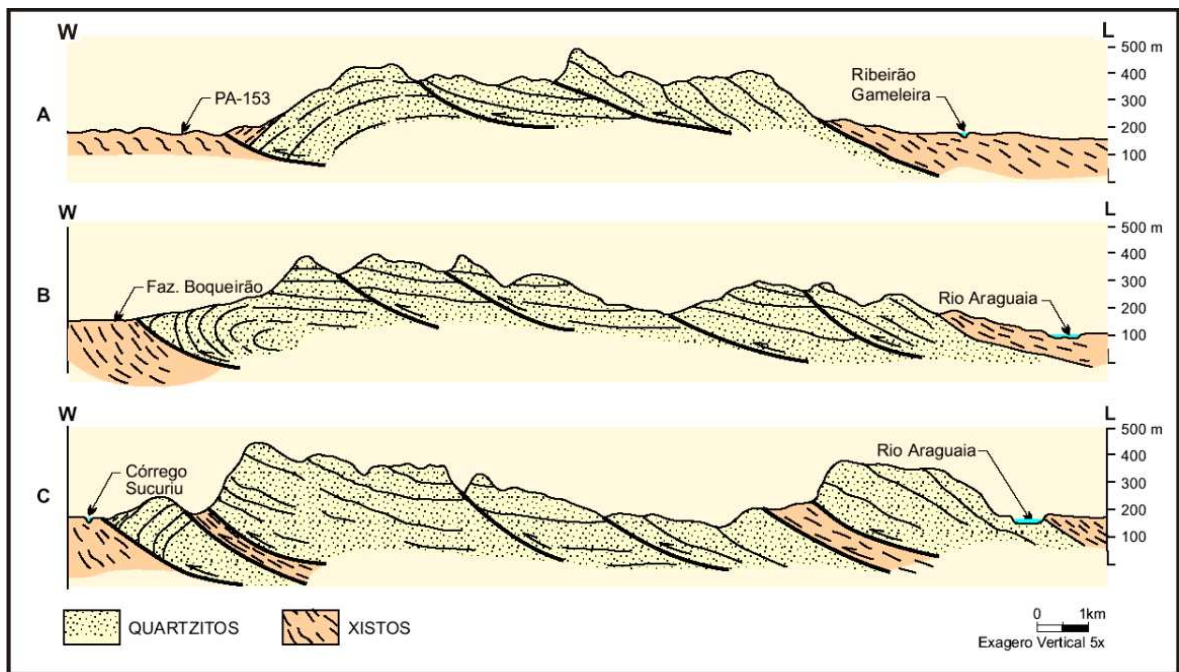


Figura 16 - Perfil esquemático da Serra Andorinhas-Martírios. Interpretado como *nappe* de eixo frontal embainhado, extraído de Figueiredo (2001).

O arcabouço estrutural dos metassedimentos da Faixa Araguaia é um reflexo da estruturação da Província Tocantins como um todo. Em resumo, trata-se de marcante sistema de cavalgamento regional, neste caso com vergência na direção do Cráton Amazônico. Há também sistemas de falhas transcorrentes, estruturados durante a inversão dessa bacia marginal durante a orogênese brasileira (Strieder & Suita 1999).

Para Souza & Moreton (1995) a evolução tectono-estrutural da faixa teve início a partir de empurrões com componente oblíquo sinistral e vergência para NW. Estas estruturas marcam limites entre as unidades litotectônicas, as quais são seccionadas por zonas de cisalhamento de direção NW-SE. Souza (2001) acredita que esta primeira fase deformacional seria a geradora dos processos de inversões estratigráficas, transposição no quadro de isógradas e propagação de rampas laterais. A segunda geração de estruturas é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes, dúctil-rúpteis caracterizadas como falhas de movimentação dextrógira. Hasui & Costa (1990) acreditam que estas estruturas tenham sido geradas a partir da intensificação dos empurrões e de desenvolvimentos de rampas laterais. Para Souza

(2001), esta fase deformacional gerou dobramentos aos planos de foliação e de deslocamento. Seria também responsável por megadobramentos regionais, expressos pelas estruturas Xambioá, Lontras e Andorinhas-Martírios.

Delgado *et al.* (2003) citam Schobbenhaus (1975), o qual descreveu um sistema de falhas transcorrentes subverticais dextrais, de direção geral N30°E, denominado como Lineamento Transbrasiliano.

Em todas as unidades pré-cambrianas observa-se compartimentação rúptil, mediante falhas de direções NS, NW-SE e NE-SW. Possivelmente foram reativadas durante a sedimentação paleo-mesozóica da Bacia do Parnaíba. A estruturação NS propiciou o desenvolvimento de *horsts* e *grábens*, tanto na Bacia do Parnaíba como na Faixa Araguaia, exemplificado pelo Gráben do Muricizal.

Abreu *et al.* (1978) nomearam algumas das principais feições encontradas na Faixa Araguaia, conforme ilustrado na FIGURA 17. Nota-se um marcante prolongamento da Falha Carajás para dentro da faixa, com direção principal para N45W, aproximadamente. O Lineamento Iriri-Martírios possui cerca de 650 km de extensão e pode ser qualificado como uma zona de cisalhamento transcorrente com cinemática sinistral. Já a falha de empurrão Tucuruí evidencia um carreamento do Grupo Tocantins sobre o Cráton Amazônico.

Figueiredo (2001) ressalta a importância da Falha Aragominas, alinhamento de direção N-S, situado na base da Serra das Cordilheiras. Esta estrutura é interpretada como resultante de uma tectônica tangencial de baixo ângulo, com vergência de sul para norte. Esta deformação fez com que rochas da Formação Xambioá cavalgassem sobre elas mesmas, o que gerou uma zona de cisalhamento transcorrente associado a empurrão (ou cavalgamento).

Herz *et al.* (1989) atribuem grande importância ao que denominaram Geosutura Araguaia-Tocantins (GAT). Trata-se de um lineamento que corresponde a uma brusca mudança nas direções estruturais vindas do oeste do Cráton Amazônico, com direções principais para E-W, WNW-ESE, e que mudam bruscamente na GAT, com direção N-S.

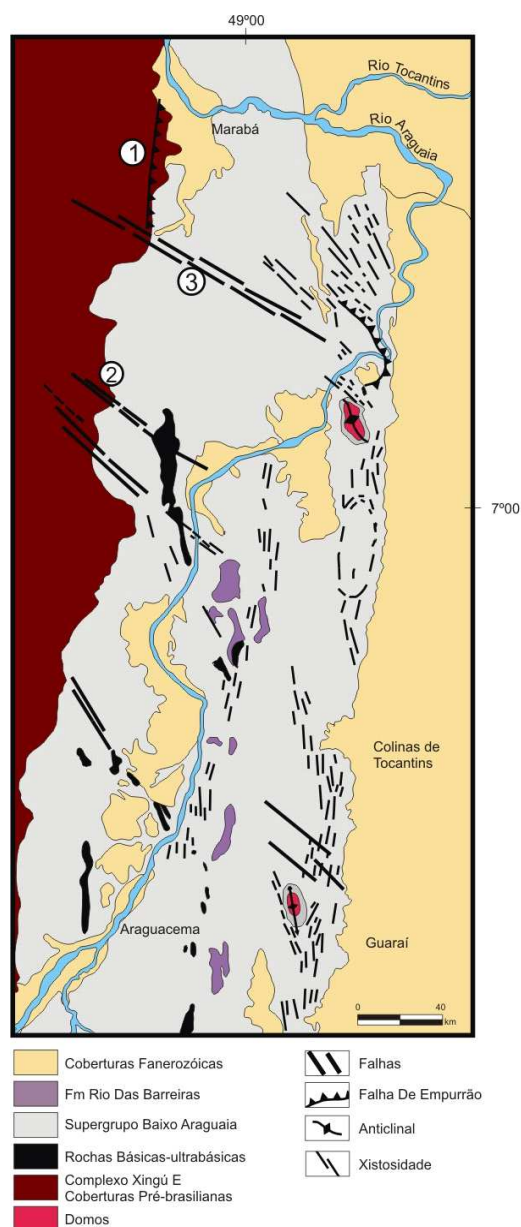


Figura 17 - Mapa geológico da porção setentrional da Faixa Araguaia, extraído de Abreu *et al.* (1976). Em destaque, com a cor preta, lineamentos e falhas de empurrão. Três estruturas foram nomeadas em função de sua importância: 1) Falha do Tucuruí; 2) Falha de Carajás; 3) Lineamento de Iri-Martírios (Abreu *et al.* 1976).

Dados geológicos indicam que esta repentina mudança de estilo estrutural é contínua por cerca de 1000 Km. A GAT é interpretada por Almeida (1974) como um grupo de falhas verticais que podem se prolongar até a base da crosta, ou até mesmo ao manto superior. Os corpos máficos-ultramáficos e as anomalias aeromagnéticas são algumas das evidências do expressivo magmatismo, o qual teria

ascendido a partir das descontinuidades crustais observadas (Abreu 1978). Embora reativadas em eventos posteriores, tanto as rochas máficas–ultramáficas como a GAT podem ser atribuídas ao Paleoproterozóico ou com idades até mais antigas.

Alvarenga *et al.* (2000) salientam que a direção aproximadamente N–S é evidente não somente pela disposição das unidades litológicas, mas também pela pervasiva orientação das foliações com direções NNW-SSE e NNE-SSW, impressas tanto nas rochas supracrustais como em seu embasamento. Há casos de variações das tendências das foliações, como: a) adjacente aos domos, onde há tendência de a foliação seguir a configuração estrutural dos mesmos; b) próximo às zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis/dúcteis que cruzam a faixa; c) no entorno da zona do lineamento transcorrente Transbrasiliano. As falhas de empurrões N-S principais indicam encurtamento crustal para oeste.

Diques de diabásio brasileiros e jurássicos são orientados N-S e NNW-SSE, além de outras direções, e podem ser bons indicadores do controle de elementos estruturais mais antigos Herz *et al.* (1989).

3.7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA ARAGUAIA

A Faixa Araguaia atuou como uma zona de intermitente instabilidade para o leste do Cráton Amazônico. Seu desenvolvimento pode ter iniciado após o Ciclo Jequié, com posterior atividade no Mesoproterozóico, conforme Tabela 02.

A evolução do Cinturão Araguaia remonta ao início do Neoproterozóico, a partir de um *rift* que se abriu no embasamento e teve seus estágios iniciais marcados pela intrusão de magma alcalino. A bacia que então se formou acolheu sedimentos essencialmente siliciclásticos, os quais deram origem ao Supergrupo Baixo Araguaia (Alvarenga *et al* 2000).

Durante a fase de inversão tectônica, as unidades foram intensamente deformadas e metamorfisadas. As mais altas taxas de deformação e as mais severas condições de metamorfismo, que alcançou a fácies anfíbolito médio, estão registradas no setor oriental do cinturão. Nesta região também ocorreu anatexia crustal, o que possibilitou a geração de magma granítico entre 680 e 620 Ma.

Próximo do contato com o Cráton Amazônico, as rochas estão apenas anquimetamorfizadas ou não metamorfizadas (Alvarenga *et al* 2000).

Tabela 02 - resumo dos eventos e processos ocorridos na Faixa Araguaia, conforme Almeida & Hasui (1984).

Idade		Eventos	Processos
Proterozóico	J-K		Intrusão de diques básicos
	Pré-Siluriano	Brasiliano	Deposição da Formação Rio das Barreiras e dos sedimentos dos vales dos rios Moju e Capim. Intrusões de diques básicos e de granitos. Reativação de descontinuidades NW pré-existentes no embasamento, deflexão de estruturas, dobramentos suaves, desenvolvimento das braquianticlinais na área do Supergrupo baixo Araguaia. Deslocamentos na área do Lineamento Transbrasiliano. Reaquecimento regional.
	Superior		
	Médio	Uruquano	Provável intrusão de diques básicos e intermediários. Deposição da Formação Monte do Carmo. Formação do Lineamento Transbrasiliano.
			Metamorfismo regional. Dobramentos no Supergrupo Baixo Araguaia: primeira etapa, com vergência para o oeste, sin-metamorfismo; Segunda etapa, afetando também o embasamento e acompanhada de blastese; crenulação final, também com alguma blastese. Reaquecimento regional.
			Constituição do Supergrupo Baixo Araguaia, acompanhada de manifestações máfico-ultramáficas.
Inferior	Transamazônico	Deposição da Formação Tucuruí como cobertura plataformal.	
Arqueano	Jequié	Recristalizações em condições de fácies anfíbolito e xisto-verde, migmatização, formação de granitos e deformação. No complexo Colméia: primeira etapa de dobramento sin-metamorfismo, com vergência para N; Segunda etapa, com eixos também E-W; migmatização acompanhando esta evolução. Retrabalhamento de parte do Cinturão Médio Tocantins e intrusão do Granitóide Matança.	
		Formação de terrenos graníticos-gnáissicos, com metabasitos e metassedimentos associados, compondo os complexos Goiano, Xingu e Colméia, bem como dos terrenos granulíticos do Cinturão Médio Tocantins.	

Os esforços compressionais promoveram o transporte de massa rochosa para NW, de encontro ao cráton, fazendo com que unidades litoestratigráficas mais antigas do cinturão (Grupo Estrondo) se sobrepussem às rochas do Grupo Tocantins, ou mesmo que rochas do embasamento fossem alçadas e projetadas sobre unidades do Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978). Similarmente, esses esforços tectônicos podem ter sido responsáveis pelas colocações de prováveis lascas de crosta oceânica, hoje expostas em vários locais na faixa (Kotschoubey *et al.* 2005).

Mais tarde ocorreram os alojamentos dos granitos Matança (560 Ma), que foi afetado por falhas transcorrentes do Lineamento Transbrasiliano, Ramal do Lontra (550 Ma) e outros corpos menores. O evento termo-tectônico Brasileiro está também registrado nas rochas do embasamento, conforme indicam as idades K-Ar de cerca de 530 Ma obtidas em micas de gnaisses Arqueanos e idades Rb-Sr de 500-470 Ma

obtidas por Macambira (1983), citado por Alvarenga *et al.* (2000). Ocorre efeito do Ciclo Brasileiro também em minerais do Gnaiss Cantão datados por Lafon *et al.* (1990) e datações do Granito Serrote por Sousa & Moura (1995).

Esta estruturação complexa indica o posicionamento crustal no desenvolvimento estrutural destas rochas, que foram imbricadas através de esforços compressoriais que deixaram lado a lado terrenos de embasamento e rochas supracrustais (Fuck *et al.* 1993). A FIGURA 18 contextualiza a evolução da Faixa Araguaia sob a ótica de Almeida & Hasui (1984).

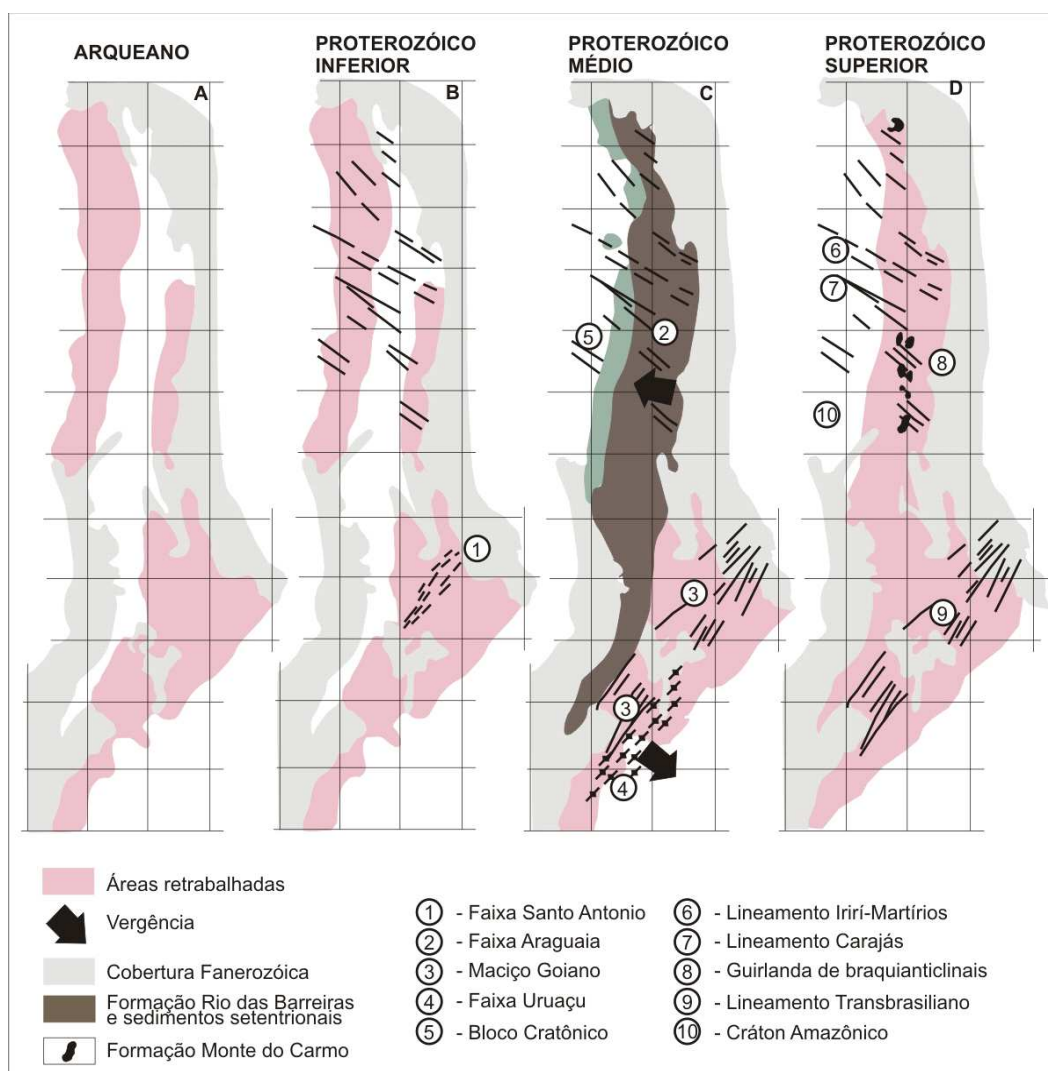


Figura 18 - Modelo esquemático da evolução do setor setentrional da Província Tocantins, extraído de Almeida & Hasui (1984).

4. DADOS DE CAMPO

4.1. UNIDADES DE MAPEAMENTO

Os estudos de campo revelaram a presença de unidades pré-cambrianas de diferentes naturezas, colocadas lado a lado em um contexto geológico-estrutural caracterizado pela sobreposição de diferentes eventos tectônicos. Os diferentes litotipos foram agrupados em sequências, caracterizadas por semelhanças composicionais, texturais e estruturais, estabelecendo assim as unidades de mapeamento. Estas unidades não possuem qualquer conotação estratigráfica devido à possibilidade de representarem terrenos alóctones pela ação de zonas de cisalhamento. Ainda assim, estas rochas apresentam diferenças sensíveis quanto à composição e grau metamórfico, com empilhamento original bastante modificado e registros de estruturas primárias inexistentes ou inconclusivos, devido a superposição de eventos. Além das unidades pré-cambrianas, foram descritas rochas da Bacia do Parnaíba, representadas principalmente pela Formação Pimenteiras (Grupo Canindé), as quais serão somente utilizadas como marcadores deformacionais com o objetivo de correlacionar dados rúpteis recentes com dados rúpteis a rúpteis-dúcteis do pré-cambriano da região. Foram ainda descritos siltitos e conglomerados oligomíticos mais recentes.

As rochas pré-cambrianas da Faixa Araguaia são representadas por metassedimentos de composição ora mais pelítica (mica filitos e mica xistos), ora mais psamítica (quartzo filitos, ardósias e quartzo xistos), gnaisses orto e paraderivados, rochas ultramáficas e básicas deformadas, quartzitos ferruginosos e granitos deformados. Estas unidades apresentam padrão estrutural caracterizado por diferentes estilos de dobras, zonas de cavalgamentos e de cisalhamentos transcorrentes, função da sobreposição de eventos. A seguir, serão descritas as sequências (unidades de mapeamento) encontradas ao longo da área de estudo.

4.2. MONZOGRANITOS A TONALITOS BANDADOS

Os granitos deformados ocorrem na forma de blocos (figura 19A), no extremo oeste da área de estudo, ao longo da rodovia TO-336. São observados monzogranitos, leucocráticos, cinza claros, com estruturas variadas de isótipos a levemente foliados, por vezes com bandamentos finos (figura 19 B). São compostos basicamente por plagioclásio, K feldspato, quartzo, anfibólio, titanita, magnetita e traços de biotita.

É comum a presença de bandas com composição tonalítica e com importantes variações na proporção de minerais máficos / félsicos. Diques pegmatíticos de composição quartzo-feldspática são comuns, muitas vezes concordantes com o bandamento principal. Veios de quartzo e epidoto, com contatos bem definidos ocorrem cortando a estruturação principal da rocha (Figura 19 C). São observados enclaves microgranulares máficas, com forma elíptica (com até 6 cm de diâmetro em seu eixo maior) e limites difusos e irregulares (serrilhados) (figura 19 D).



Figura 19 - Tonalitos a monzogranitos ao longo da rodovia TO-336: (A) Forma de ocorrência em blocos, (B) tonalito com bandamento fino e veios de quartzo que cortam a foliação, (C) enclave microgranular máfico em tonalito e (D) veio com preenchimento de quartzo e epidoto (verde claro). Afloramentos TG-94, 95 e 96.

4.3. GRANITO RAPAIVI

O granito rapakivi ocorre ao longo da rodovia TO-336, nas imediações do município de Redenção - PA. São classificados como sienogranitos róseos, por vezes acinzentados, compostos basicamente por fenocristais de K-feldspato (até 7,5 cm) e matriz de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, anfibólio e biotita.

A textura principal é do tipo rapakivi e, subordinadamente, anti-rapakivi (figura 20 A) e secundariamente ocorre textura glomeroporfírica. Outras feições características são: quartzo com seção hexagonal euédrica a arredondada, cinza escuro (figura 20 B); enclaves microgranulares máficos (figura 20 C); feldspatos manteados por máficos (figura 20 D); e textura do tipo schlieren.

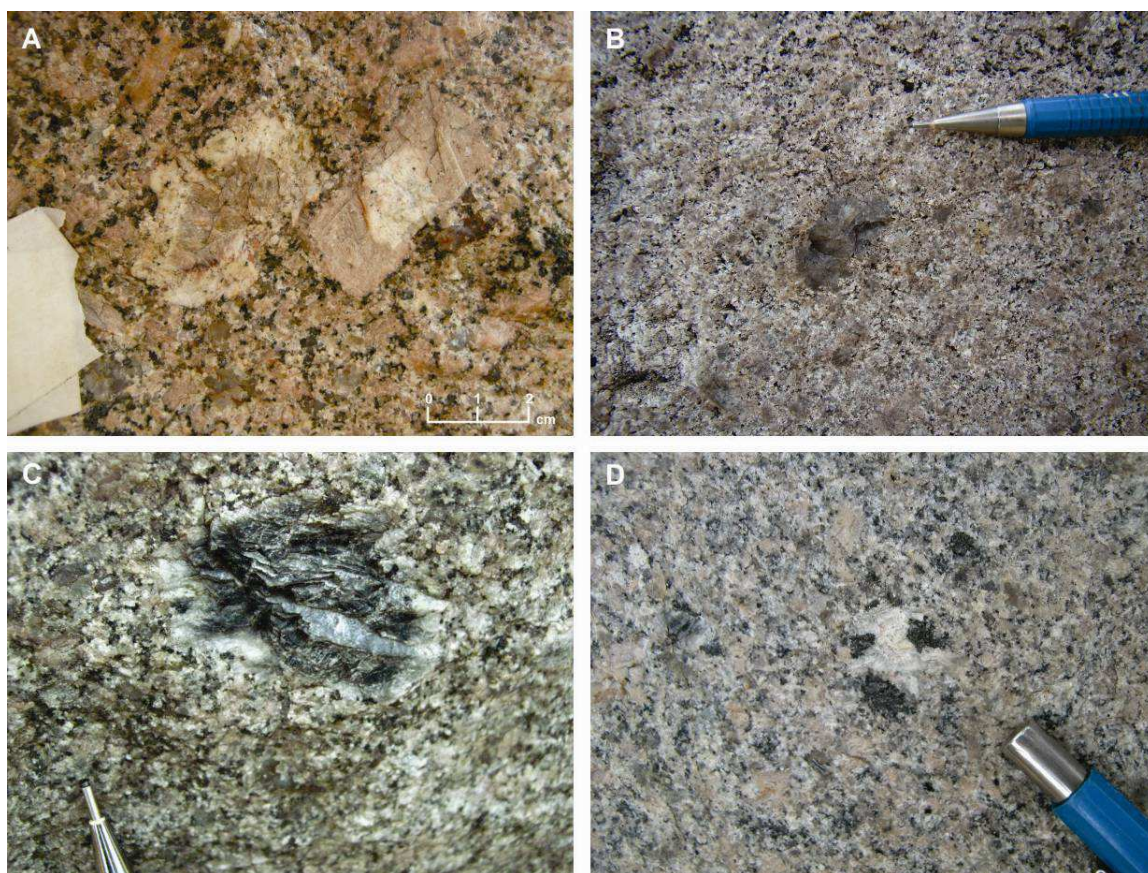


Figura 20 - Feições do granito Rapakivi: (A) texturas do tipo rapakivi e anti-rapakivi, (B) quartzo hexagonal euédrico a arredondado com diâmetro de até 1,5 cm, (C) enclaves microgranulares máficos e (D) Feldspato manteado por máficos. Afloramentos TG-96 e 97.

4.4. SEQUÊNCIA DE ORTOGNAISSES

A seqüência de ortognaisses ocorre principalmente em afloramentos ao longo da rodovia TO-164, entre os municípios de Colméia e Itaporã (Transecta de Colméia). Há também ocorrências da unidade na rodovia TO-336, entre os municípios de Pequizeiro e Guaraí. Esta unidade é representada por rochas frequentemente intemperizadas.

Na seqüência predominam ortognaisses com bandamento composicional fino, contínuo, retilíneo a ondulado, com espessura milimétrica (até 5mm). Intercalam-se bandas melanocráticas (com biotita e anfibólio) e bandas leucocráticas (quartzo feldspáticas), conforme figura 23.

Há zonas de cisalhamento com graus de milonitização variados e formação de milonitos, ultramilonitos e filonitos. Os filonitos são verde claro, com foliação anastomosada marcante e muitas feições de cisalhamento com pares SC (figura 21). São constituídos por tremolita de granulação muito grossa, turmalina grossa, associado a hidrobiotita, clorita e talco (figura 22). Ao longo da seqüência milonitizada são comuns *pods* de granitos (pouca ou nenhuma deformação). Os pods possuem diâmetros variando de 4 a 20 cm (figura 24).



Figura 21 - Filonito verde claro, dado pela presença de tremolita, apresentando foliação SC bem desenvolvida. Afloramento TG – 107.

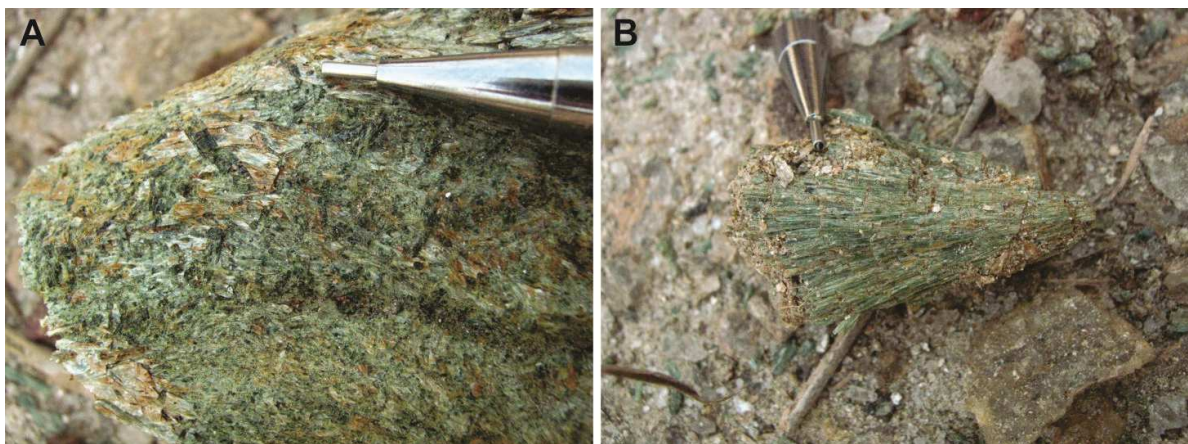


Figura 22 - (A) detalhe dos filonitos com turmalina e tremolita e (B) detalhe da tremolita bem desenvolvida, com granulação muito grossa.

Uma grande quantidade de veios de quartzo ocorrem tanto concordantes à foliação milonítica como discordantes. Os veios chegam a espessuras de até 70 cm e texturas variadas, como quartzo leitoso, hialino ou fumê, recristalizados, foliados ou lineados. Nos veios também são observados sulfetos, principalmente pirita e calcopirita. Nestas porções os veios adquirem tonalidades marrom avermelhadas, indicando oxidação e recristalização.

No contato entre esta seqüência e metassedimentos da Faixa Araguaia, (afloramento TG-125), tem-se novamente filonitos vermelhos, compostos por muscovita, quartzo e granada. Os grãos de granada possuem feições de rotação.



Figura 23 - Ortognaisse descrito ao longo da Rodovia TO-164 (TG-108).

No afloramento TG-124 observa-se um corpo de granito a duas micas, com contato brusco com os filonitos e milonitos. Trata-se de um leucogranito heterogranular, de granulação média a grossa e foliação pronunciada pela orientação principal de muscovita (figura 25). É composto por quartzo, K-feldspato, muscovita, biotita, granada e turmalina.

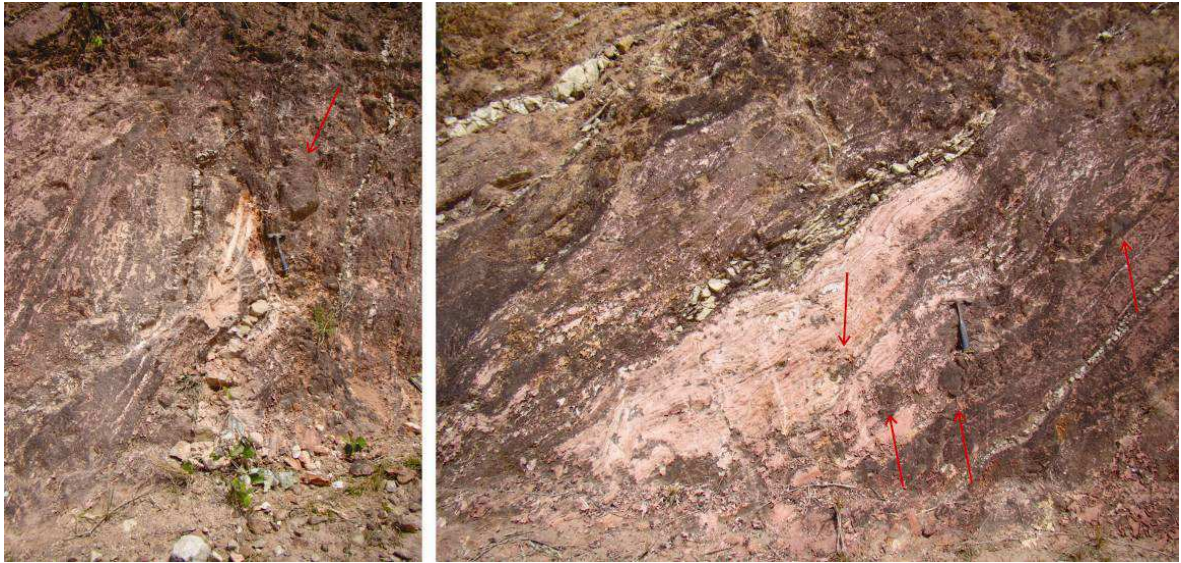


Figura 24 - Filonitos com pods graníticos, medindo cerca de 4 a 20 cm de diâmetro, brancos, de granulação grossa e indicados na figura pelas setas vermelhas. Os pods são ressaltados por serem mais resistentes que a rocha encaixante. Notar a quantidade de veios de quartzo, de espessuras variadas e dispostos de modo concordante e discordantes à foliação principal. (TG-108).



Figura 25 - Leucogranito foliado de granulação grossa, composto por muscovita, quartzo, K-feldspato e granada, afloramento TG-124.

4.5. SEQUÊNCIA DE BIOTITA GNAISSES

A sequência de biotita gnaisses aflora no trecho entre os municípios de Colméia e Guaraí (TO-336) e no trecho entre os municípios de Pequizeiro e Itaporã (TO- 239). A unidade é observada em cortes de estrada, blocos, matacões e lajes. Os afloramentos chave desta unidade situam-se na rodovia TO-239, na forma de lajes em áreas rurais particulares (figura 26) e na frente de lavra da pedreira SPA, TG-40, (figura 27).

A unidade é caracterizada por rochas gnáissicas com intercalações de níveis félsicos cinza claros a esverdeados, centimétricos, e níveis máficos cinza escuros, com espessuras que variam de milímetros a decímetros, sempre inferiores aos níveis leucocráticos. No geral, ambas as bandas não atingem espessuras superiores a 5 centímetros (figura 28). Além da diferença de cor, o bandamento é definido por importantes diferenças na composição e textura.

Os níveis félsicos são compostos por quartzo e feldspatos verdes e róseos, em diferentes proporções, com textura granolepidoblástica de granulação fina a média. Ocorrem traços de biotita e muscovita, disseminados ou em agregados orientados. Os níveis máficos são predominantemente compostos por biotita com granulação fina a média.

O bandamento gnáissico é afetado por uma foliação milonítica, caracterizada por *ribbons* de quartzo, sigmóides de quartzo e feldspato e, principalmente, bandas de cisalhamento tipo S-C. Na foliação milonítica foram observados cristais de granada com granulação fina com sombras de pressão assimétricas. Localmente são observados níveis granatíferos e à magnetita, ambos de granulação grossa (figura 29). Os grãos de granada mostram, por via de regra, sombras de pressão assimétricas e definem a foliação milonítica.



Figura 26 - (A) e (B) Biotita Gnaiss em lajes ao longo da rodovia TO-239. (C) detalhe do bandamento gnáissico fino desta unidade, afloramento TG-132.



Figura 27 - Fotografia da frente de lavra na Pedreira Spa, nas proximidades do município de Colméia (TO). Biotita gnaiss intensamente milonitizado com diques e bolsões pegmatíticos associados (canto direito da pedraira). TG-40.



Figura 28 - bandamento composicional característico em biotita gnaiss. (A) TG-20; (B) PB-30; e (C) TG-37.



Figura 29 - Níveis granatíferos à magnetita, marcando foliação mionítica em biotita gnaiss (TG-130)

No afloramento da pedreira SPA TG-40 e em alguns blocos ao longo da rodovia TO-239, encontram-se corpos pegmatíticos do tipo complexo, ou zonado. Podem ocorrer como bolsões, cavidades irregulares ou como diques. Os diques pegmatíticos estão tanto concordantes com a foliação principal, inclusive acompanhando dobras de mesoescala, como ocorrem discordantes às foliações e aos veios de quartzo (figura 30). No pegmatito maior, tipo bolsão, a zonação mineralógica e granulométrica ocorre das bordas para o centro: nas bordas, a granulação é muito fina composta por níveis de caulim e/ou pirita maciços; segue níveis de calcita, fluorita, pirita e apofilita, todos minerais euédricos e centimétricos; na parte central ocorrem grãos superiores a 6 cm de magnetita (figura 31), quartzo, muscovita e feldspato. Associado aos pegmatitos, ocorre uma rocha monominerálica à base de biotita, classificada como biotitito (Figura 32).

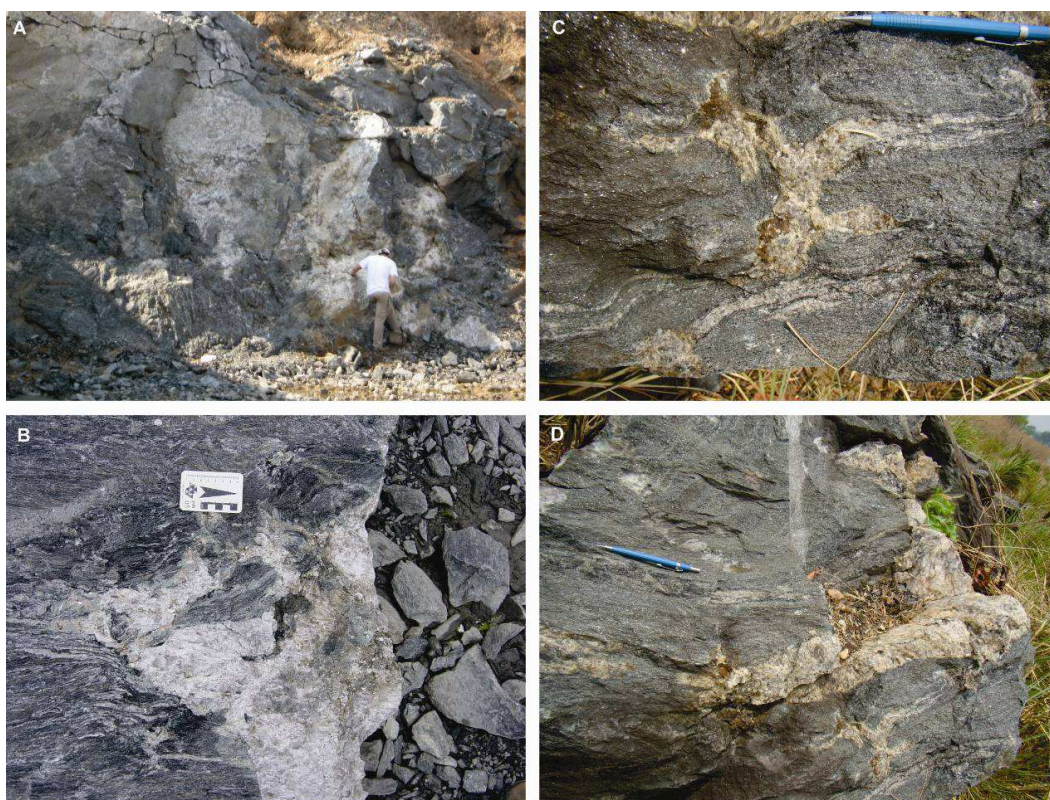


Figura 30 - Mosaico com diferentes feições dos corpos pegmatíticos na pedreira SPA. (A) Bolsão maior, em branco, (B) Detalhe de um bolsão menor com limites bem definidos com a encaixante; (C) e (D) detalhe de outros corpos de pegmatitos observados em blocos na rodovia TO-239. São diques e bolsões que afetam o bandamento gnáissico, compostos por quartzo recristalizado escurecido e *boxworks* de sulfetos. Afloramentos TG-40 e TG-134.



Figura 31 - Porção central do pegmatito tipo bolsão na pedreira SPA, Colméia (TO). A magnetita ocorre com tamanho superior a 6cm (prateada na parte central) e hábito hexagonal tabular. Ocorre associada a quartzo, muscovita e apofilita (rosada na parte inferior central e a direita). TG-40.



Figura 32 - Níveis de biotitito fino, associado aos pegmatitos, Pedreira SPA, Colméia (TO).

4.6. SEQUÊNCIA METAMÁFICA E METAULTRAMÁFICA

Na transecta de Colinas, nas proximidades do município de Arapoema, afloram rochas máficas e ultramáficas metamorizadas, ao longo da rodovia TO-230, na forma tanto de saprólitos e litotipos intemperizados de coloração avermelhada e amarelada como em blocos de rocha sã de cor cinza escura e cinza esverdeada (figura 33). Quando alterados, é possível observar um bandamento gnáissico pronunciado, com níveis de argilominerais brancos, vermelhos e amarelados. O bandamento é anastomosado a ondulado, por vezes descontínuo e localmente redobrado. Esta seqüência é composta por rochas peridotíticas, gabróicas e basálticas, em uma associação à seqüência ofiolítica. Seus melhores afloramentos estão localizados entre os pontos CO-58 e CO-63, em um trecho com aproximadamente 5 km onde ocorrem intercalações de rochas máficas e ultramáficas com metassedimentos.



Figura 33 - Aspecto dos afloramentos dos litotipos da Sequência Máfica – Ultramáfica metamorizada (metadunitos do ponto TO-59).

Os tectonitos ultramáficos observados nas proximidades de Arapoema apresentam intensa alteração intempérica, contudo preservam ainda a textura original da rocha, onde o bandamento é marcado pela alternância de bandas compostas por argilominerais e bandas enriquecidas em talco e serpentina. (figura 34 A). O alto grau de alteração intempérica mascara substancialmente as feições estruturais e texturas indicativas dos mecanismos de deformação. No ponto CO-63 as rochas metaultramáficas apresentam-se relativamente bem preservadas, sendo possível reconhecer uma foliação bem desenvolvida. Em alguns níveis ocorre mica, sendo possível reconhecer bandas de par S-C e sigmóides que sugerem caráter milonítico para foliação. Na zona de contato entre as rochas metaultramáficas e os metassedimentos há biotita com dimensões próximas a 3 cm.

As rochas peridotíticas, gabróicas e basálticas afloram como blocos de várias formas e dimensões, a exemplo do ponto CO-60. Ocorrem dunitos com textura hipidiomórfica, granulação média a grossa, com cristais de olivina com 0,5 cm, e ortopiroxênio com até 0,2 cm. Também são observados gabros com textura hipidiomórfica ofítica e granulação média, por vezes ocorrendo cumulados bandados de piroxênio. Estas rochas apresentam alteração hidrotermal / metamórfica, com formação de talco, serpentina, epidoto, biotita e clorita (figura 34 C). Em algumas porções ocorrem cristais supercrescidos de serpentina, em agregados fibrosos que podem chegar até 20 cm de comprimento.

As rochas basálticas apresentam textura fina a muito fina e são cinzas a esverdeadas. Foram observadas concentrações de vesículas e amígdalas (Figura 34 D), com dimensões milimétricas, podendo atingir até 2 cm, formas ovaladas. As amígdalas possuem preenchimento de material argiloso de cor branca. Os basaltos mostram igualmente estruturas circulares do tipo almofadas (figura 34 B), com diâmetro de aproximadamente 1 metro.

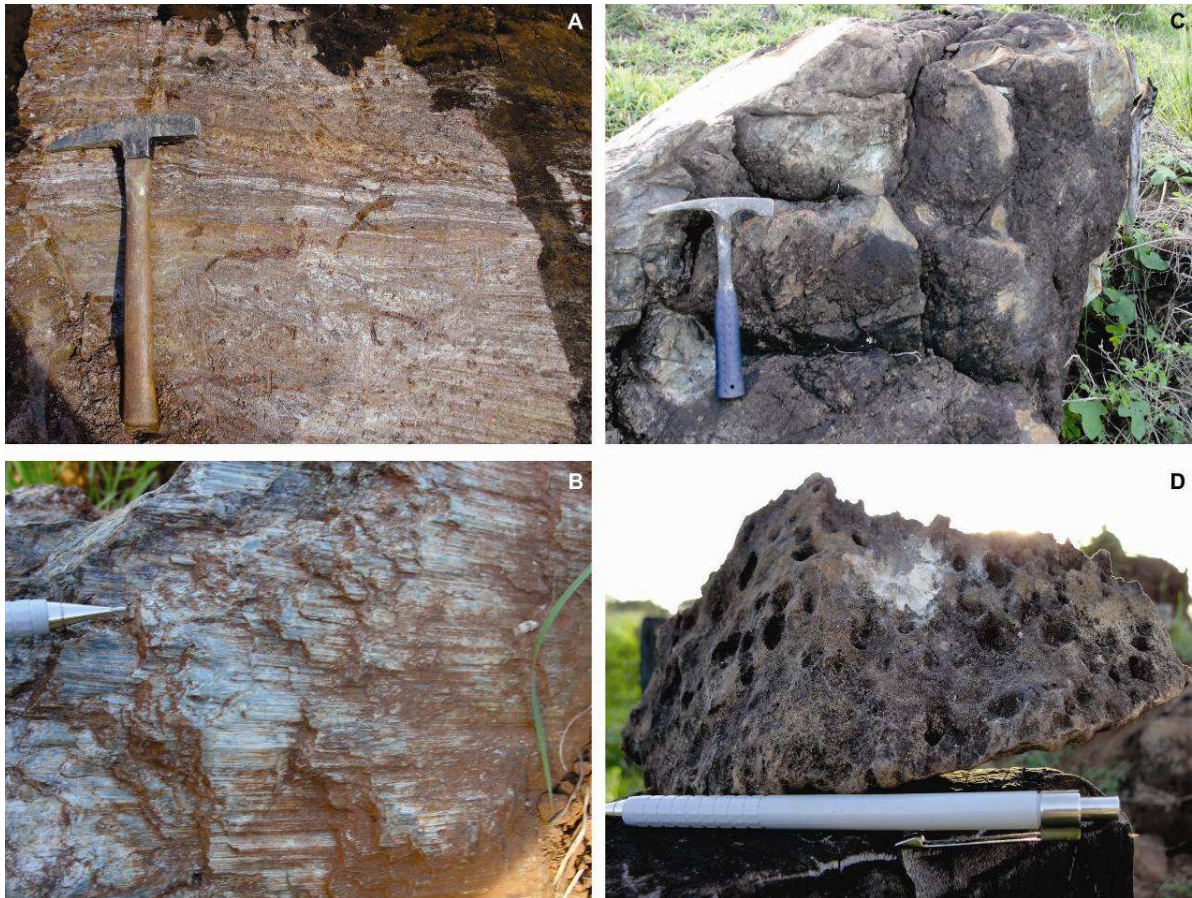


Figura 34 - Aspectos macroscópicos dos litotipos da Sequência Máfica – Ultramáfica metamorfoisada: (A) bandamento gnáissico marcado por argilominerais; (B) porções serpentinizadas evidenciando a lineação de estiramento pronunciada caracterizando tectonito L, (C) Textura do tipo *pillow lavas* e (D) nível visicular em metabasitos. Afloramentos CO-59 e 60.

4.7. SEQUÊNCIA DE XISTOS E PARAGNAISSES

A sequência de xistos e paragnaisses afloram ao longo da TO-336, no trecho entre as cidades de Pequizeiro e Guaraí, em cortes de estrada, matacões e lajes e ao longo da rodovia TO-230, entre as cidades de Arapoema e bandeirantes do Tocantins.

Esta unidade é representada por biotita-muscovita-quartzo gnaisses, por granada-muscovita-quartzo xistos, muscovita-feldspato-quartzo xisto, muscovita-quartzo-xisto e biotita-muscovita xisto, intercalados com quartzitos com diferentes porcentagens de quartzo, micas e feldspato, imprimindo um aspecto bandado (figura

35). Comumente estas rochas apresentam-se intemperizadas e, por vezes, com difícil reconhecimento das foliações. Os afloramentos chave com exposição dos xistos são o TG-30, CO-74 e 75, enquanto que para o paragneisse o afloramento principal é o TG-25.

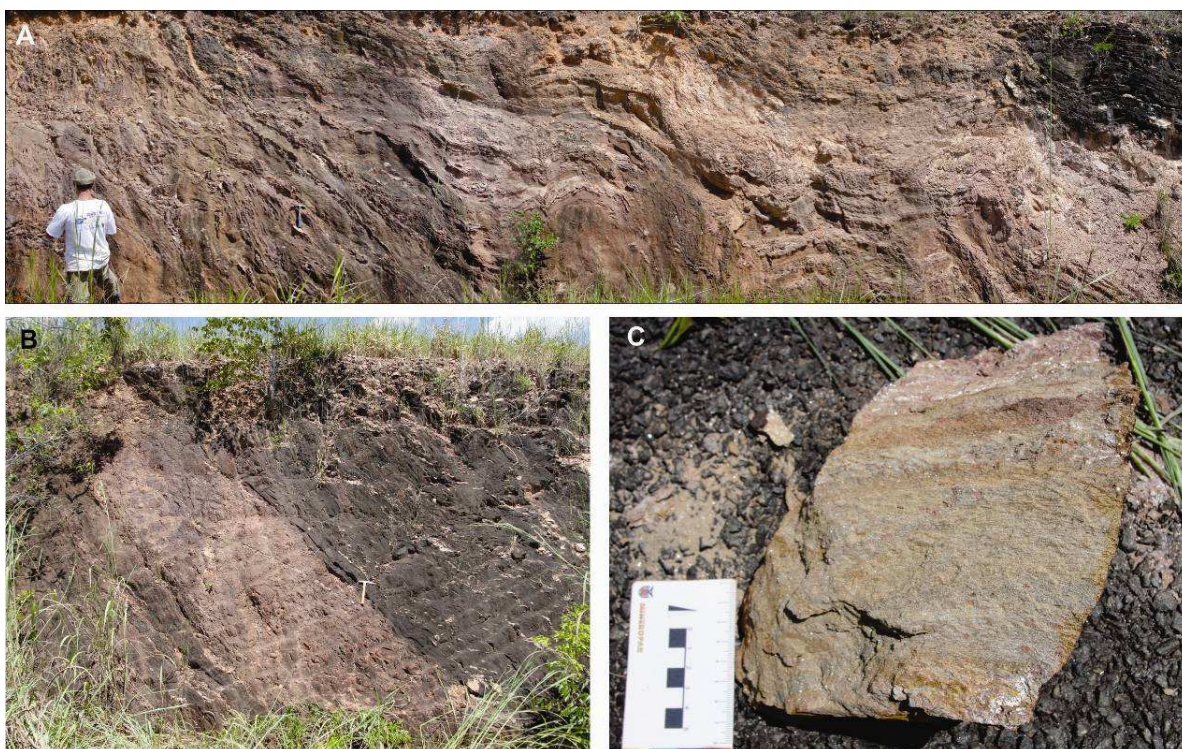


Figura 35 - (A) quartzo-muscovita xisto exibindo dobras métricas, afloramento CO-75 na rodovia TO-230; (B) intercalação entre granada-muscovita-quartzo xistos e quartzitos e (C) detalhe do granada-muscovita-quartzo xisto, ambos do afloramento CO-74.

No afloramento TG-30, identificou-se uma seqüência com importante variação segundo a composição e granulação das rochas. Da base para o topo, foram descritos granada-muscovita-quartzo xistos, muscovita-feldspato-quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto e biotita-muscovita xisto. Nos níveis mais basais ocorrem níveis granatíferos com espessuras da ordem de alguns centímetros a 1 metro, destacados pela granulação grossa e euedria dos cristais de granada. Intercalados aos níveis granatíferos, foram descritas fitas (*ribbons*) de quartzo.

Em estratos de biotita-muscovita xistos, a estrutura principal é a xistosidade, com espaçamento milimétrico a sub-milimétrico e alta penetratividade. Paralela a

sub-paralela ocorre foliação milonítica, dada principalmente pela rotação dos cristais de granada e pela assimetria da sombra de pressão dos mesmos (figura 36).

O bandamento impresso na sequência é nitidamente metamórfico, em função da observação de micas formadas ao longo de planos principais e conformando estruturas miloníticas, sem evidências de preservação de estratificações ou do acamamento original. A textura é predominantemente lepidoblástica nos xistos e granolepidoblástica nos quartzitos, sendo a foliação bem definida pela orientação de muscovita e biotita, com planos anastomosados e contínuos.

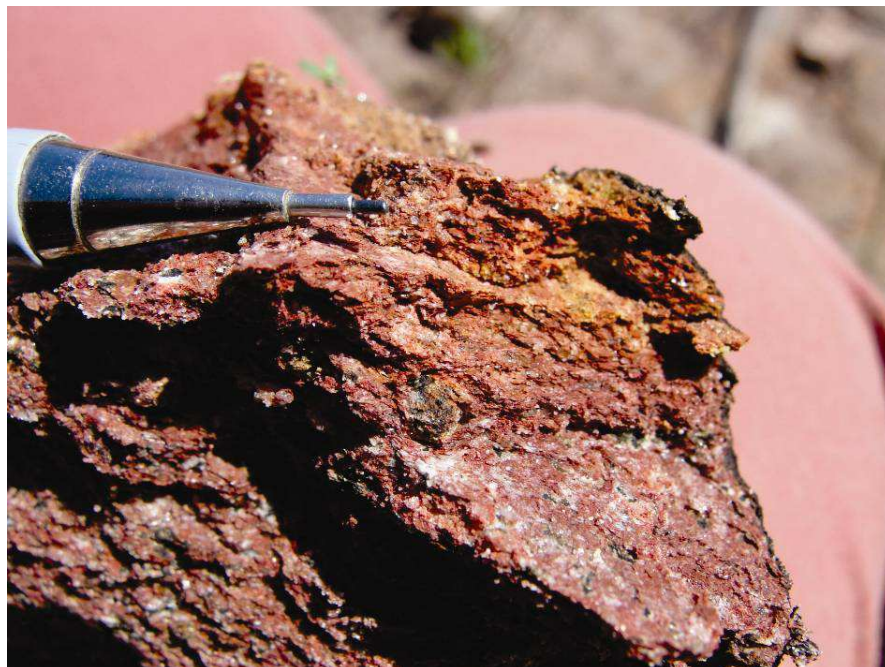


Figura 36 - granada-quartzo-muscovita xisto com granadas grossas rotacionadas com topo para W. Afloramento CO-72.

Estas rochas encontram-se frequentemente cortadas por veios de quartzo com aspectos leitoso e fumê, que podem se apresentar zonados ou não, em algumas porções com níveis hialinos (figura 37). Várias gerações de veios foram observadas, cortando a rocha encaixante em várias direções, ora concordantes com a foliação principal, por vezes igualmente dobrados e rompidos, ora concordantes com planos axiais de dobras.

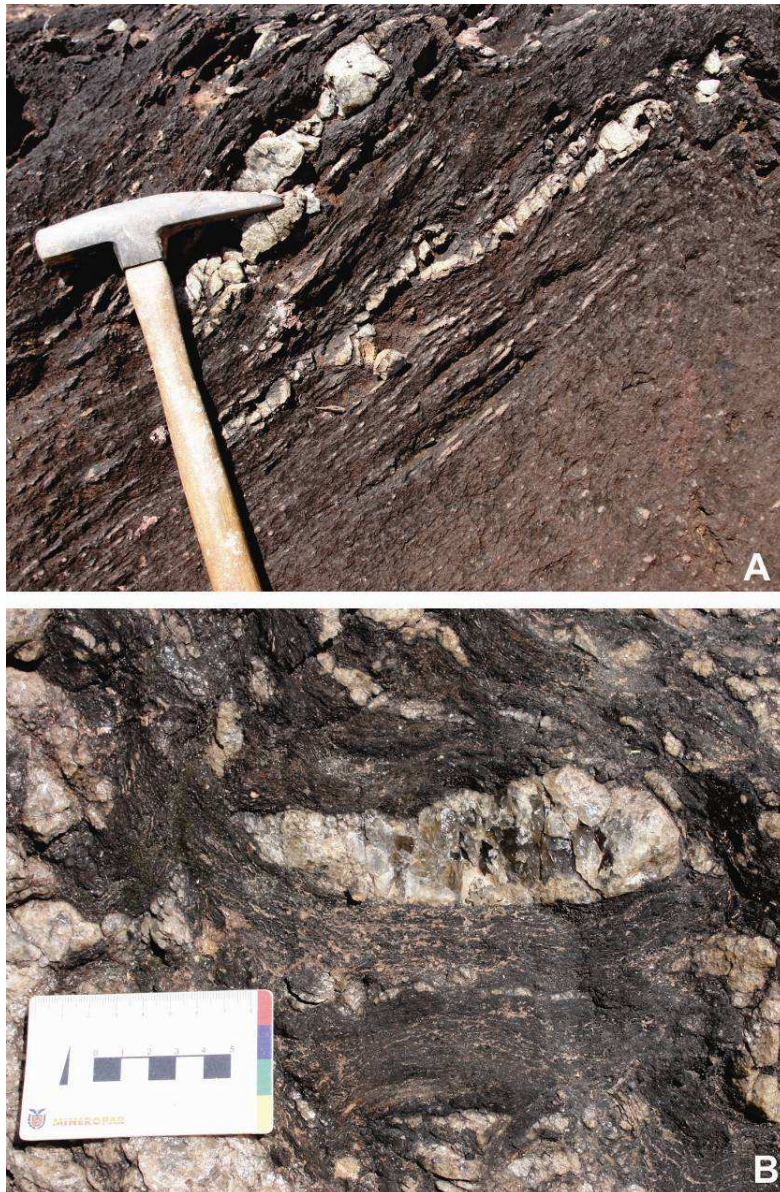


Figura 37 - Veios de quartzo deformados, intercalados aos xistos. De modo geral são deformados com os xistos, ficando subparalelos à direção da foliação. (A) os veios apresentam feições do tipo *pinch and well* e *boudin* e (B) veio zonado com quartzo fume no centro e leitoso nas bordas. Afloramentos TO-72 e TO-74.

O biotita-muscovita-quartzo gnaissé é cinza amarelado a esverdeado, com bandamento composicional milimétrico a sub-milimétrico (figura 38). Estes gnaisses ocorrem intercalados a quartzitos, muscovita xistos e várias gerações de veios de quartzo deformados.



Figura 38 - Biotita-muscovita-quartzo gnaiss com veios de quartzo dobrados, com estilo fechado e com flancos rompidos. O bandamento gnáissico é representado pelos níveis milimétricos com diferenças de coloração e composição (TG-25).

As bandas leucocráticas são amareladas, de granulação fina, formadas basicamente por quartzo, K-feldspato e traços de micas. Quando alterados, estes níveis assumem as cores marrom, vermelho e verde. As bandas melanocráticas são compostas por muscovita e biotita, com granulação fina e textura lepidoblástica. Localmente encontra-se muscovita de granulação média a grossa, as quais imprimem um brilho cinza prateado às rochas. Estruturalmente observa-se foliação milonítica com alto ângulo de mergulho, descritas como bandas de cisalhamento S-C paralelas à foliação principal da rocha (S1). Dobras fechadas, intrafoliares, *boudins*, fitas *de quartzo* e dobras com flancos rompidos também foram observados ao longo da foliação milonítica.

4.8. SEQUÊNCIA METAPELÍTICA

Esta unidade aflora principalmente em cortes de estrada, na rodovia TO-335, no trecho entre as cidades de Conceição do Araguaia (PA) e Colméia (TO) e na rodovia TO-230, nas proximidades de Arapoema. As rochas apresentam-se frequentemente intemperizadas, com a assembléia mineralógica substituída por argilominerais (Figura 39). A sequência é representada por quartzo-sericita filito, sericita-clorita-quartzo filito e quartzo filito.

São rochas avermelhadas, amareladas, ocre e cinza, compostas por filitos rítmicos com textura lepidoblástica, com predomínio de níveis ricos em sericita \pm muscovita \pm clorita e baixo conteúdo de quartzo. A sequência apresenta bandamento rítmico caracterizado pela intercalação de níveis com espessura entre 5 e 40 cm. Ocorrem níveis mais delgados com espessura entre 1 e 3 cm, de cor branca, compostos predominantemente por caulim (figura 40).

O bandamento impresso na sequência possui aspecto tabular, remetendo a um acamamento sedimentar reliquiar S_0 , definido pela alternância composicional. Observam-se filossilicatos orientados paralelo ou subparalelo ao S_0 , definindo uma clivagem ardosiana S_1 , penetrativa e com espaçamento submilimétrico. Em alguns níveis a S_1 pode desenvolver uma xistosidade fina, com muscovita de até 1 mm.

Nos afloramentos CO-51 e CO-52 uma foliação S_2 de transposição com características de cisalhamento apaga parcialmente os registros do acamadamento sedimentar reliquiar e da foliação S_1 , que podem apenas ser observados em micrólitos.



Figura 39 - Aspecto dos afloramentos CO-51 (A) e TG-106 (B). Geralmente os afloramentos da Sequência Metapelítica são caracterizados por litotipos intemperizados, com intensa argilização dos minerais.

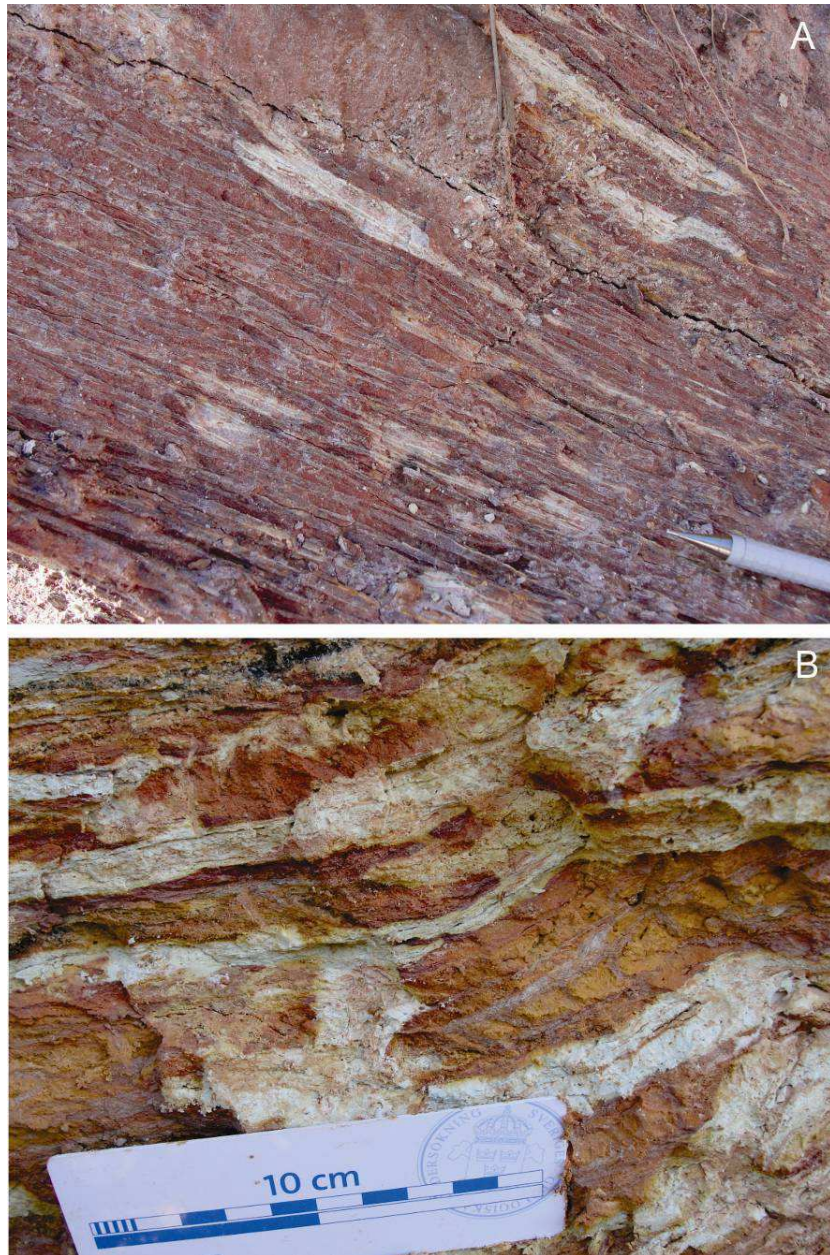


Figura 40 - Aspecto macroscópico dos filitos da Sequência Metapelítica, apresentando (em A) bandamento descontínuo, com aspecto de rompimento (CO-51), e em (B) mais regular (CO-52).

Veios de quartzo são comuns, ora concordantes, ora oblíquos à foliação. Possuem espessuras de 2 a 10 cm, e muitas vezes deslocam a foliação principal (S1). Limitadamente, estes veios sugerem concordância com camadas de quartzito. Os veios de maior espessura sugerem estar encaixados nos planos axiais da foliação S3, os quais serão tratados melhor no capítulo estrutural.

4.9. SEQUÊNCIA METAPSEFÍTICA / METAPSAMÍTICA

Esta unidade é encontrada nas margens da TO-335, entre as cidades de Couto Magalhães e Colméia, e ao longo da rodovia TO-230, nas proximidades de Arapoema. Podem apresentar grau de alteração intempérica variada, assumindo cores entre o amarelo e o marrom, ou coloração cinza esverdeada quando inalterados, a exemplo do afloramento CO-57 (figura 41).

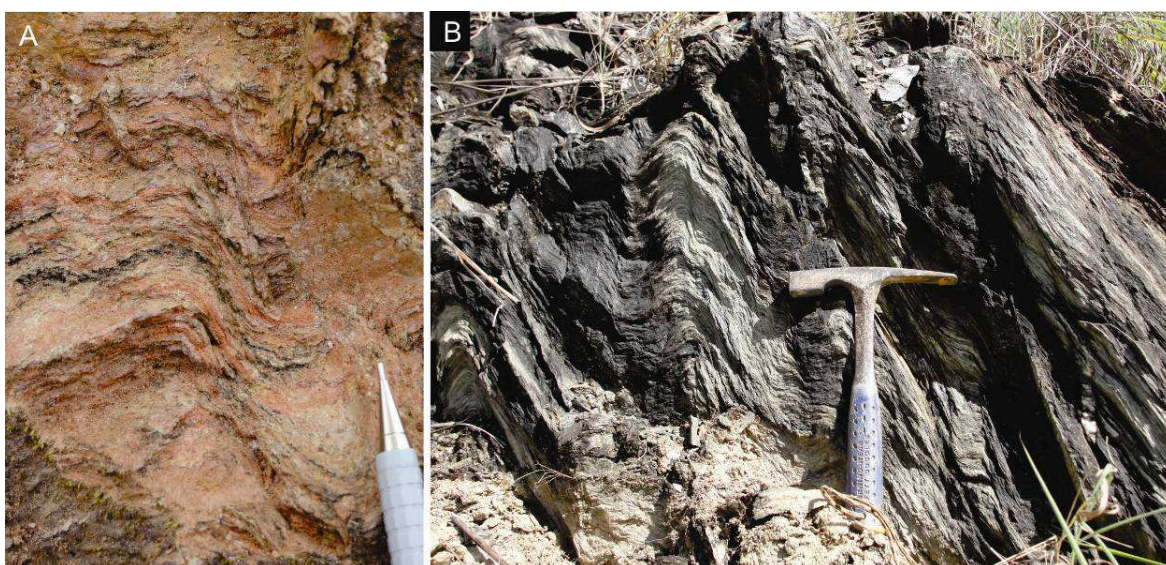


Figura 41 - Diferentes graus de intemperismo em litotipos da unidade metapsamítica. (A) rocha intemperizada, variegada e (B) rocha sã, cinza esverdeada e com boa exposição das estruturas. Em ambas as figuras são observadas as foliações S1 e S2, nas formas de xistosidades e clivagens de crenulação, respectivamente. (CO-57).

A sequência é representada por muscovita-quartzo filitos, sericita-quartzo filitos e clorita-quartzo filitos intercalados a quartzitos e quartzo filitos. Estas variações definem uma variação composicional rítmica em níveis com espessuras centimétricas (figura 42 A). Na maioria das rochas da sequência predominam maiores porcentagens de quartzo, contudo, podem ocorrer níveis de composição predominantemente micácea de menor expressão.

A intercalação dos diferentes litotipos imprime um bandamento rítmico na sequência, saliente nos afloramentos por diferenças de cor, composição e textura. A textura é predominantemente lepidoblástica nos filitos e xistos e granolepidoblástica

nos quartzitos, sendo a foliação bem definida pela orientação de sericita e muscovita (figura 42 B).

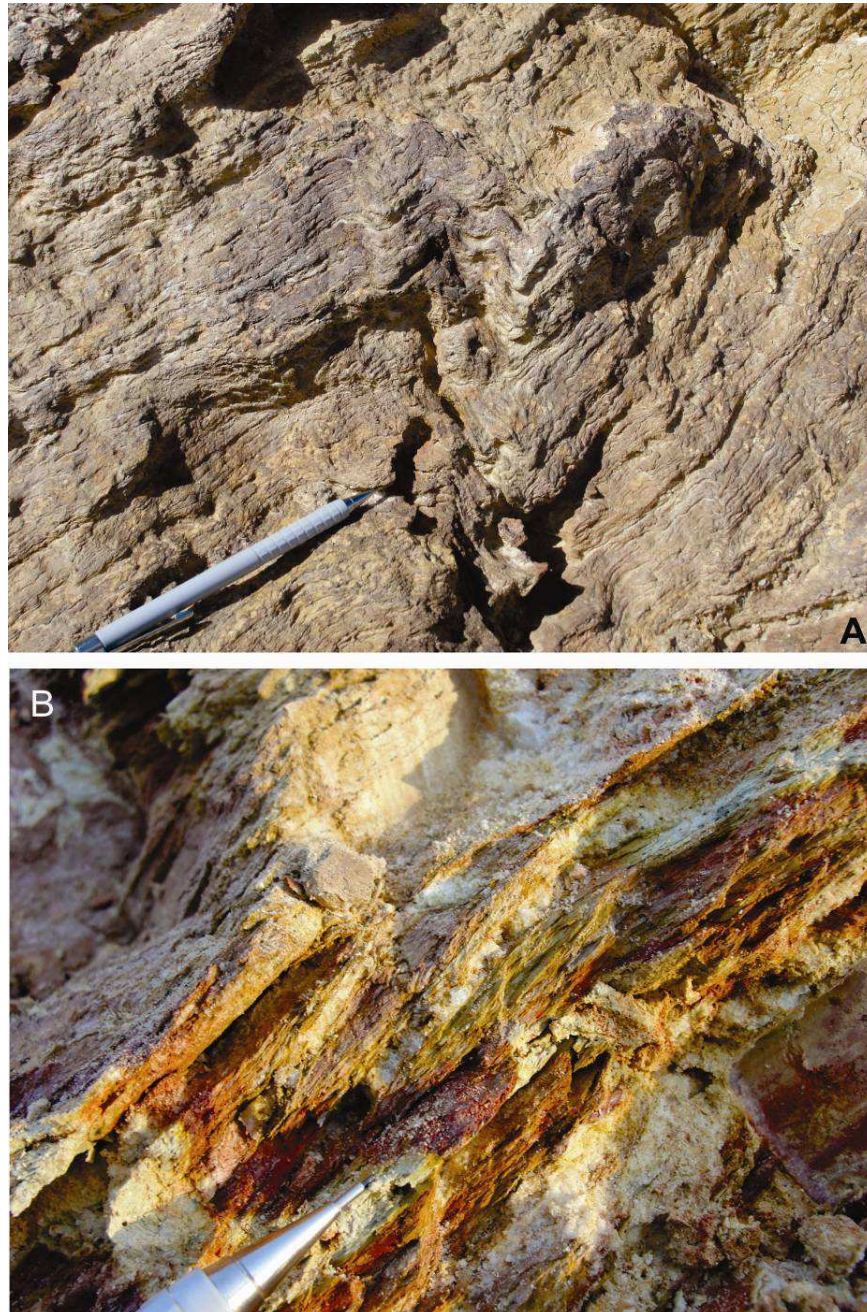


Figura 42 - Aspectos macroscópicos dos litotipos da Sequência Metapsamítica: (A) porção psamítica com dobras assimétricas em praticamente toda sequência (CO-54), e (B) Porções mais pelíticas intercaladas apresentam xistosidade bem desenvolvida (CO-53).

A exemplo da sequência metapelítica, o bandamento composicional remete a um acamadamento sedimentar reliquiar S0. Porém, em alguns locais as feições primárias não podem ser observadas, devido ao desenvolvimento de uma foliação S2 mais proeminente, caracterizada por uma xistosidade penetrativa e com espaçamento milimétrico, nitidamente transpondo e obliterando S1 e S0.

Freqüentemente são observadas dobras nas rochas desta sequência, com estruturas de estilos e escalas variadas (figura 42 A). São observados kinks conjugados, dobras em *chevron*, dobras assimétricas e dobras desarmônicas, muitas vezes definido uma clivagem plano axial S3 espaçada.

Assim como nas sequência supra citadas, ocorrem veios de quartzo tanto concordantes à foliação principal como oblíquos, sendo que grande parte destas injeções são concordantes com uma foliação S3, caracterizada por planos axiais de dobras métricas.

4.10. SEQUÊNCIA DE QUARTZITOS FERRUGINOSOS

Tanto na transecta de Colinas como de Guaraí estão presentes rochas quartzíticas à hematita, em faixas de direção N-S, formando cristas na geomorfologia da região (figura 43). A unidade é representada por quartzitos ferruginosos, bandados. As bandas possuem espessuras entre 1 e 2 cm e são marcadas pela diferença de cor e composição entre níveis de quartzo e níveis de hematita e hidróxidos de ferro (figura 44 C). Ocorrem traços de bornita em alguns níveis de ferro. Nos níveis quartzoso, podem ocorrer bandas de quartzo criptocristalino que sugerem intercalações de *metacherts*, com espessuras próximas a 10 cm (figura 44 B).

Ocorrem planos de cisalhamento cataclástico que praticamente apagam o registro do bandamento, com intenso quebramento intra e intercristalino. As zonas de cataclasamento formam planos regulares, penetrativos, com espaçamento variado, preenchidos via de regra por óxido-hidróxidos de ferro (figura 44 B). Próximo a estas zonas, são observados veios de quartzo com espessura e direção variadas, freqüentes em toda sequência. Alguns veios podem apresentar zonação, com porções enriquecidas em ferro, além da ocorrência de calco-pirita submilimétrica.

Visão N



Visão W



Figura 43 - Exemplo da geomorfologia da região, na qual se pode destacar crista de morro alinhada em função de quartzitos ferruginosos (TG-07).



Figura 44 - Aspectos macroscópicos dos litotipos da Sequência de Quartzitos Ferruginosos. (A) e (B) feições cataclásticas (TG-07 e TG-75, respectivamente), e (C) bandas ferruginosas alternadas a bandas de quartzo criptocristalino (CO-46).

4.11. GRANITOS DEFORMADOS

Nas proximidades de Bandeirantes do Tocantins, na transecta de Colinas, foram observados afloramentos de granitos foliados, expressos por blocos e matacões com várias dimensões (figura 45). Também afloram em cortes da rodovia TO-230 (CO-81 e CO-84), onde se encontram intensamente intemperizados.



Figura 45 - Aspecto dos afloramentos dos granitos foliados, blocos com dimensões decamétricas (CO-80).

São representados por leucogranitos cinza claros, compostos principalmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, em uma trama hipidiomórfica com granulação média a fina. Apresenta foliação penetrativa (figura 46), caracterizada pela orientação de biotita e feldspato, e por um bandamento composicional expresso pela variação no conteúdo entre máficos e félsicos, por vezes imprimindo na rocha um aspecto gnáissico.



Figura 46 - Aspectos macroscópicos dos granitos, com foliação definida pela orientação de biotita. São observados veios quartzo-feldspáticos (CO-80).

4.12. DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS E LATERÍTICOS

São descritos depósitos conglomeráticos recobrendo as rochas pré-cambrianas ao longo de todas as transectas. Nas proximidades do Rio Araguaia são observados depósitos lateríticos, que podem atingir espessuras de até 5 metros (figura 47). Estes depósitos formam peneplanos extensos, com aspectos geomorfológicos que sugerem se tratar de uma superfície de aplainamento.

Na transecta de Colinas, afloramentos CO-66, CO-67, CO-68, CO-69 e CO-71, ocorrem depósitos de paraconglomerados litificados, com grande quantidade de

seixos e blocos, em camadas que superam 8 metros de espessura. Há intercalações de siltitos com até 30 cm de espessura. Os clastos são compostos predominantemente por quartzo, por vezes com óxido de Mn associado, muito semelhante ao quartzo dos veios observados em diversas situações nas rochas pré-cambrianas.



Figura 47 - Aspecto de afloramento de paraconglomerados na transecta de Colinas (CO-69).

A localização destes depósitos sugere associação com o desenvolvimento dos grábens da região (capítulo estrutural), relacionados aos movimentos de massa decorrentes da ação de falhas normais. Na transecta de Colméia, são observados ortoconglomerados oligomíticos com clastos da ordem de seixos a blocos, compostos por quartzo leitoso – característicos dos veios encontrados ao longo das unidades da Faixa Araguaia (figura 48). Estes depósitos chegam a ter espessuras de até 10 metros e, localmente, sugerem mostrar clastos imbricados e fraturas.



Figura 48 - Ortoconglomerados oligomíticos em perfil na rodovia TO-164, sentido Colméia-Itaporã (TG-123).

Para compreender melhor estes depósitos, são necessários estudos estratigráficos e geocronológicos de maior detalhe.

4.13. OCORRÊNCIAS PONTUAIS

Ao longo da transecta observou-se litotipos não mapeáveis, os quais serão aqui apresentados somente como ocorrências. Estas rochas, mesmo que não possuem dimensão adequada na escala de estudo, podem corroborar modelos paleoambientais, bem como possuem estruturas importantes para a caracterização da geologia estrutural da área.

4.13.1. *Mármore Calcítico*

No afloramento TG-11, na pedreira Roncador, foram descritos rochas carbonáticas cinza azuladas, predominantemente calcíticas. (figura 49). Possuem foliação S1 incipiente e descontínua, evidenciada somente em algumas porções do afloramento. O mármore é afetado por veios brancos preenchidos por calcita, com espessuras milimétricas a sub-milimétricas, e estão dispostos obliquamente à foliação S1. Esta unidade ocorre em meio à metapelitos e metapsamitos.



Figura 49 - Pedreira de mármore calcítico, nas proximidades de Pequizeiro (TG-11).

4.13.2. *Meta Diamictito*

Em afloramento único, foram observados diamictitos com alta taxa de deformação em seus clastos, os quais possuem granulometria de grânulos a matações. Os clastos são de quartzitos, granitos, xistos e gnaisses. Os clastos maiores expressam melhor a deformação dúctil atuantes nessas rochas, através de

ondulações e estiramento dos mesmos (figura 50). Os clastos menores mostram-se tanto arredondados como fragmentados, por vezes angulosos. Há uma granocrescência ascendente de sul para norte, onde os blocos e matacões ficam cada vez mais evidentes.

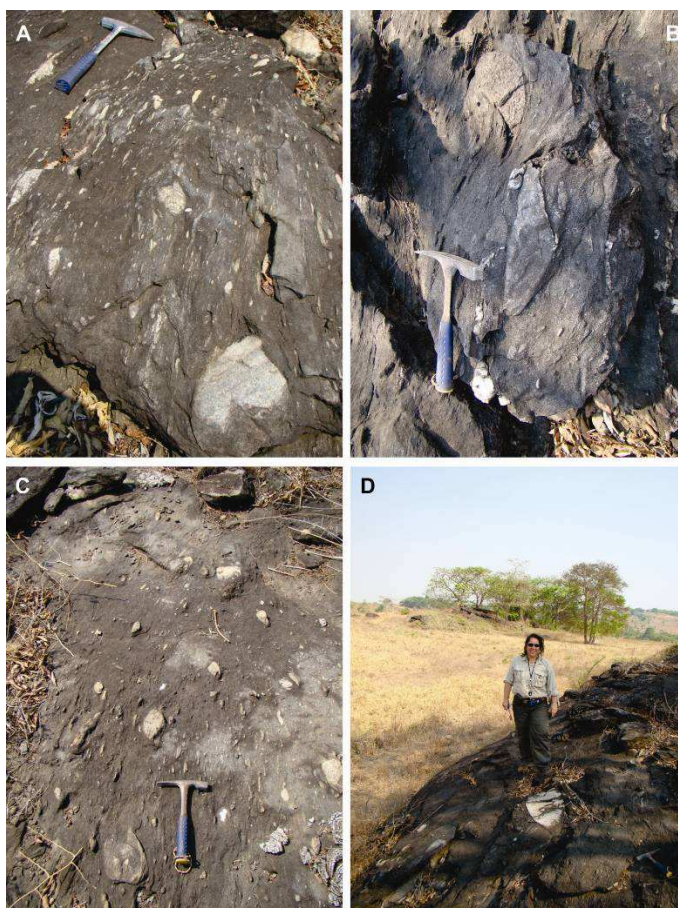


Figura 50 - Meta-diamictito ao longo da Rodovia TO-164. (A) (B) e (C) Clastos estirados ao longo de uma foliação principal, exibindo diferentes granulometrias e composições. (D) matacão de quartzito estirado (TG-128).

4.14. CONTATO ENTRE A FAIXA ARAGUAIA E A BACIA DO PARNAÍBA

Nas imediações da cidade de Guará tem-se o contato entre unidades da Faixa Araguaia e rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (figura 51). Trata-se de uma inconformidade com atitude de 258/10.

De acordo com o perfil da figura 51 as rochas do embasamento são representadas por quartzo-muscovita xisto de granulação fina, muito alterado, avermelhado. Sobrepostos, são observados conglomerados mal selecionados, feldspáticos, com clastos de quartzo, quartzito e feldspatos, na forma de seixos angulosos envoltos em matriz siltico argilosa (figura 52).

Acima dos conglomerados, em contato abrupto, foram descritos arenitos finos a médios, com clastos de quartzo dispersos na matriz e laminações plano-paralelas. No topo ocorrem arenitos finos a médios, arcoseanos e com matriz argilosa, os quais gradam para argilitos laminados e siltitos ferruginosos. A superfície de contato entre estas unidades é erosiva, configurando uma discordância paralela (figura 53). Esta discordância provavelmente marca um contato entre o Grupo Serra Grande e rochas da Formação Pimenteiras, do Grupo Canindé.



Figura 51 - Discordância entre rochas da Faixa Araguaia e da Bacia do Parnaíba (TG-39) e perfil estratigráfico ilustrativo das unidades que perfazem o contato.



Figura 52 - Conglomerados feldspáticos, mal selecionado e com grãos de quartzo angulosos, Formação Jaicós (?) (TG-39).

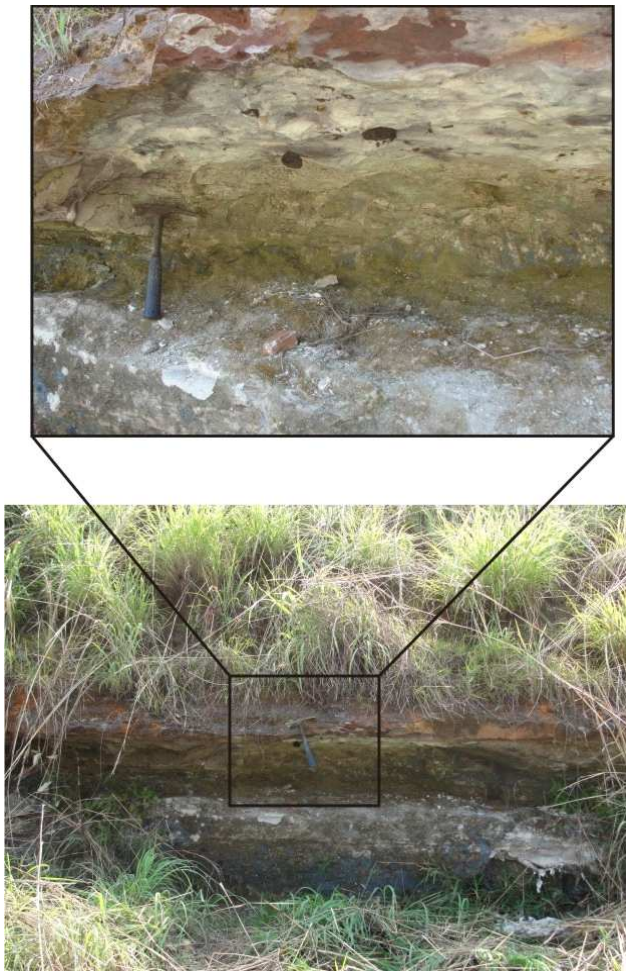


Figura 53 - Discordância paralela entre conglomerados da Formação Jaicós (?) e siltitos limonitizados da Formação Pimenteiras (TG-39).

5. ANÁLISE ESTRUTURAL

5.1. SENSORES REMOTOS

Os traçados dos lineamentos foram efetuados primeiramente em escala 1:800.000, em imagens SRTM 90 e, posteriormente, em escala 1:300.000 com a utilização de cenas ASTER (figuras 54 e 55, respectivamente).

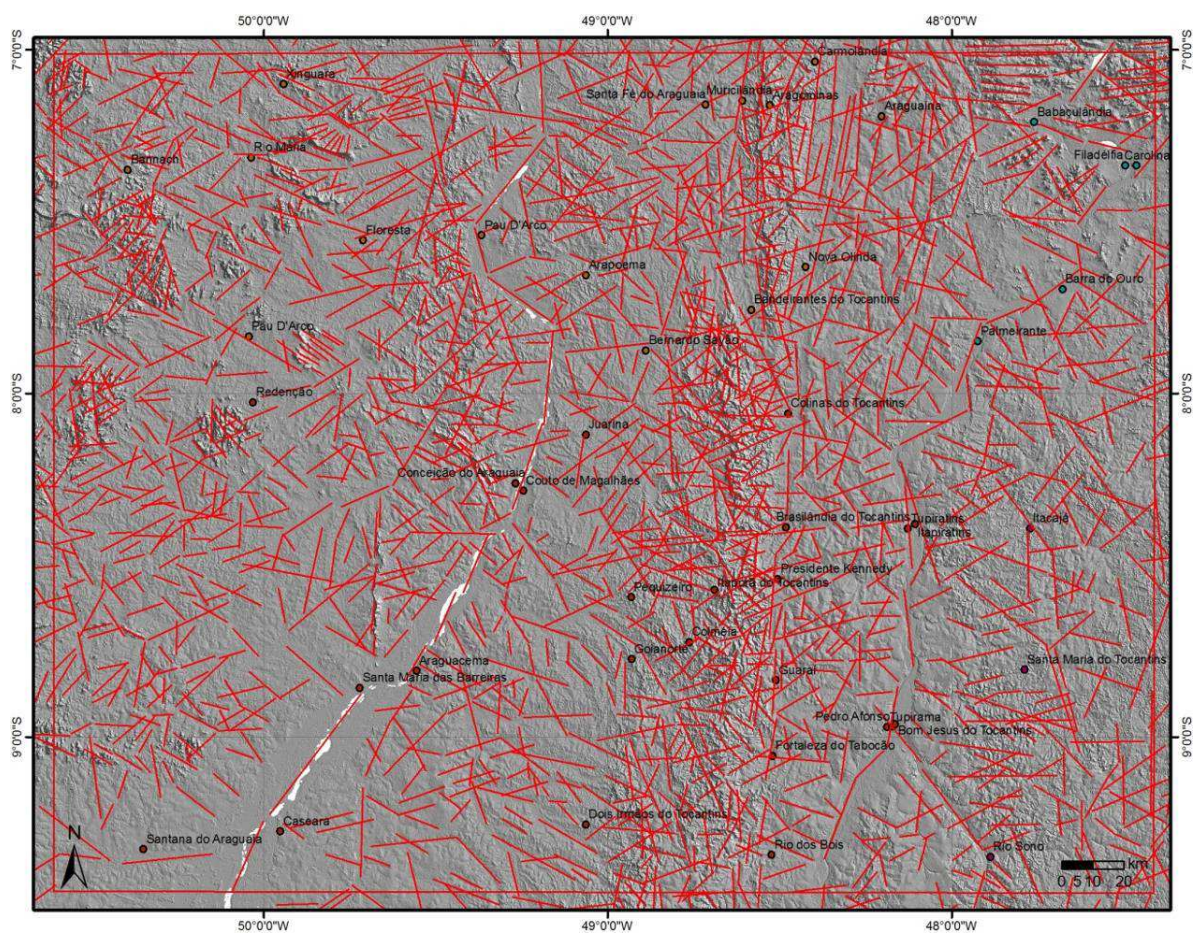


Figura 54 - Imagem SRTM 90 da área de estudo com os lineamentos traçados em escala 1:800.000.

Para os traçados, conforme descrito no capítulo de métodos, as imagens foram tratadas e confeccionadas em quatro pseudo-iluminações: 0°, 45°, 90° e 315°. Para análise geral das direções dos lineamentos em ambas as escalas, foram

confeccionados diagramas de rosetas tanto para comprimento das estruturas como para sua freqüência, ambos acumulados. Para isso, utilizou-se o software RockWorks (Rockware®), versão 2002.

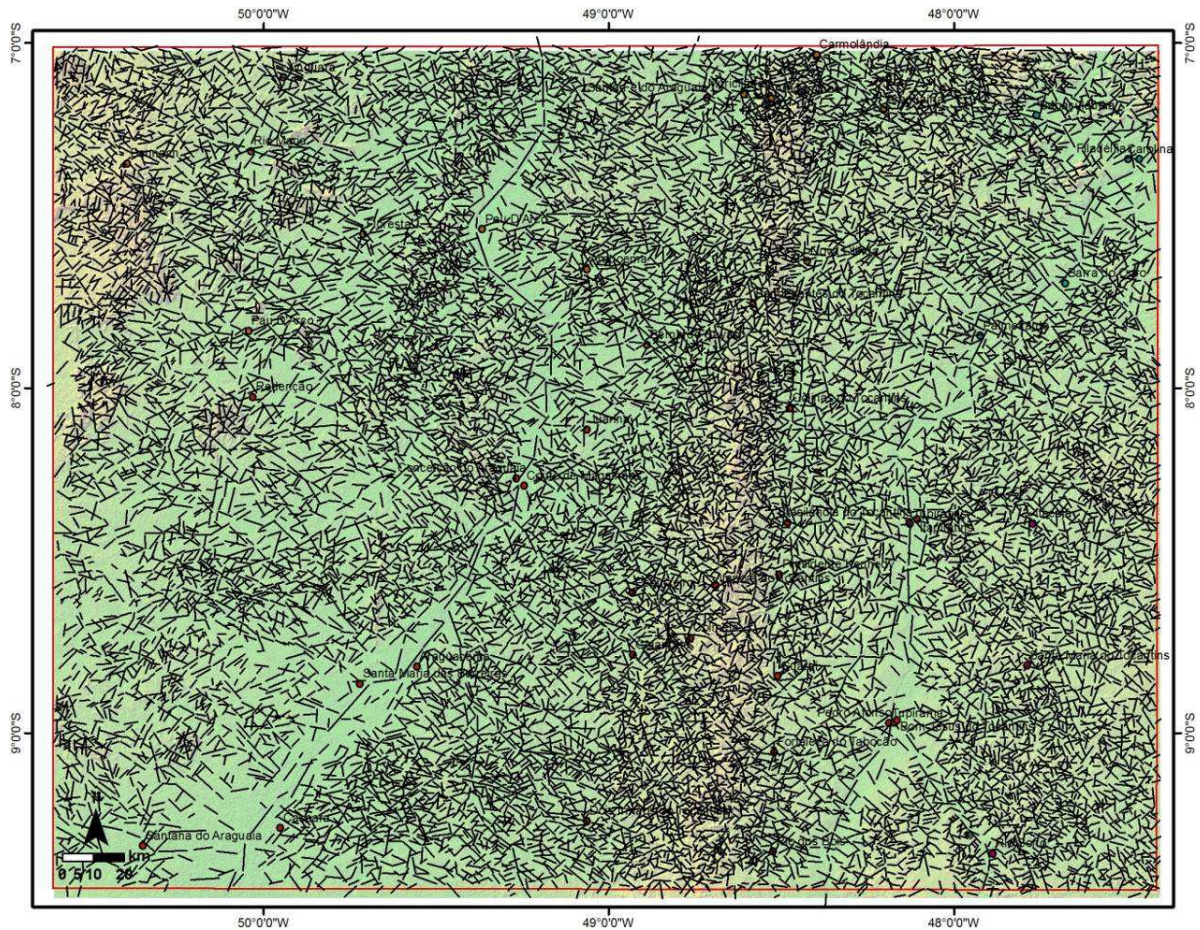


Figura 55 - Cena ASTER da área de estudo com os lineamentos traçados em escala 1:300.000.

Os traçados em SRTM na escala de 1:800.000 (FIGURA 56 – traçados em vermelho) priorizaram o reconhecimento de grandes estruturas de natureza contínua e, freqüentemente, com mais de 10km de comprimento. Ao todo foram traçados 1894 lineamentos, os quais se mostraram com maiores freqüências nas direções N60-80E e N50-70W, seguido por tendências importantes com direções próximas a N-S e E-W, muito parelho ao observado em campo. Em relação aos comprimentos dos lineamentos, o diagrama de rosetas indica que as duas tendências principais em freqüência são acompanhadas pela tendência N-S (FIGURA 57), com mesmo grau

de relevância. Estes resultados mostram que as direções principais supracitadas possuem maior continuidade estrutural do que o *trend* E-W, por exemplo. Não obstante, mesmo ocorrendo de modo mais fragmentado, os lineamentos E-W apresentam-se pervasivos e ao longo de toda a área de estudo.

Os traçados em escala 1:300.000 priorizaram inicialmente o correto posicionamento de estruturas observadas em escala 1:800.000, com o objetivo de refinar estas estruturas. Posteriormente, foram traçados os lineamentos de mesma ordem de grandeza, mas que não eram visíveis ou contínuos o suficiente no traçado com SRTM. Ao todo foram traçados 17.727 lineamentos (FIGURA 56 – traçados em verde), cujo resultado mostra tendências com maiores frequências para N55E e N55W, seguido pelo *trend* aproximadamente E-W. A tendência N-S na escala de 1:300.000 não ocorre de modo significativo, com valores muito abaixo ao comparar com os valores obtidos por na análise por SRTM (FIGURA 58). A explicação para este menor destaque das estruturas de direção N-S pode ser dada pela ausência de nitidez na escala de análise ou até mesmo por uma limitação das imagens ASTER. Isto sugere que novos estudos de geoprocessamento devam ser realizados com estas cenas, com o intuito de aumentar a acurácia visual em determinadas direções sem que a análise torne-se capciosa. O comprimento das estruturas segue o padrão dos dados para frequência. A moda de maior importância está para a direção N55W e direção N55E, as quais são seguidas pela moda secundária próxima à direção E-W.

Pelo fato de a área de interpretação morfoestrutural abranger o Cráton Amazônico, a Faixa Araguaia e a Bacia do Parnaíba, foram confeccionados diagramas específicos para cada Província Tectônica (figura 59). Os diagramas comparativos são em escala 1:800.000 por serem marcadores mais regionais, espelhando estruturas de grande porte e mais significativas. Assim, os resultados obtidos mostram uma diferença substancial entre as principais tendências nas três Províncias.

Na Bacia do Parnaíba, tem-se como mais freqüente a direção NE, variando de 55° a 85°, seguido da tendência N-N05E. No caso do Cráton Amazônico, as principais tendências possuem direção N65W e N65E, seguido pelas tendências N35W e N05E. Para a Faixa Araguaia, a principal tendência é N55W, seguida pela

direção N75E. Os dados mostram um arcabouço estrutural compartimentado e diferenciado nas Províncias em estudo. Os dados sugerem que as deformações geradoras destas principais tendências deram-se de modo diacrônico. As tendências N-S e E-W, por serem visíveis principalmente nos diagramas de rosetas da Bacia, podem ser interpretadas como as estruturas mais novas dentre o arcabouço da região. A direção NW é visível principalmente nos diagramas do Cráton e da Faixa, admitindo assim que os esforços geradores destas estruturas deram-se anteriormente à implantação das unidades mais recentes (aflorantes) da Bacia do Parnaíba, não descartando que a tendência tenha sido fundamental na implementação da mesma.

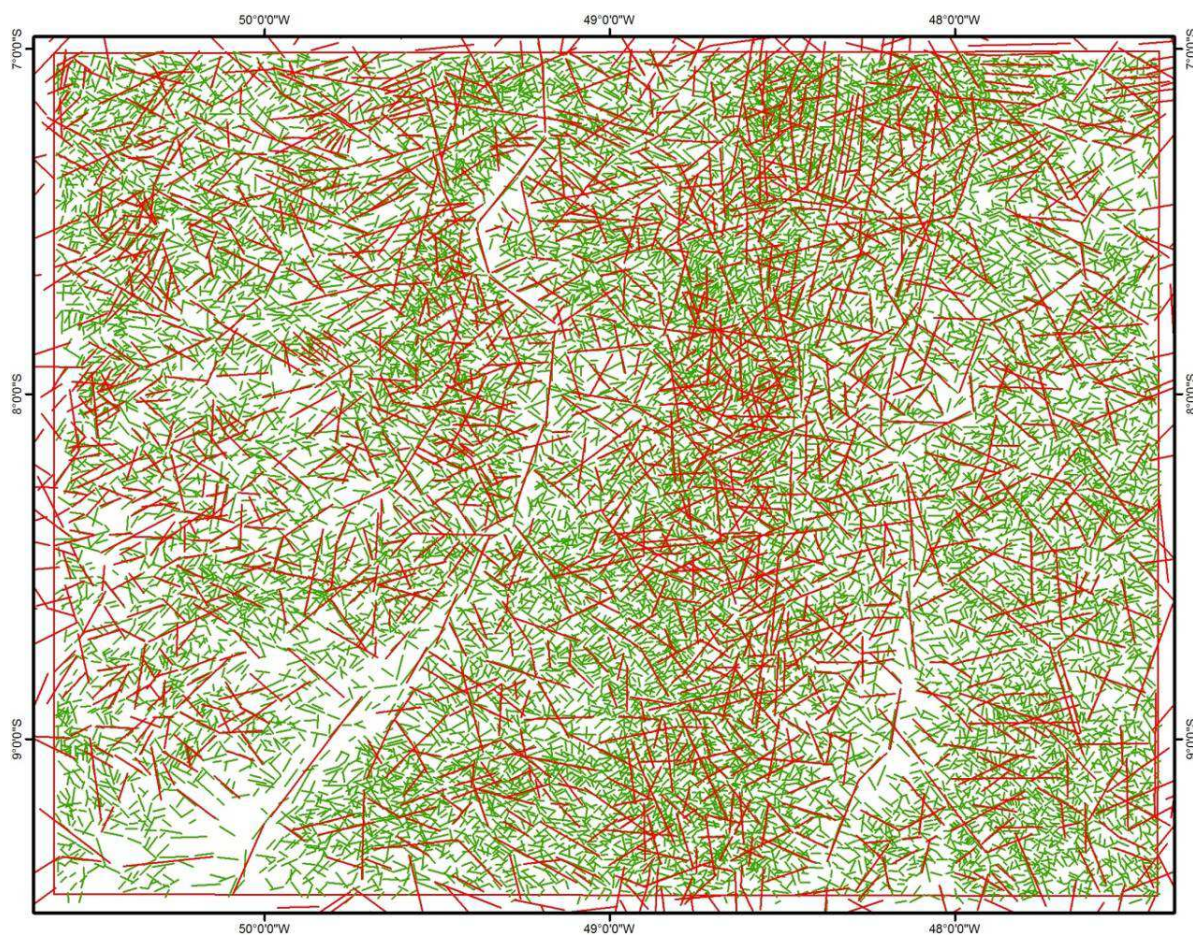


Figura 56 - em vermelho, traçados em escala 1:800.000 e, em verde, os traçados 1:300.000. Ao todo foram analisados 1.894 e 17.727 lineamentos, respectivamente.

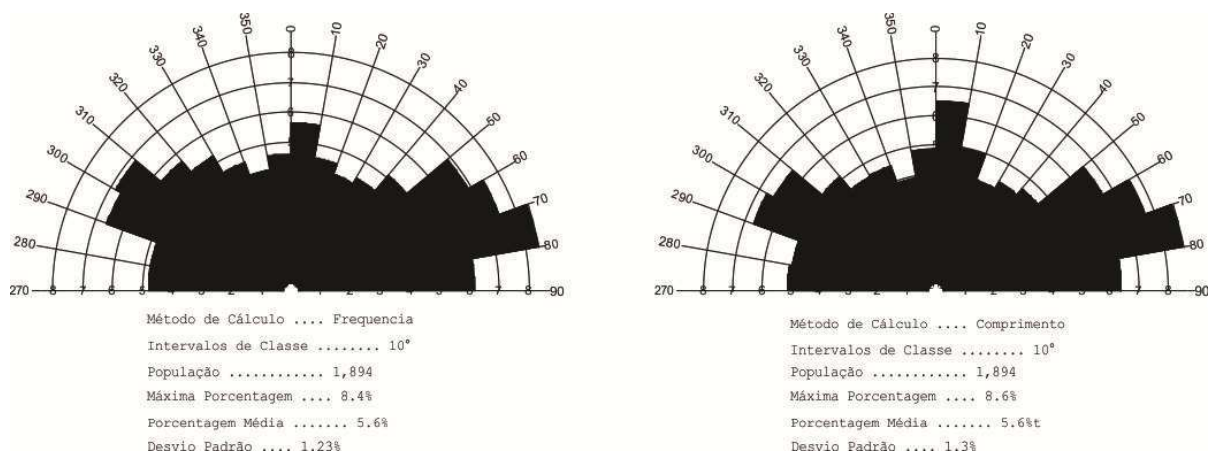


Figura 57 - Diagramas de comprimento e freqüência acumulados dos lineamentos traçados em escala 1:800.000, com maiores freqüências nas direções N60-80E e N50-70W, seguido por tendências importantes com direções próximas a N-S e E-W

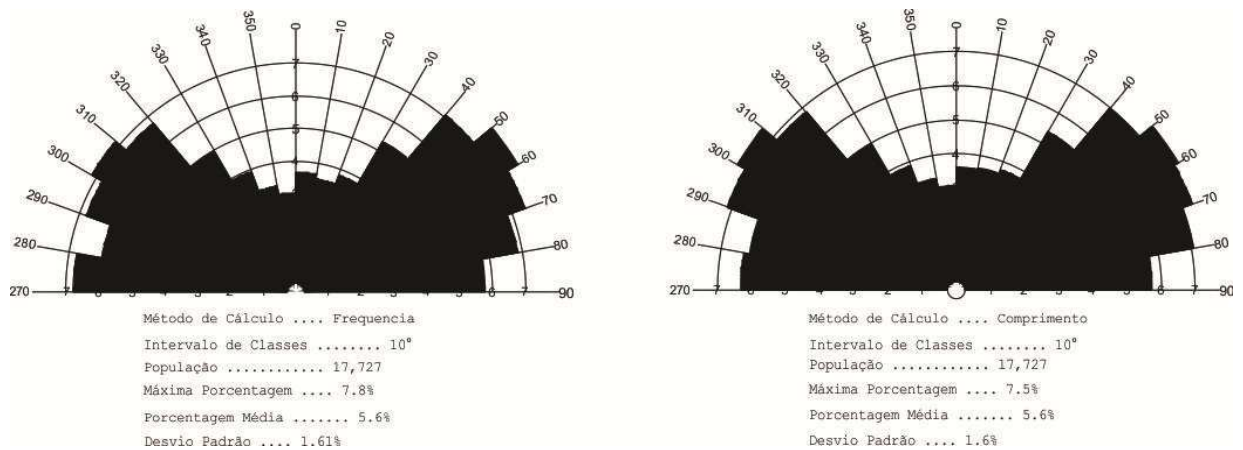


Figura 58 - Diagramas de comprimento e freqüência acumulados dos lineamentos traçados em escala 1:300.000. Os diagramas mostram tendências com maiores freqüências para N55E e N55W, seguido pelo *trend* aproximadamente E-W. A tendência N-S não ocorre de modo significativo.

Não obstante, deve-se salientar que estudos de campo sistemáticos e de cunho regional na Bacia, Cráton e Faixa são fundamentais na correlação destas estruturas, bem como na caracterização temporal das mesmas. Cabe lembrar que uma estrutura formada antes do desenvolvimento de determinada Província pode, por exemplo, ser reativada em outro evento deformacional mais recente.

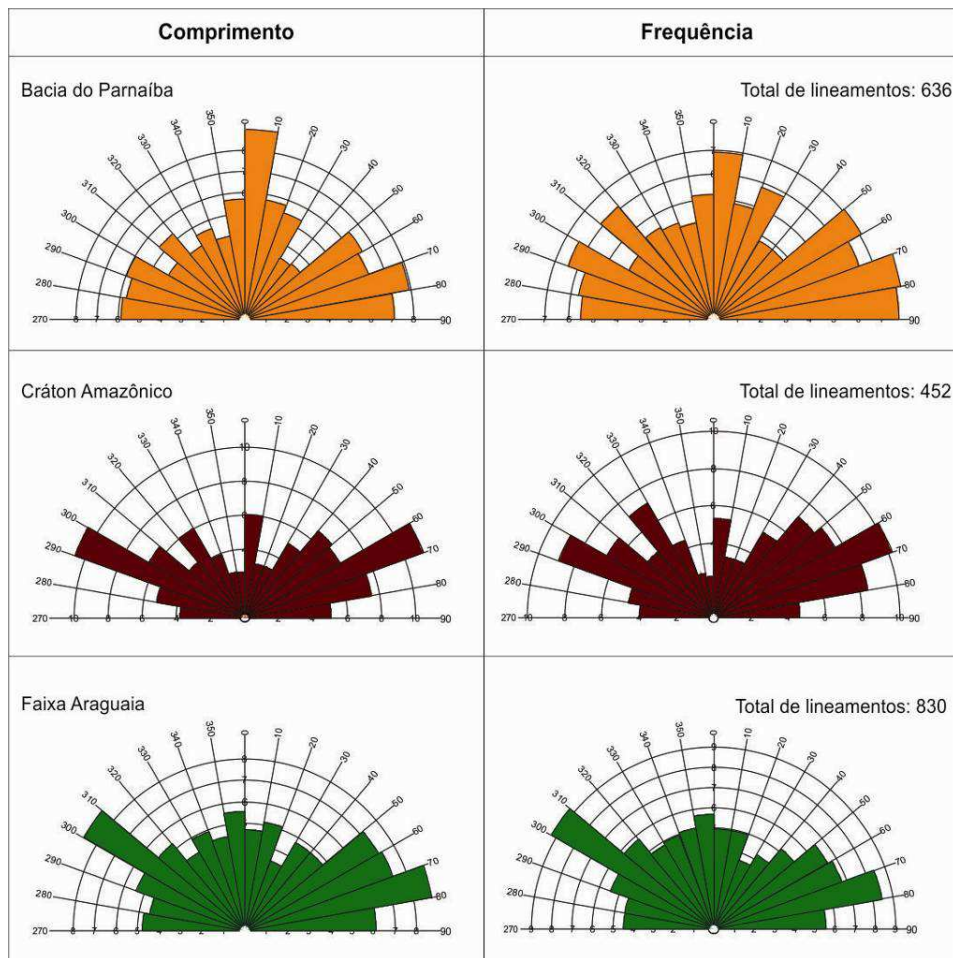


Figura 59 - Diagramas de rosetas separadas por Províncias Tectônicas da região em estudo: Bacia do Parnaíba (laranja), Cráton Amazônico (marrom) e Faixa Araguaia (verde).

O arcabouço estrutural em escala macroscópica foi fundamental para o desenvolvimento do plano estratégico para análise de campo, sendo fundamental na seleção de áreas-chave na região em estudo.

5.2. ANÁLISE DE CAMPO

Os dados estruturais de campo mostram que a Faixa Araguaia possui uma história deformacional polifásica, onde é possível individualizar as diversas fases deformacionais de acordo com as estruturas tectógenas planares e lineares presentes. Estas estruturas são representadas por clivagens ardósiana e de

crenulação, bandamento gnáissico, lineações minerais e de estiramento, eixos de dobras, foliações miloníticas, zonas de cisalhamento com geração de filonitos e estruturas de caráter rúptil.

No contexto dúctil a dúctil-rúptil, foram definidas 3 fases de deformações de cunho regional, respectivamente D1, D2 e D3. As duas primeiras fases estão associadas a foliações de baixo ângulo, definidas por uma deformação tectônica progressiva em caráter estritamente compressivo, com lineações de estiramento mineral evidenciando transporte tectônico para oeste, em direção ao Cráton Amazônico. A fase D3 é caracterizada por clivagem de plano axial de dobras métricas. São estruturas com mergulhos verticais a subverticais, as quais compõem planos de fraqueza passíveis de reativações, principalmente por tectônica rúptil nas formas de falhas normais e transcorrências. Na geomorfologia da região é visível o controle destas estruturas. Ainda no contexto dúctil-rúptil, mas não em caráter regional, tem-se uma foliação D4, principalmente nas proximidades às rochas do Complexo Colméia. Sua origem ainda é passível de discussão, tendo em vista a pouca quantidade de afloramentos com estas estruturas. São dobramentos suaves que afetam a foliação S3, porém com a geração de uma foliação S4 muito discreta. As fases de deformação caracterizadas são acompanhadas por tramas metamórficas características e que também exibem padrões distintos ao longo da Faixa Araguaia.

As deformações de caráter rúptil também são comuns, expressas nas formas de juntas, falhas transcorrentes, normais e inversas, algumas vezes responsáveis pela colocação lado a lado de diferentes unidades, inclusive conformando estruturas dos tipos *horst* e *graben*. As relações de superposição entre as estruturas de diferentes gerações foram raramente observadas (afloramentos TG-27, PB-29, TG-114, TG-125, CO-47) e, para sua ordenação cronológica, são necessários estudos mais aprofundados na Bacia do Parnaíba e no Cráton Amazônico.

A seguir será abordada individualmente cada fase deformacional analisada, para posterior correlação do arquétipo estrutural na evolução tectono-estrutural da região.

5.2.1. FASE D1

O evento D1 está ligado ao desenvolvimento de uma foliação S1, paralela a sub-paralela ao acamamento sedimentar reliquiar (S0). Trata-se de uma superfície observada principalmente em metapelitos, tendo em vista que as rochas argilosas são melhores marcadores de foliações. De modo geral, a superfície S1 é retilínea a anastomosada e ocorre de modo penetrativo e contínuo. Em meta arenitos ou quartzitos, por exemplo, a S1 apresenta carácter cataclástico, irregular, com espaçamento variado entre os micrólitos, alternando com domínios micáceos de clivagem anastomosada. A transição entre os domínios é dada de forma abrupta (Figura 60).

A foliação S1 possui direção que varia entre N05-35W a N10E, com predomínio de baixos ângulos de mergulho, mergulho médio de 27° para E-NE (figura 61). É marcada pela orientação de clorita, sericita, muscovita e biotita, nas formas de clivagem ardosiana a xistosidade (Figura 62 B).

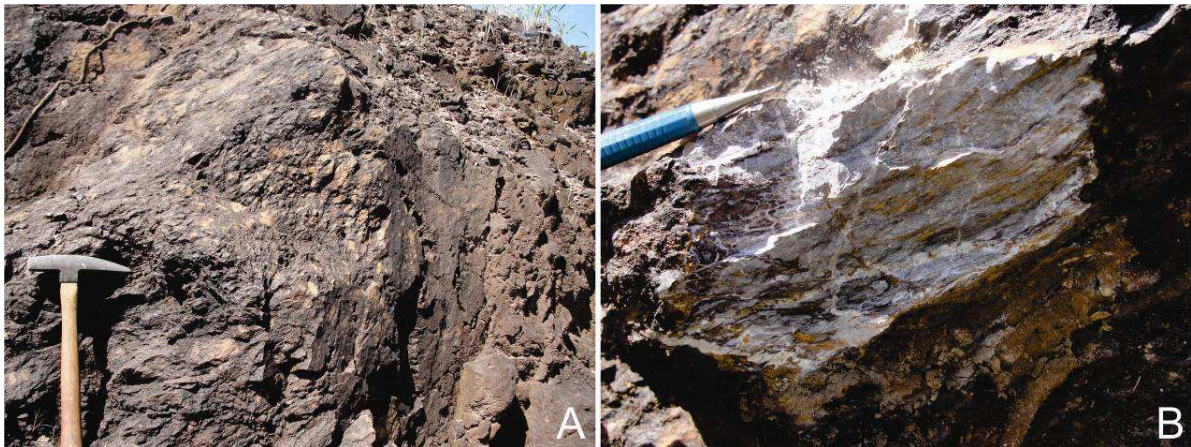


Figura 60 - Hematita quartzito mostrando foliação S1 descontínua, de carácter mais rúptil a rúptil-dúctil, afetada por enxame de vênulas sem padrão definido de orientação (CO-47).

Na grande maioria dos casos, a S1 é transposta por outras foliações, porém ainda é possível identificá-la intensamente crenulada ou internamente a micrólitos, na forma de estruturas intrafoliares (figura 62 A). Em alguns afloramentos seus

mergulhos podem apresentar variações importantes em razão às deformações superimpostas.

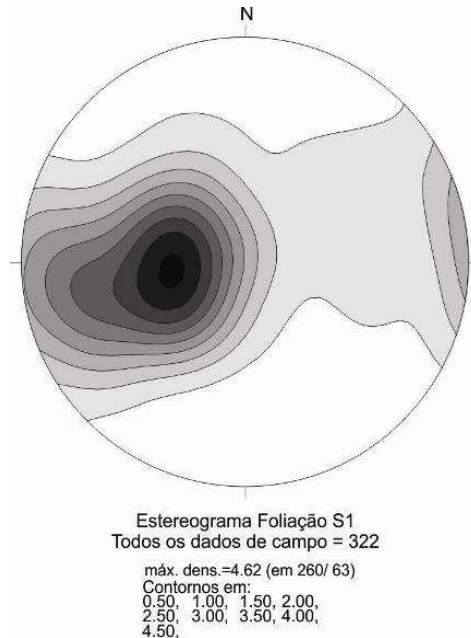


Figura 61 - Diagrama de igual valor para foliação S1 ao longo da transecta de Guarai. Ao todo foram analisadas 322 atitudes. Os valores da contagem indicam pólo máximo para 260/63 em diagrama com contornos da ordem de 0.50.

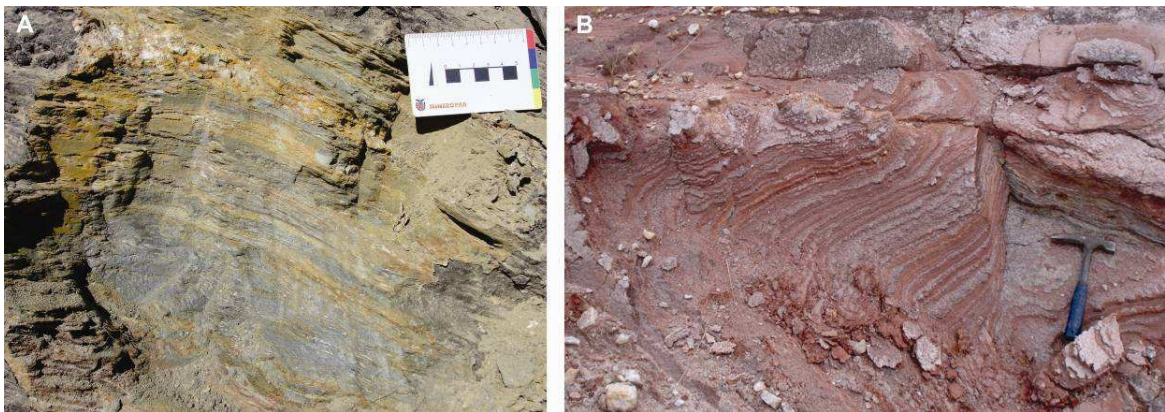


Figura 62 – (A) metapsamito apresentando foliação S0 (bandamento composicional) paralelo ao S1, CO-62; (B) Bandamento composicional (S0) em quartzo-muscovita xisto, dado por níveis centimétricos de diferentes composições, resultando em colorações distintas. Os níveis mais claros mostram lamelas de muscovita grossas, evidência do paralelismo da superfície S1 com a S0 (TG-22).

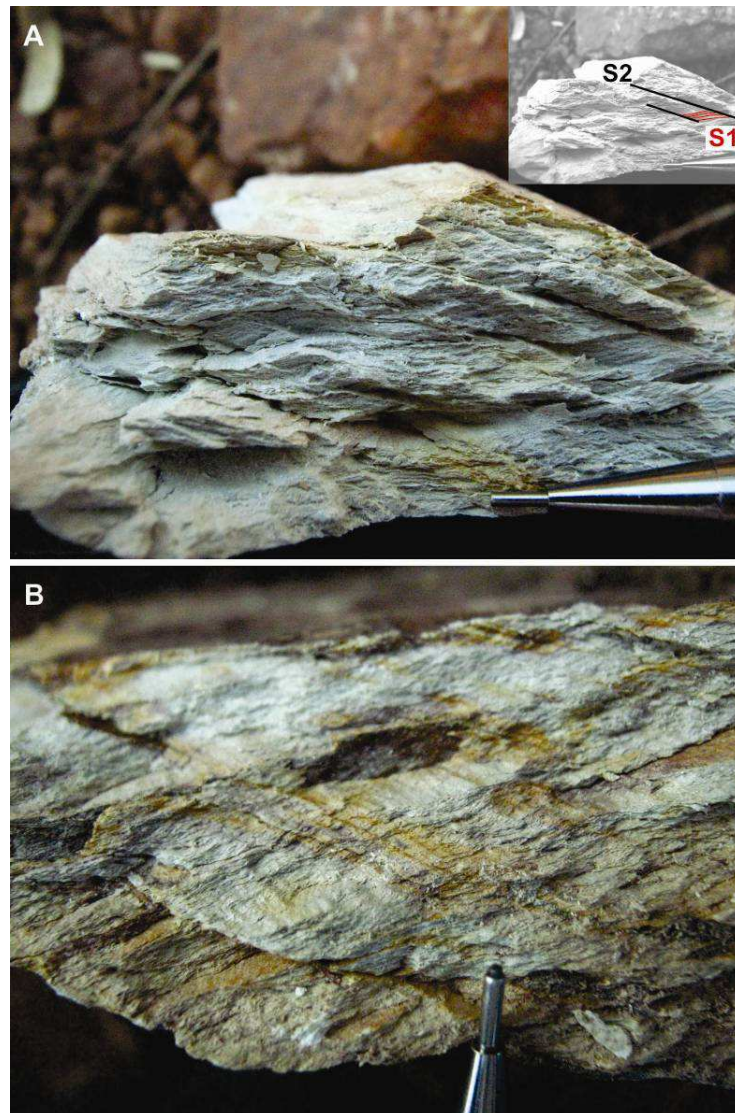
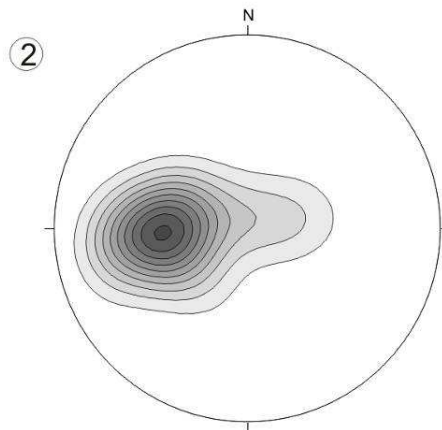


Figura 62 – (A) Superfície S1 crenulada por uma superfície S2, onde localmente sugere transposição (TG-79) e (B) S1 intensamente crenulada por uma superfície S2 (TG-80).

A análise dos dados do bandamento gnáissico em ortognaisses e biotita gnaisses, rochas estas pertencentes ao Complexo Colméia, retrataram padrões estruturais com direção N15-35W e mergulhos da ordem de 20-35 para E-NE, o que mostra elevada semelhança à foliação S1 nos metassedimentos. Não foram diagnosticadas estruturas mais antigas nestas rochas, porém, não se pode descartar a possibilidade de que, com a gnaissificação, alguma estrutura tenha sido totalmente obliterada.

O bandamento é fino, bem definido, contínuo a anastomosado, dado por bandas milimétricas a centimétricas de composições leucocráticas intercaladas a bandas melanocráticas (FIGURA 63).



Sn (bandamento gnáissico)

n=24

máx. dens.=11.22 (em 265/ 54)

Contornos em:

1.10, 2.20, 3.30, 4.40,

5.50, 6.60, 7.70, 8.80,

9.90, 11.00,

Figura 63 - (1) bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico em biotita-gnaïsse, dado por bandas leucocráticas intercaladas a bandas melanocráticas e (2) diagrama de igual valor com pólos de 25 medidas de foliação S1 (bandamento gnáissico) .A direção varia de 05-25NW com baixos ângulos de mergulho.

Como na foliação impressa nos metassedimentos, o bandamento ocorre crenulado, dobrado, com estilos desarmônicos abertos a fechados, inclusive com dobras parasitas associadas (FIGURA 64).



Figura 64 - Feições de interferência de deformação em bitotita gnaisse: (1) dobras fechadas a cerradas em veios quartzo-feldspáticos sub-paralelos ao bandamento, (2) bandamento gnáissico crenulado, (3) e (4) detalhes de dobras centimétricas afetando o bandamento gnáissico, (TG-40).

5.2.2. FASE D2

A deformação D2 foi responsável pela geração de dobras de diversos padrões e magnitudes, variando de acordo com o litotipo afetado. Assim, o par S1//S0 encontra-se afetado por uma superfície S2 oblíqua, penetrativa, porém, relativamente mais espaçada que S1, com direção geral N10-45W e mergulhos entre 30 e 65° para NE (FIGURA 65). São estruturas com direções muito semelhantes ao observado em S1, porém com ângulos de mergulho um pouco mais altos. A foliação S1 ocorre praticamente em todos os litotipos e em todas as transectas estudadas. Em muitos

casos a superfície S2 ocorre como foliação principal nos afloramentos, como ao longo da Transecta de Colinas, por exemplo.

A S2 é caracterizada por uma foliação heterogênea e progressiva e que, regionalmente, apresenta caráter variado de dúctil a dúctil-rúptil, a depender do litotipo afetado, nas formas de bandamento gnáissico, xistosidade, clivagem ardosiana e clivagem de crenulação (figura 66). Localmente, A S2 transpõe as estruturas anteriores, gerando uma foliação de transposição (figura 67).

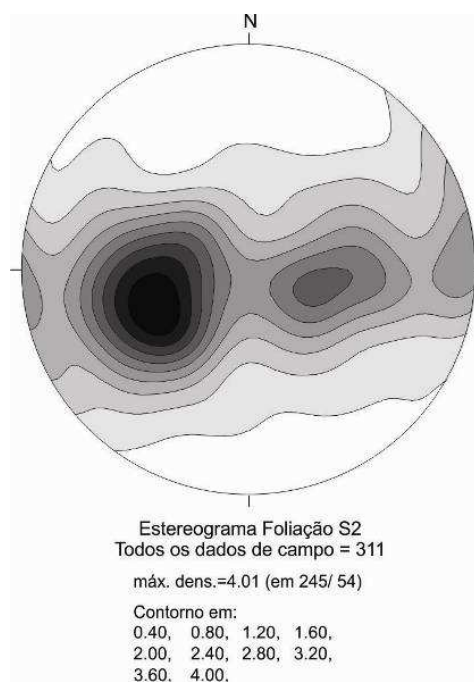


Figura 65 - Diagrama de igual valor para as 52 medidas de foliação S2. O pólo máximo ocorre em 245/54, mostrando médio a baixo ângulo de mergulho. O padrão é muito similar à S1.

Os estilos de dobras associadas à S2 são variáveis. Comumente foram observadas dobras isoclinais, *shear folds*, intrafoliares, fechadas a apertadas, normalmente assimétricas. Dobras de flanco rompido também são comuns, visualizadas principalmente em veios de quartzo sub-concordantes ou paralelizados à S1 (figura 68). Em alguns afloramentos restritos, ou mesmo em faixas de espessura métrica, as superfícies S0//S1 apresentam-se intensamente deformadas, com dobras isoclinais a intrafoliares (figura 69), por vezes com charneira espessada.

Em alguns afloramentos identifica-se apenas uma foliação principal, o que sugere que, com a evolução da deformação, as foliações S1 e S2 tornaram-se sub-paralelas (figura 69).

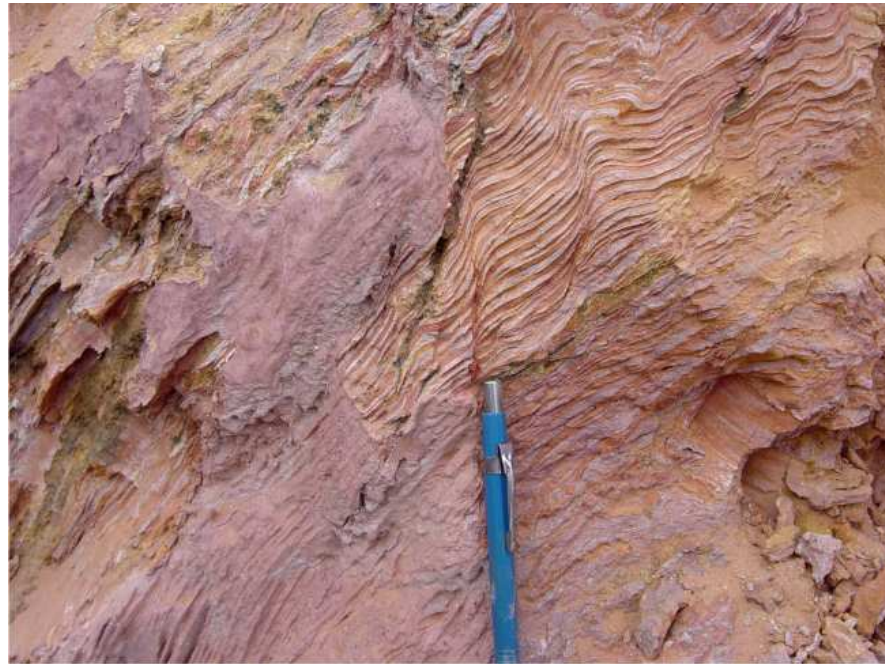


Figura 66 - Crenulação com início de clivagem em quartzo-muscovita xisto (TG-17).

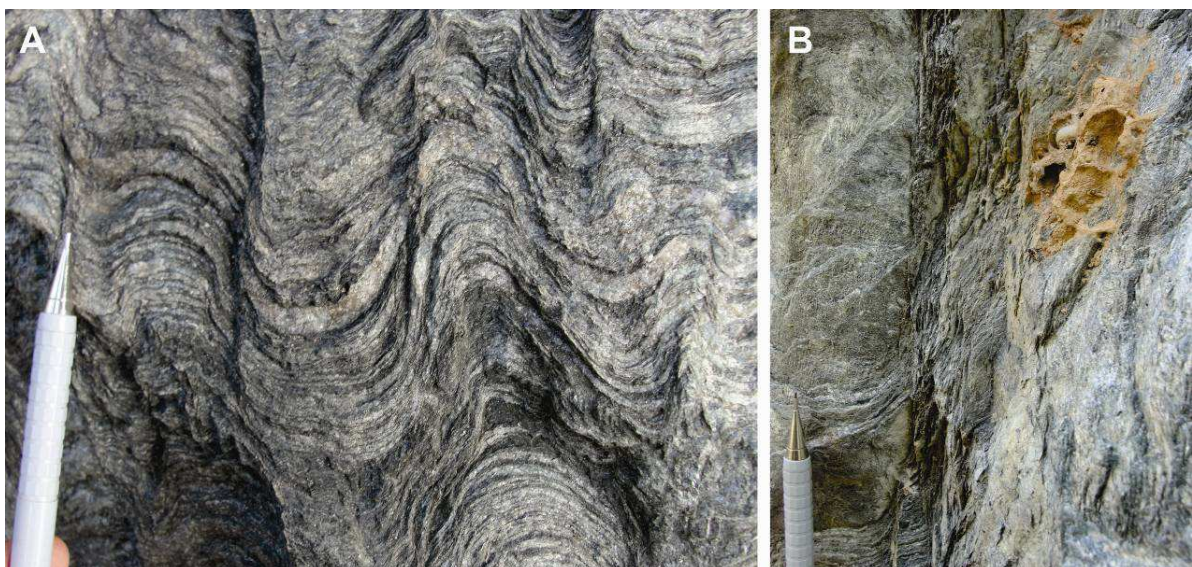


Figura 67 - (A) Clivagem de crenulação seguida de transposição do bandamento gnáissico e (B) formação de foliação de transposição (CO-57).

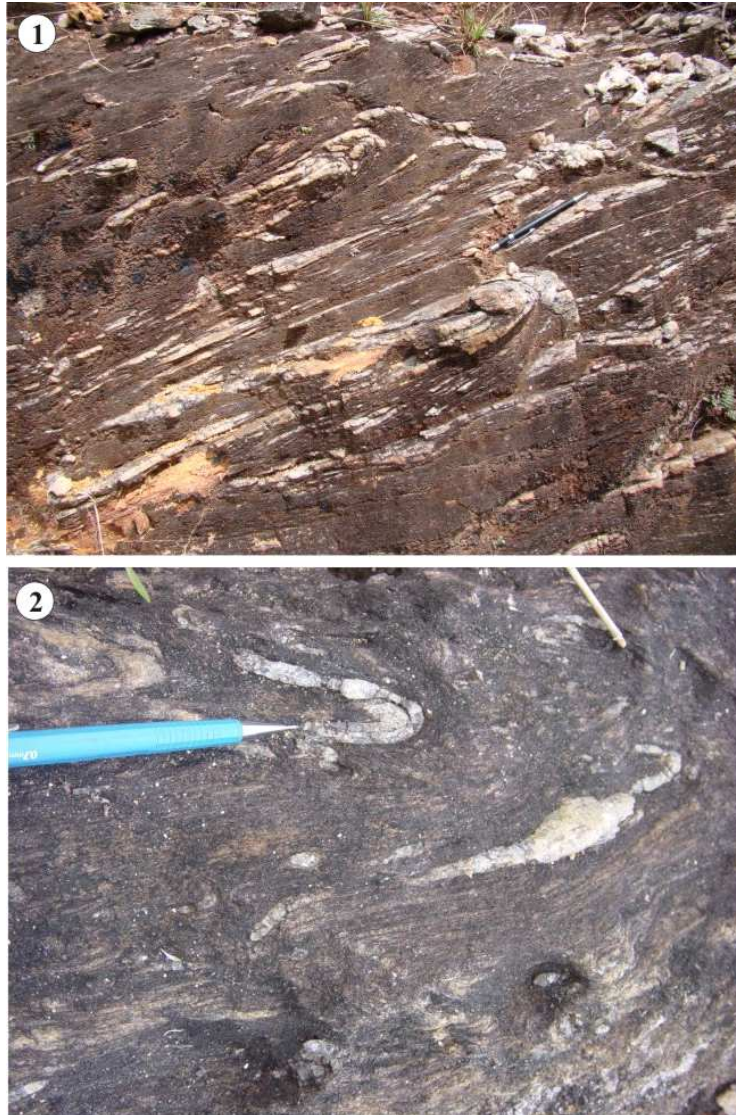


Figura 68 - (1) Dobras isoclinais com flancos rompidos e charneira espessada em quartzo-muscovita xistos do afloramento PB-29 e (2) dobras cerradas, também com flancos rompidos, em paragneisses do afloramento TG-25.

Zonas de cisalhamento discretas de baixo ângulo, com direções N15-30W/30NW e com lineações de estiramento mineral com direção média de 88/20, indicando topo para oeste, destacam uma foliação S2 de caráter milonítico. Associado a estas zonas de cisalhamento são observadas bandas de par S-C e rotação de granadas (figura 70).



Figura 69 - Dobras isoclinais, localmente intrafoliares e de flancos rompidos, indicando dobramento da S1 (bandamento gnáissico) e paralelização com a foliação S2 (TG-40).

Entre os municípios de Colméia e Pequiizeiro, em rochas do Complexo Colméia, são observadas grandes falhas de empurrão com direção N56E/26SE, onde dobras estão associadas aos planos de descolamento (figura 71). A superfície da falha apresenta foliação milonítica com indicação de bandas de par S-C.

Na região de Arapoema, no afloramento CO-63 da transecta de Colinas, lascas de rochas metaultramáficas, interpretadas como ofiolitos por Paixão & Nilson, (2002), encontram-se colocadas lado a lado com os metassedimentos por zona de cisalhamento (figura 72). Esta zona tem atitude N37E/61SE e lineação de estiramento média de 120/63. No contato entre os metassedimentos e as metaultramáficas ocorre foliação milonítica com bandas de par S-C.

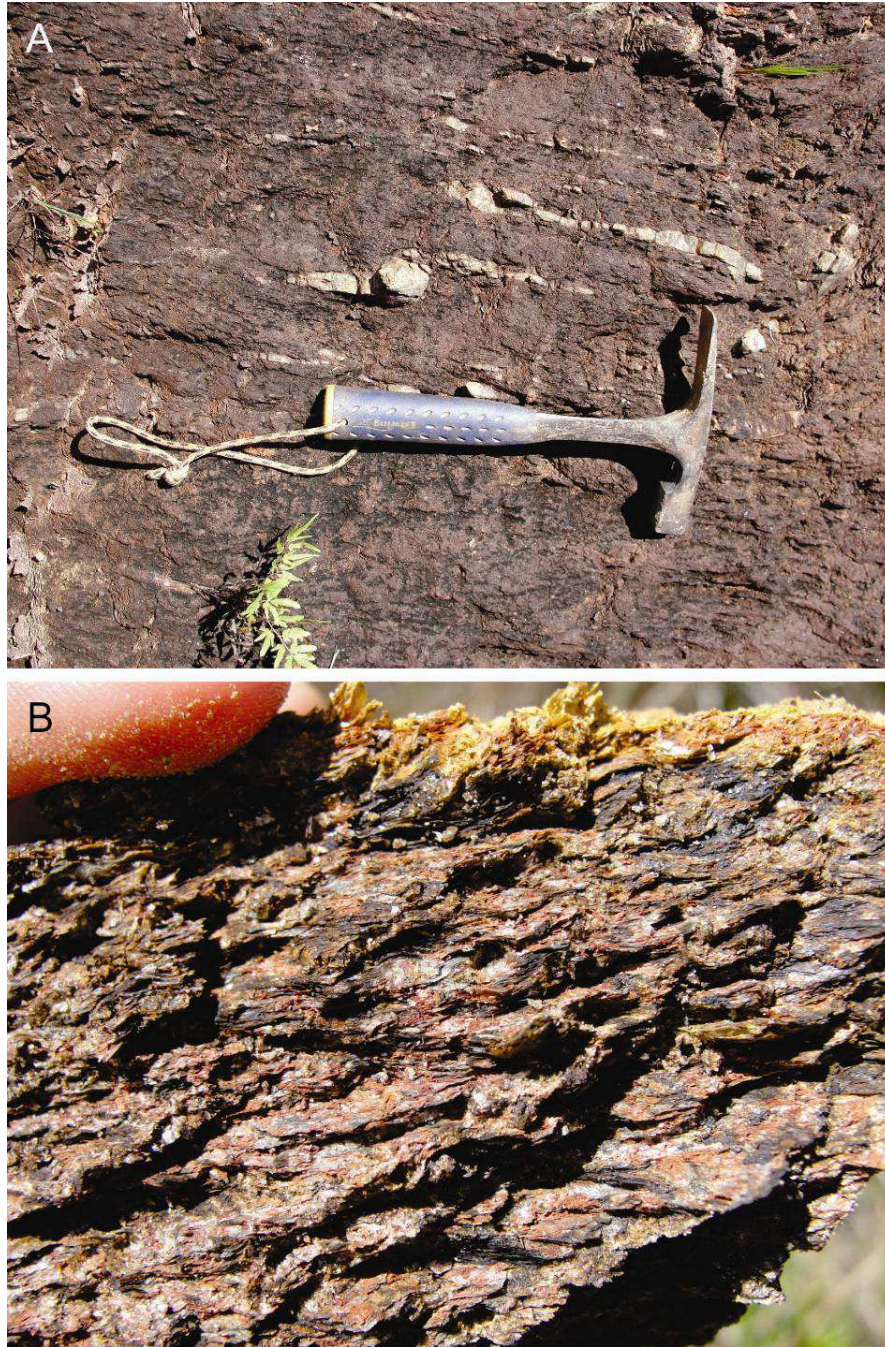


Figura 70 - (A) aspecto macroscópico de quartzo-biotita-muscovita milonitos. São frequentemente observados veios de quartzo estirados e rompidos, inclusive com eixos rotacionais e (B) biotita-muscovita xisto com granadas apresentando sombras de pressão assimétricas, com indicação de movimentação de topo para oeste (CO-72).

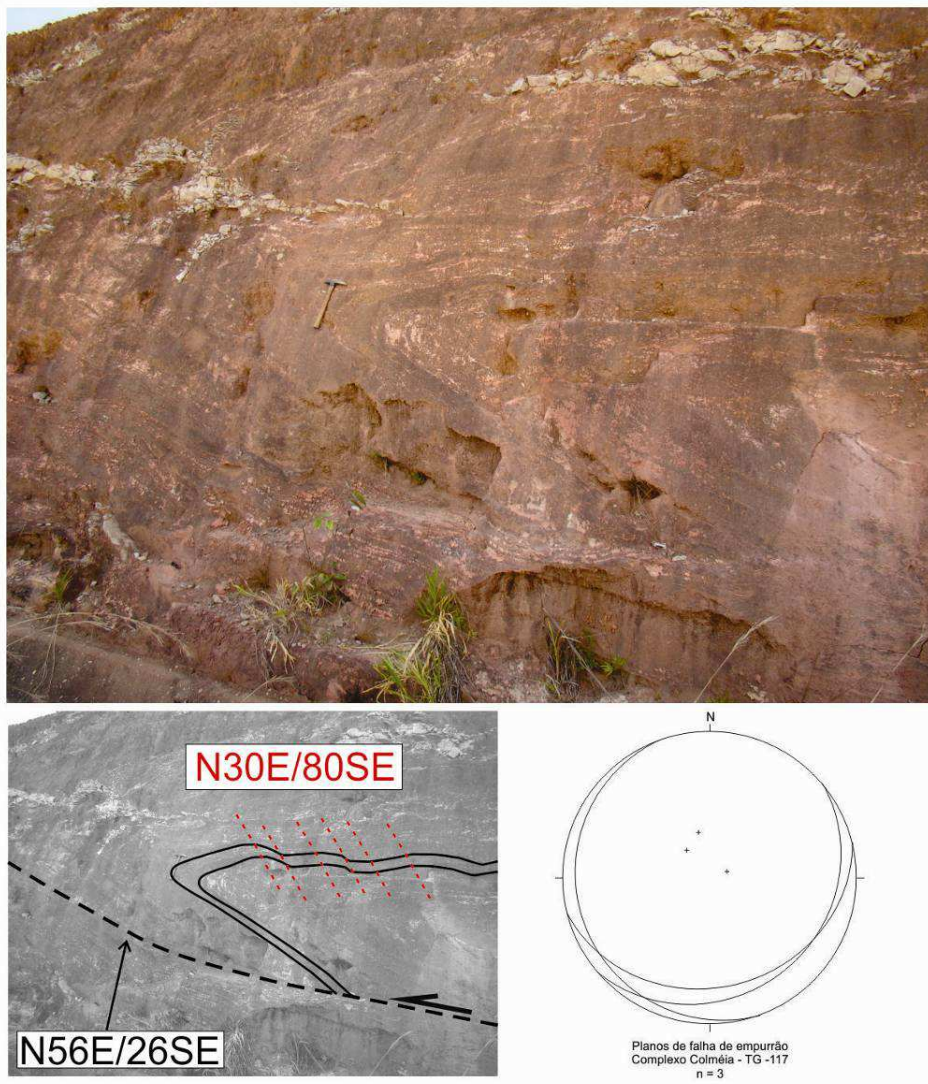


Figura 71 - Dobra propagada por falha, observada em rochas do Complexo Colméia. O estereograma destaca 3 medidas ao longo da falha principal, com direção média N56E/26SE (TG-117).

Ao longo da rodovia TO-164, trecho entre as cidades de Colméia e Itaporã (TO), são observadas zonas de cisalhamento com milonitos, ultramilonitos e filonitos desenvolvidos em ortognaisses. É nesta faixa que foi descrito o leucogranito foliado a duas micas (capítulo 4). A figura 73 mostra o contato entre metassedimentos da Faixa Araguaia com ortognaisses nas proximidades da cidade de Itaporã (TO). O contato mostra uma verticalização das estruturas, com geração de zonas filoníticas intensas, zonas de cisalhamento de baixo ângulo com pares SC bem definidos e lineações minerais características, como *ribbons* de quartzo e micas orientadas.

São comuns no contexto de rochas do Complexo Colméia, nas proximidades dos municípios de Colméia e Pequizeiro, a presença de retro-empurrões (*back-thrusts*). Este tipo de estrutura também é observada na transecta de Colinas, entre os pontos CO-74 e 75. As falhas de empurrão indicam vergência para leste (figura 74) e são claramente zonas de cisalhamento de baixo ângulo e sugerem origem durante a fase D2, pelo fato de mostrarem foliações miloníticas ao longo de suas superfícies similares às encontradas, porém com lineação com direção 220/10, direção de topo para NE, dado por sombras de pressão assimétricas. (figura 75).

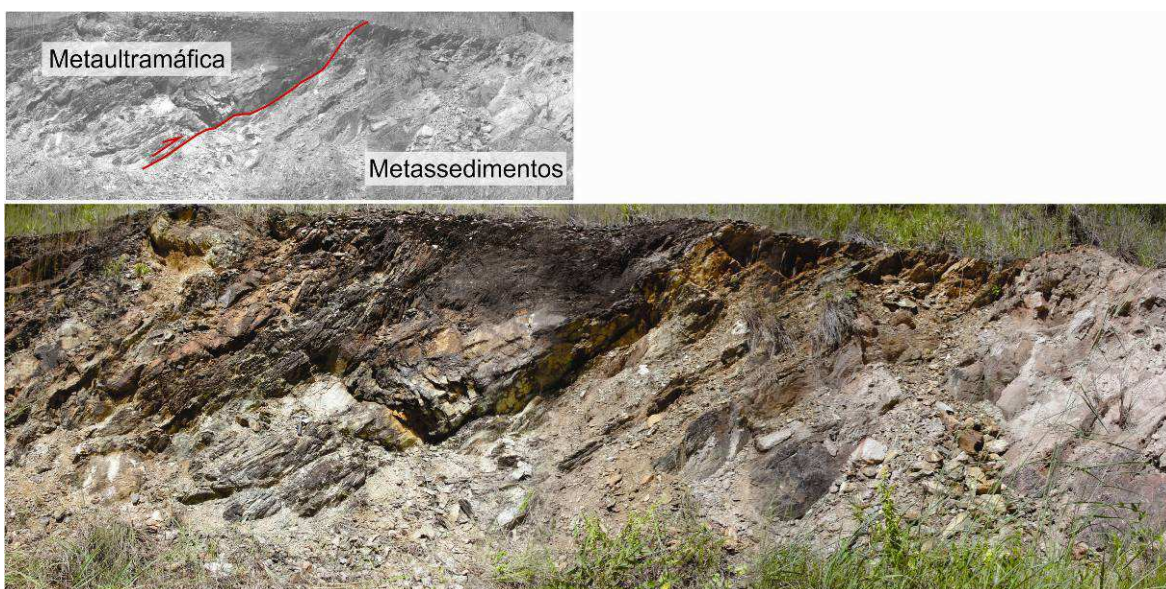


Figura 72 - Rochas metaultramáficas colocadas lado a lado com metassedimentos por falha de empurrão com direção N37E/61SE e lineação de estiramento 120/63 (CO-63).



Figura 73 - Contato entre metassedimentos e rochas do Complexo Colméia, com atenuante verticalização das estruturas. (A) visão geral do afloramento mostrando a verticalização das estruturas, (B) metapelitos, metapsamitos e quartzitos intercalados e verticalizados; (C) detalhe das zonas de cisalhamento de baixo ângulo e formação de filonitos; e (D) lineações minerais associadas a fitas de quartzo nos planos dos metassedimentos (TG-125).

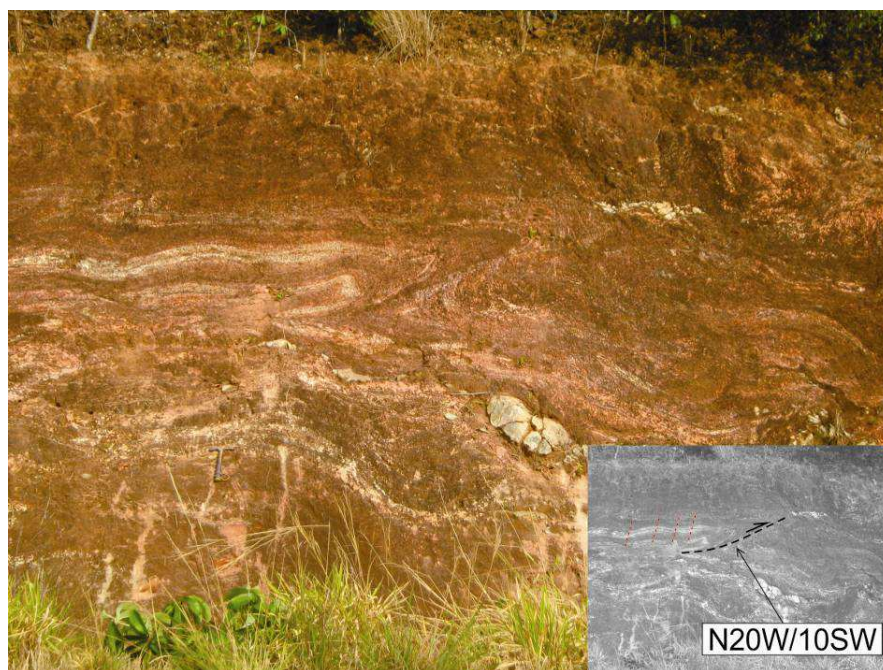


Figura 74 - Zona de cisalhamento do tipo *back-thrust*, com foliação S2 milonítica com atitude N20W/10SW (TG-117).

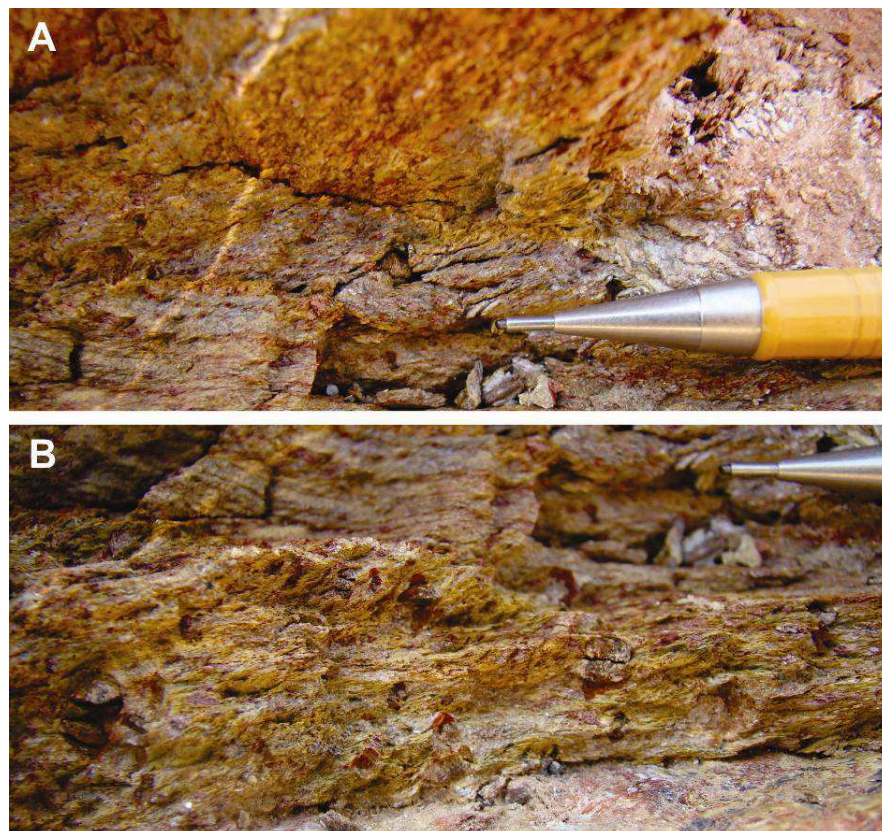


Figura 75 - (A) Evidências de foliações miloníticas com bandas de par S-C associada a granadas de granulação grossa com sombras de pressão assimétricas (detalhe B). A direção do plano milonítico é N48E/10NW e indica topo para E-SE (TG-132).

As lineações, relacionadas à fase D2, são por estiramento, sombra de pressão em porfiroblastos/clastos e planos S-C. As lineações possuem principalmente caráter milonítico e algumas delas foram separadas de acordo com grupos de afloramentos, na tentativa de observar o padrão de transporte tectônico (figura 76). De acordo com os estereogramas, as principais evidências são de que os empurrões estão direcionados para o quadrante oeste da área, e as lineações são estritamente de baixo ângulo. Estas lineações foram analisadas em estiramentos minerais associados a bandas S-C (denominada como lineação mineral par SC na figura 76) e em sombras de pressão de granadas rotacionadas. As lineações do retrocavalgamento mostram as direções de transporte tectônico invertidas, para NE-E-SE (lineações em verde nos diagramas da figura 76). São dados extraídos de

granadas de granulação grossa rotacionadas, contidas em planos S-C bem desenvolvidos e que mostram sombras de pressões assimétricas (figura 77).

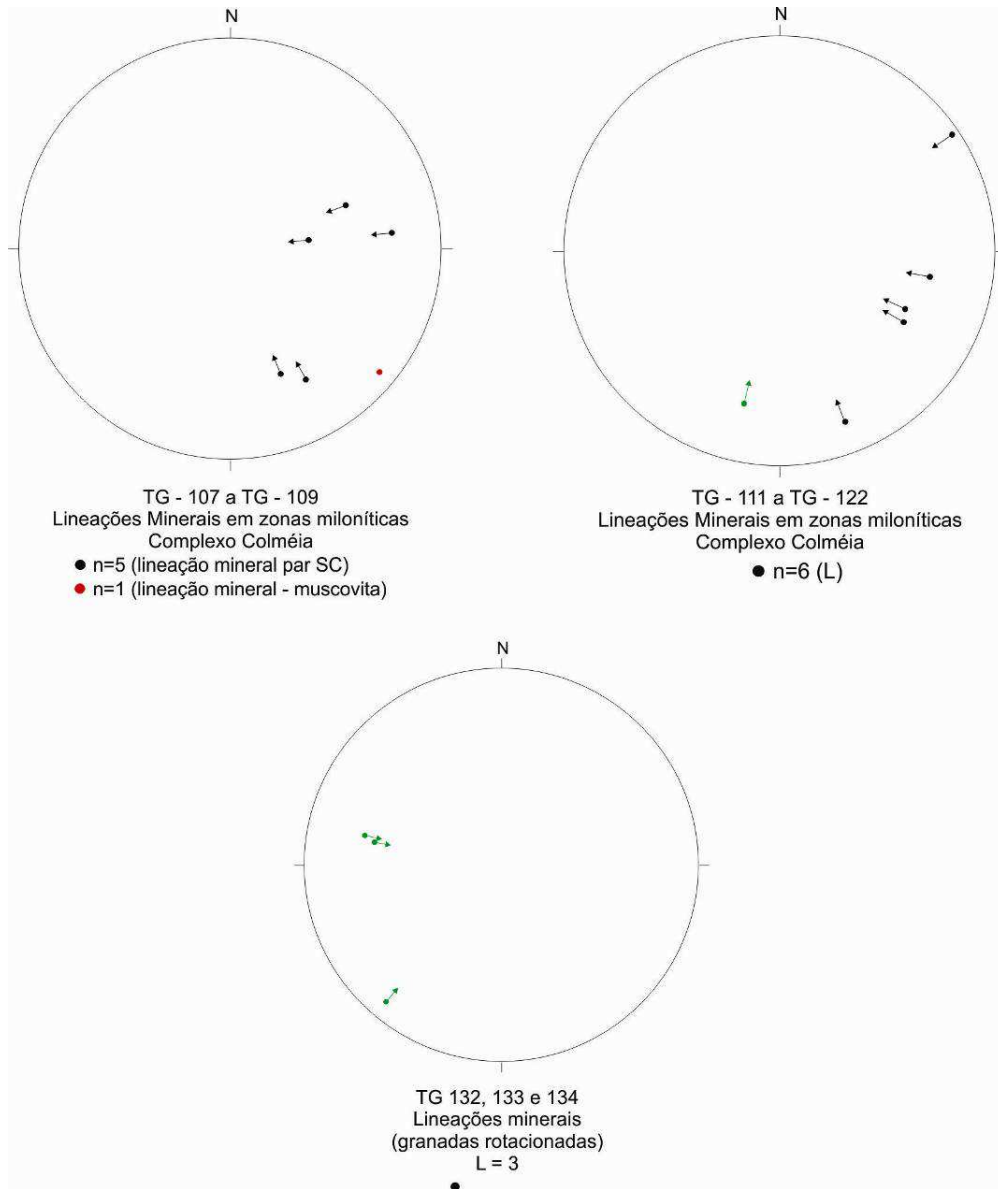


Figura 76 - Lineações de estiramento mineral e sombras de pressão assimétricas em zonas miloníticas associadas à fase D2, ao longo das transectas em estudo. As principais evidências são de que os empurrões estão direcionados para o quadrante oeste da área, e as lineações são estritamente de baixo ângulo. As lineações em verde são relativas aos retroempurrões para NE-E-SE.

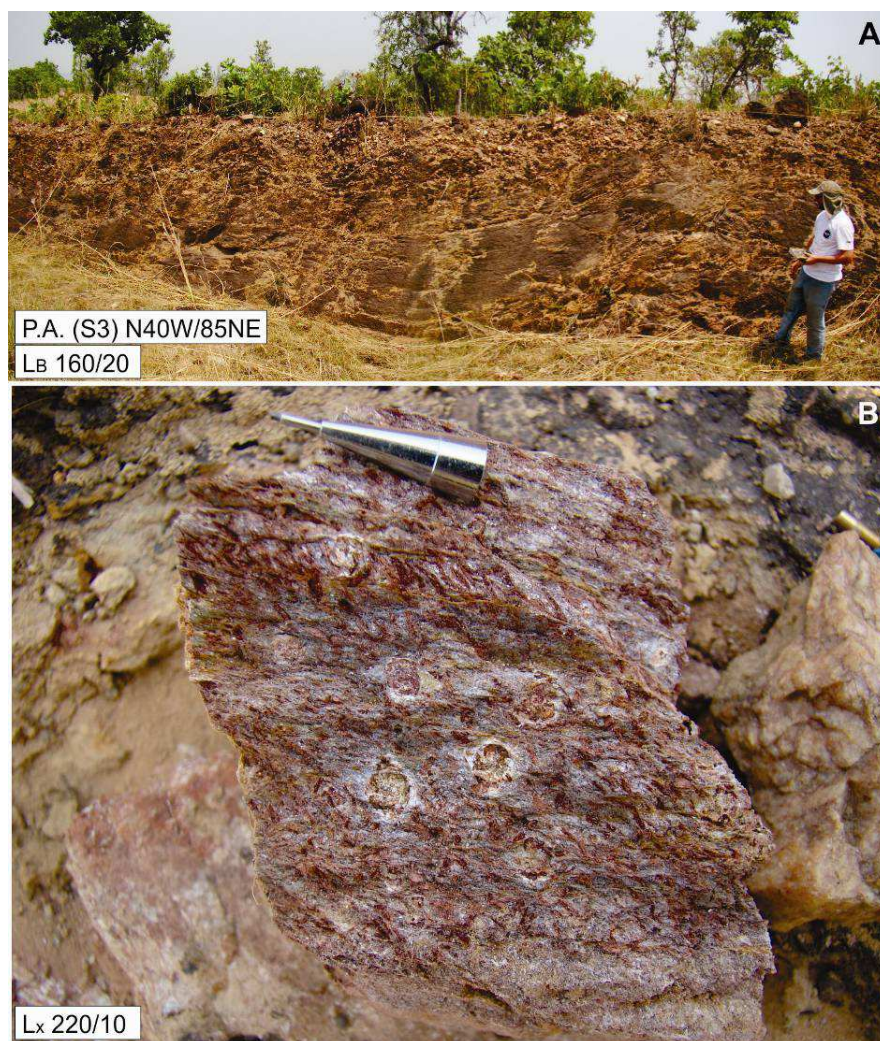


Figura 77 - (A) Afloramento com dobra aberta, sinforme, métrica e que dobra tanto S1 como S2, (B) detalhe de amostra de mão com granadas com sombras de pressão assimétricas e foliação SC (evidenciada principalmente em banda centimétrica abaixo da ponta da lapiseira) (TG-132 e 133).

Além de lineações tipo a, que indicam o transporte tectônico, outras estruturas tectônicas lineares foram obtidas, como lineações tipo b de eixos de dobras e lineações minerais, por exemplo (figuras 78). São dados que permitem interpretar possíveis planos de deslizamento flexural, tendência direcional dos esforços que encurtaram esta porção de crosta e colaboram na individualização e hierarquização das estruturas.

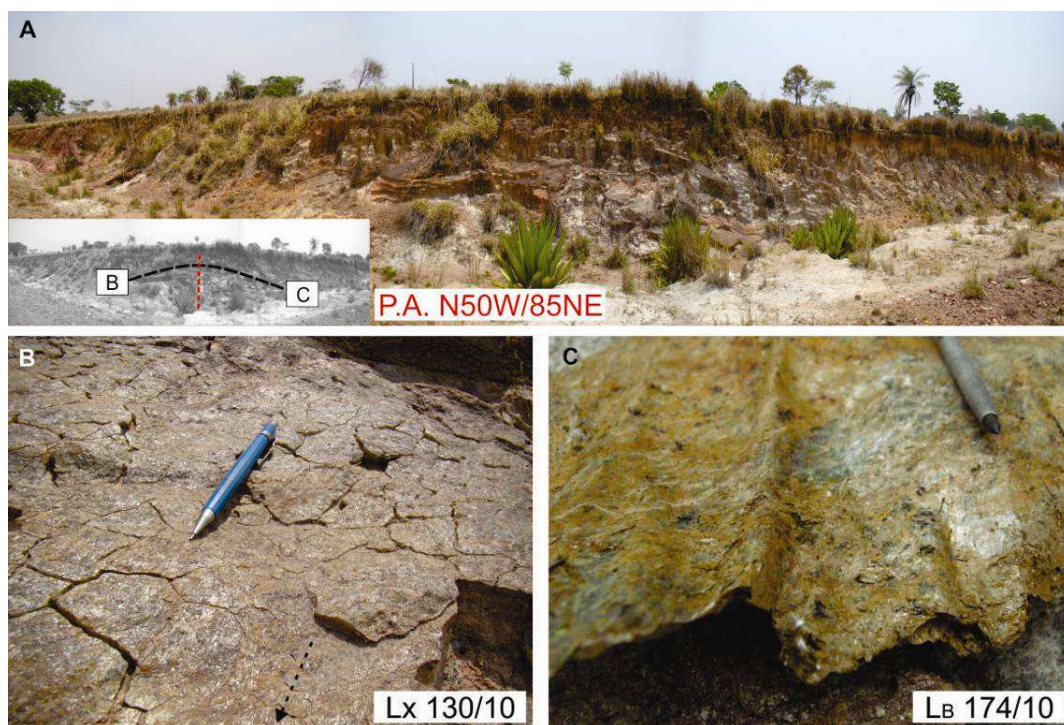


Figura 78 - (A) afloramento com dobra antiformal métrica, aberta e normal com plano axial vertical, (B) lineação dada por muscovita orientada nos flancos da grande dobra, indicando possível deslizamento flexural, e (C) eixos de microdobras parasíticas (TG-109).

5.2.3. FASE D3

Em campo observa-se que as superfícies S1 e S2 foram afetadas regionalmente por dobramentos associados a uma fase de deformação posterior D3, geradora de planos axiais verticais S3 (figura 80 A). O estilo de dobras comumente observado são de dobras cilíndricas planas a não-planas, normais. Na maioria das vezes as dobras são paralelas e concêntricas, com planos axiais verticais a sub-verticais. Há também casos de dobras em *chevron* (figura 80 B e Figura 81) e dobras desarmônicas. Os estereogramas revelam que as atitudes de S1 e S2 apresentam dispersões em seus mergulhos, sugerindo em sua grande maioria dobramentos abertos (figuras 80 C,D,F), com eixo dispersos, mergulhando entre 5° e 25°, ora com mergulhos para sul, ora para norte (figura 79). Há casos de dobras fechadas, inclusive com deslizamento flexural entre camadas e estruturas cúspides associadas. Alguns eixos possuem mergulhos mais altos que o padrão normal, em função do

dado estar afetado por tectônica rúptil nas proximidades dos afloramentos, como influência de falhas normais e transcorrentes mais recentes à foliação.

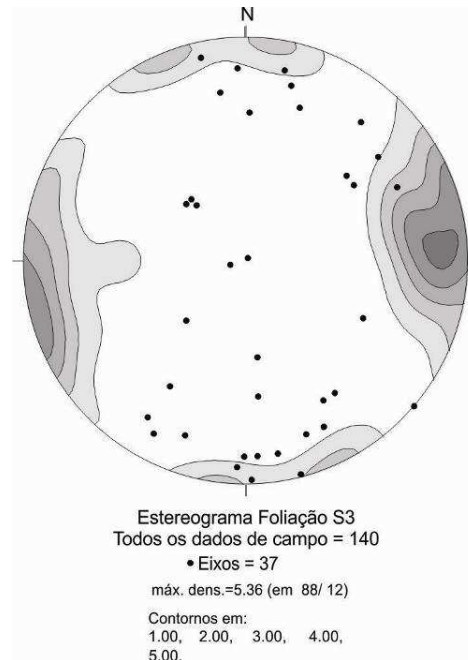


Figura 79 - Estereograma para os pólos da foliação S3. A direção da foliação é aproximadamente N-S, com altos ângulos de mergulho. Os eixos, representados pelos círculos pretos, ocorrem ao longo de todo o plano, em função de algumas dobras estarem afetadas por zonas de cisalhamento e/ou falhas.

A S3 é uma foliação do tipo clivagem de crenulação e plano axial da dobra (figuras 81 e 82). Sua evolução sugere correlação com zonas de cisalhamento transcorrentes discretas de caráter transpressional, visíveis ao longo de toda a transecta e com direção principal N-N20E. Nestes locais as foliações S1 e S2 são reconhecidas apenas como micrólitos, sendo comumente obliteradas pela foliação S3.

Localmente, a deformação D3 gera dobras normais, de geometria harmônica a desarmônica, métricas a decamétricas, com estilos estruturais distintos, como na figura 83. Mesmo em um contexto adjacente, a deformação é heterogênea e os estilos de dobras dependem totalmente da reologia das rochas que sofreram deformação.

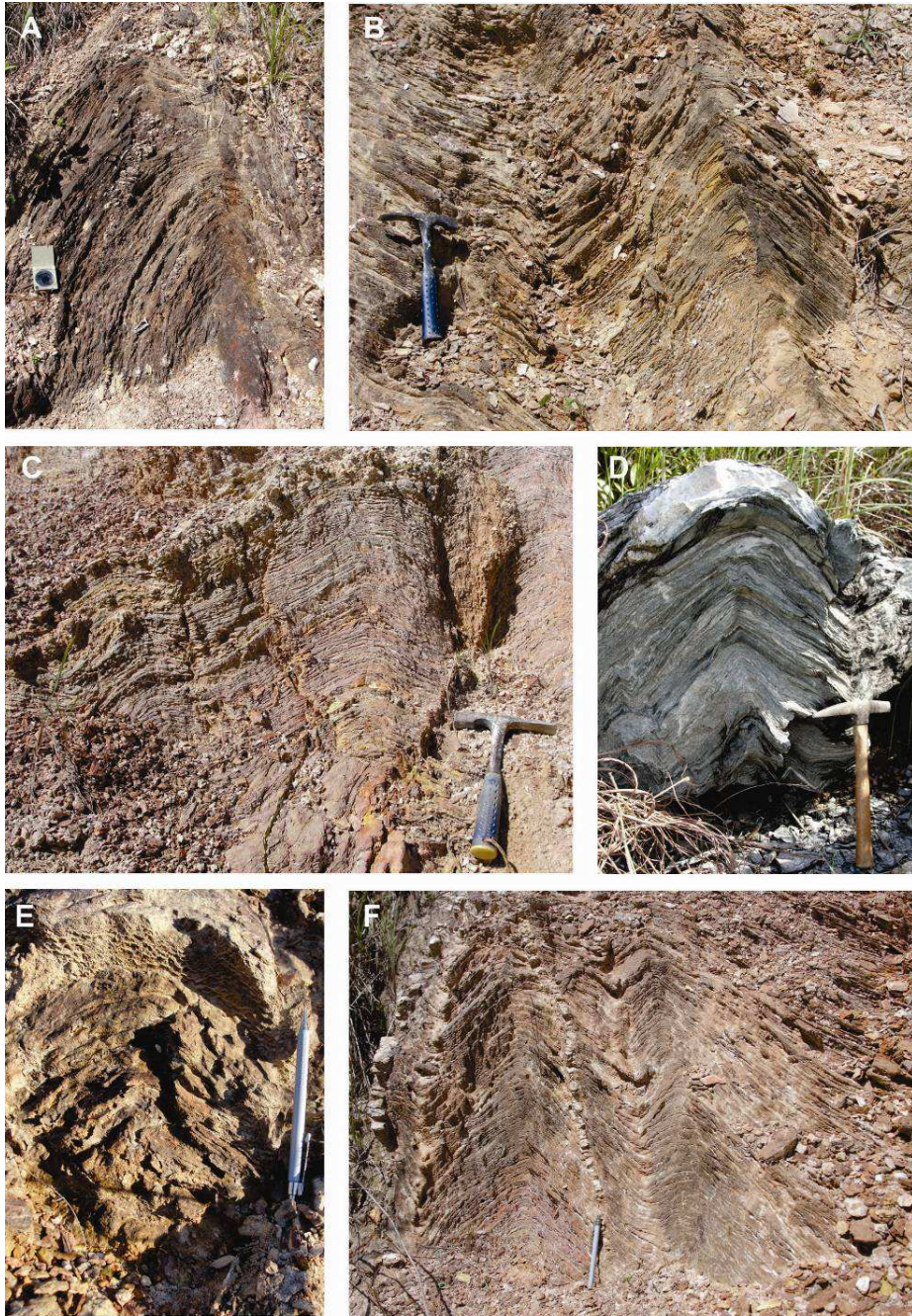


Figura 80 - Tipos de dobras geradas durante deformação D3 em diferentes litotipos da região: (A D e E) dobras normais verticais e abertas; (C e F) heterogeneidade da deformação, a qual produziu dobras com estilos diferentes lado a lado; (B e F) dobras em chevron, associado com outras dobras de diferentes estilos. Afloramentos CO-54, 56 e 57.

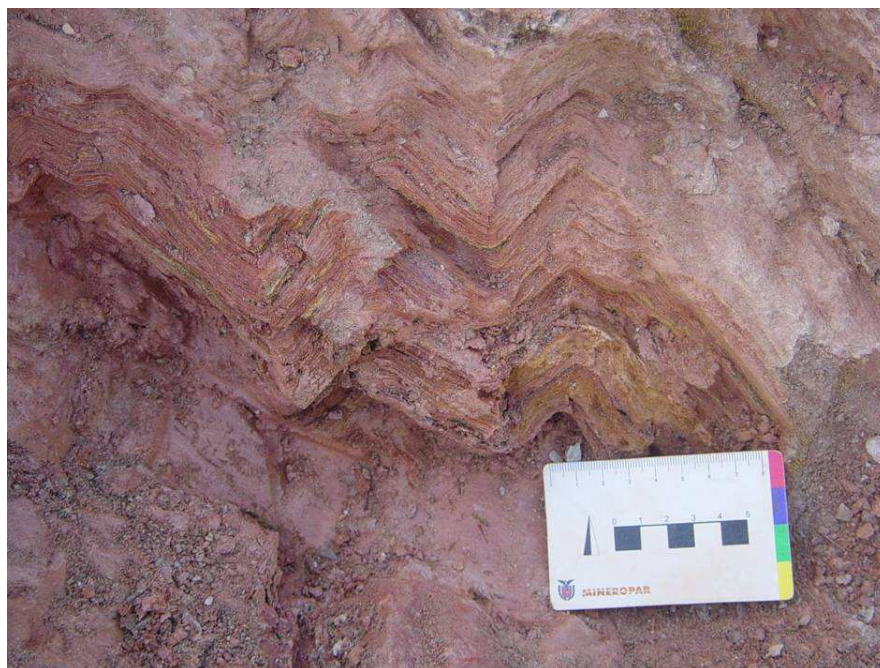


Figura 81 - Dobras em chevron em metassedimentos (TG-09).



Figura 82 - Clivagem de crenulação de S3 em metassedimentos (CO-63).

Ao longo da transecta de Guaraí as zonas de cisalhamento transcorrentes discretas foram desenvolvidas em faixas métricas e decamétricas, com ocorrência de

zonas miloníticas. Nessas faixas foram observados indicadores cinemáticos como par S-C, boudins e quartzo *ribbons* sigmoidais. Algumas foliações de transposição sugerem cinemática dextral (FIGURA 84).

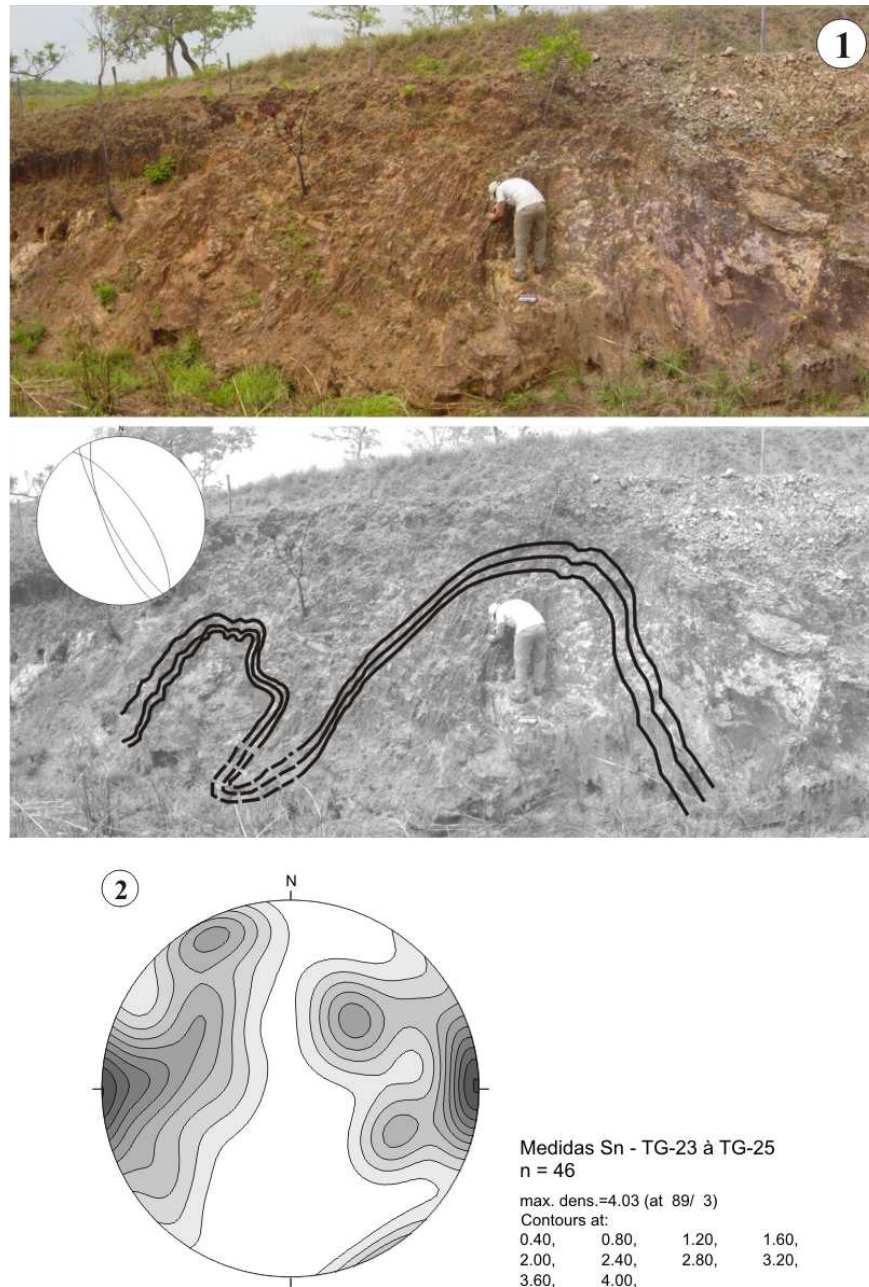


Figura 83 - (A) dobras desarmônicas e harmônicas de escala decamétrica em metassedimentos; (B) estereograma de foliação S1 construídos a partir de dados dos afloramentos com sequencias de metapesamitos TG-25, TG-23 e TG-24. Observa-se alta dispersão dos dados, evidência de estilos de dobramento heterogêneos. A máxima densidade no diagrama concentra-se no pólo 89/03, com contornos distribuídos em 0.40.

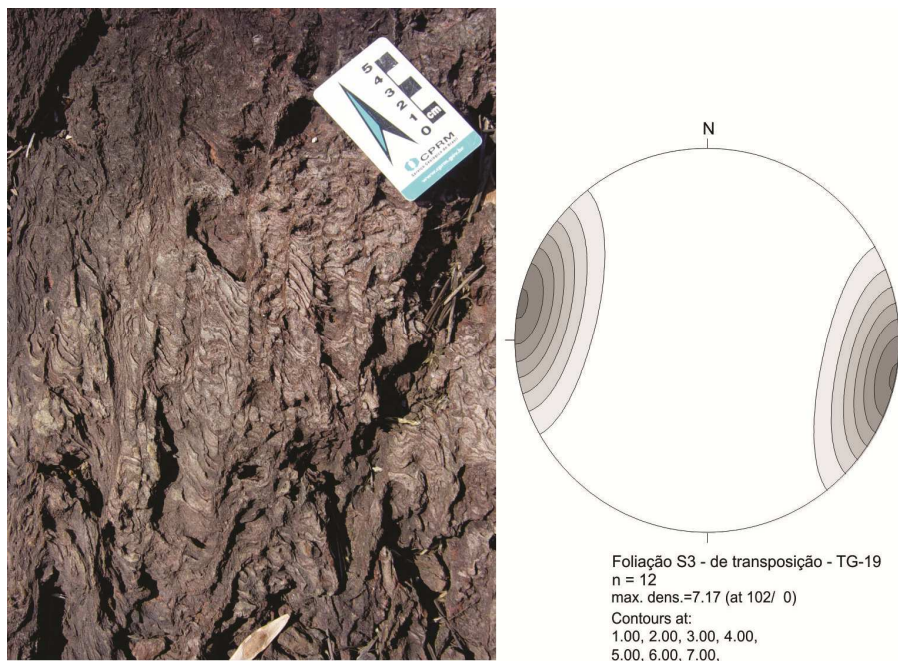


Figura 84 - Foliação de transposição em anfibolitos do afloramento TG-19. Trata-se de uma foliação com direção preferencial N20E e com ângulos de mergulho aproximadamente verticais. A transposição possibilita interpretar cinemática dextral, dado pelo deslocamento da foliação pretérita.

Assim, as zonas de cisalhamento estudadas sugerem terem sido a força motriz geradora das dobras regionais da fase D3. Seriam dobras *en echelón* em um contexto de tectônica transcorrente transpressiva, pois o ângulo entre a zona de cisalhamento e os planos axiais das dobras está, em média, com 20° e coincide com a movimentação destrógiro das zonas de cisalhamento, conforme modelo de Riedel (Figura 85).

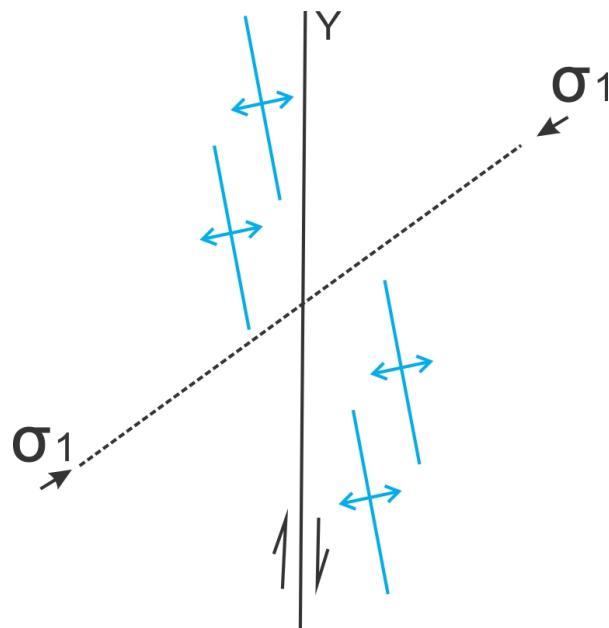


Figura 85 - Modelo de Riedel com a falha transcorrente principal (Y) com cinemática dextral e de caráter transpressional, a qual originou as dobras tardias (em azul) com eixo aproximadamente NS, ao longo da Faixa Araguaia.

5.2.4. FASE D4

A fase D4 ocorre na forma de dobramentos suaves que afetam a superfície S3 (figura 86), com direção principal dos planos para N78W/80SW. A deformação afeta as foliações S1, S2 e S3 observadas.

Tais estruturas ocorrem nas proximidades à lasca tectônica do Complexo Colméia. Assim, parece associar-se a uma fase deformacional tardia, sendo difícil interpretar se estaria ou não associada aos momentos finais da colisão e colocação da lasca tectônica do Complexo Colméia.

Outra possibilidade para a geração destas estruturas seriam falhas transcorrentes conexas a esta deformação tardia, novamente com a possibilidade de serem dobras *en echelon*, porém, desta vez, não associadas à evolução do orógeno. A figura 87 mostra veios de quartzo com redobramentos e atitudes de planos axiais que coincidem com as direções da superfície S4.

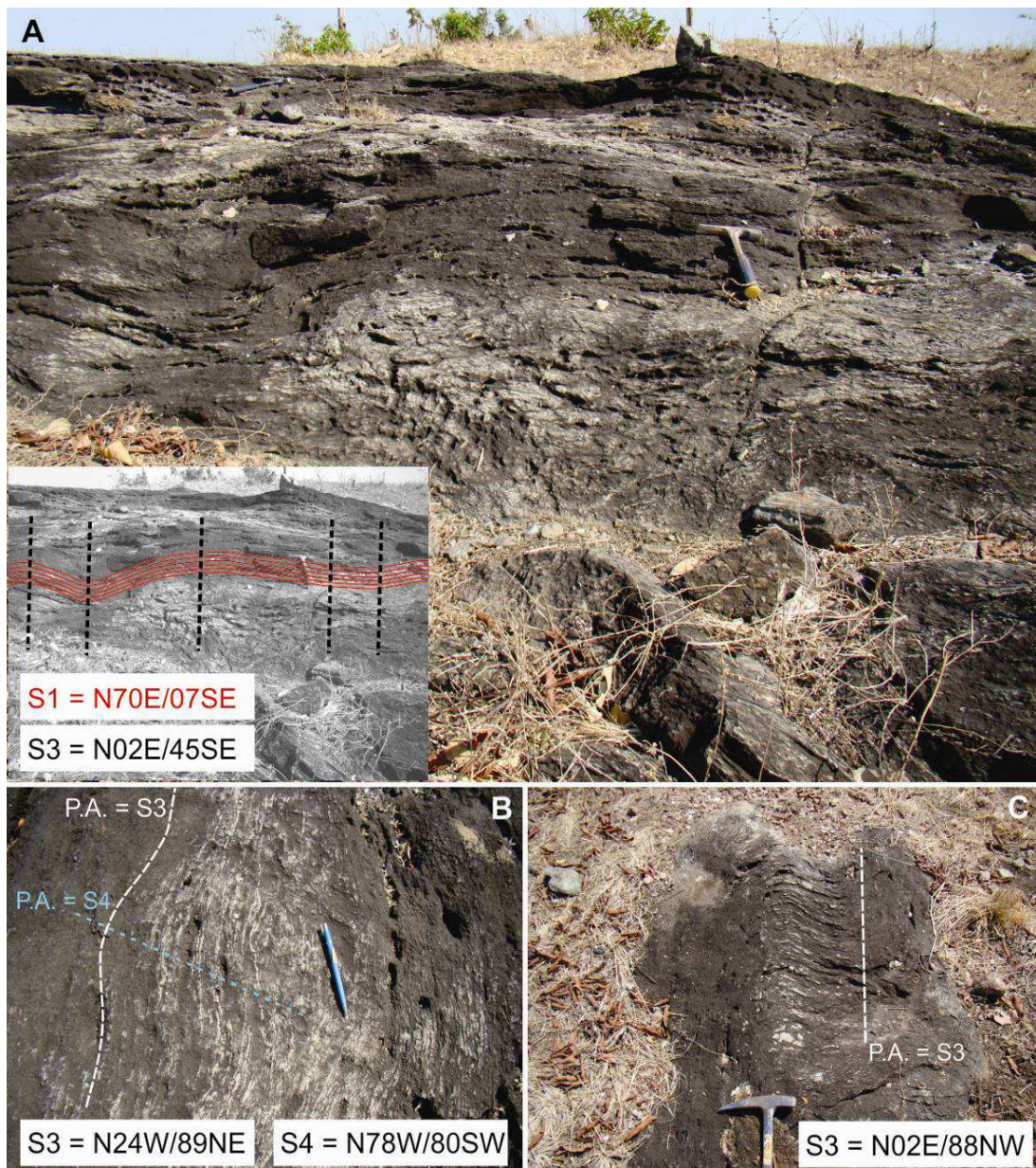


Figura 86 - Distribuição das foliações S1, S3 e S4 em muscovita-quartzo xisto no afloramento TG-126. Destaque para a superfície S4 de direção N78W e mergulho próximo ao vertical.

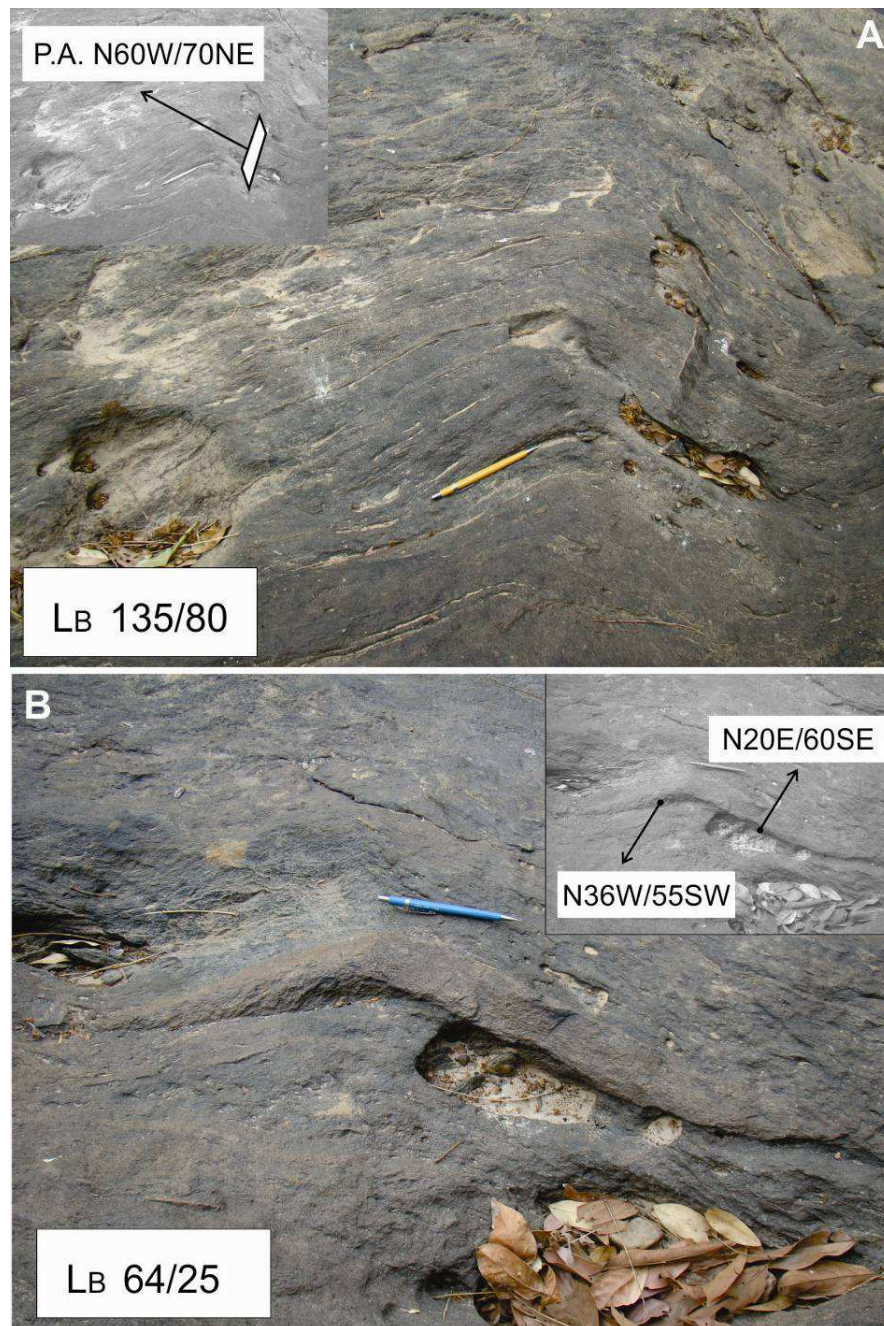


Figura 87 - Feições de dobramentos na área, com plano axial de dobra D4 de direção N60W/70NE. O veio de quartzo (marrom, abaixo da lapizeira) na figura B possui duas direções e mergulhos distintos entre os flancos (TG 130).

Estudos detalhados são necessários para obter um controle mais minucioso destas estruturas, principalmente na porção norte do Complexo Colméia e nas bordas de outros núcleos de embasamento que afloram ao longo da Faixa Araguaia.

5.2.5. VEIOS DE QUARTZO

A quantidade e diversidade dos veios de quartzo faz com que estes mereçam um item a parte.

Observam-se veios de quartzo em praticamente todas as unidades litológicas da área de estudo. Os veios parecem ter sido injetados durante as deformações D2 e D3 e, normalmente, ocorrem paralelos a sub-paralelos às superfícies S2 e S3. Foram observados veios na foliação S1, mas com menor expressão. Além disso, há sistemas de veios de quartzo com estruturas do tipo “*stockwork*”, indicando aumento localizado de pressão de fluidos e fraturamento hidráulico (figura 88).

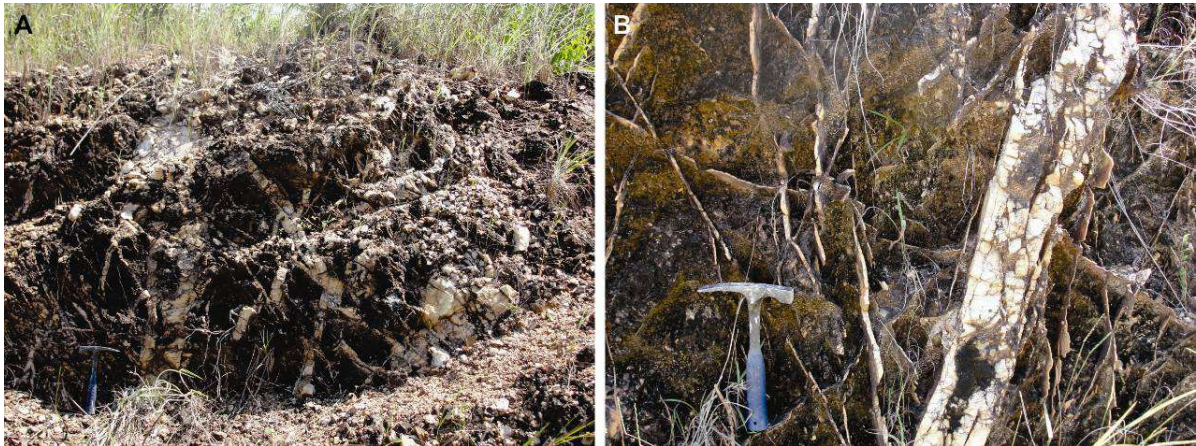


Figura 88 - Meta arenito com inúmeros veios de quartzo em arranjo caótico, exibindo estruturas do tipo stockworks (CO-50).

Os veios associados à S1 e S2 possuem espessura da ordem de 1 cm a 15 cm, são constituídos de quartzo maciço, leitoso e por vezes fumê. Estão dispostos paralelamente à foliação e são bons marcadores de deformação (figura 89), principalmente em rochas muito intemperizadas ou ausente de bandas ou intercalações de litotipos.

Os veios associados à superfície S3 são mais possantes. Possuem espessuras aparentes que podem chegar a 80 cm e, freqüentemente, estão associados aos planos axiais das dobras métricas geradas durante a deformação D3 (figura 90). Sendo assim, possuem mergulhos sub-verticais, da ordem de 75° a 89° e

direção predominantemente N-S. Por vezes, foram observadas *drag folds* associadas ao alojamento do veio, ora com indicação de falha normal, ora como falha inversa (Figura 91). Os veios associados à fase D3 coincidem com as direções de abertura (T) na análise do sistema de Riedel (figura 85), fato que corrobora com a possibilidade de a fase D3 estar associada a zonas de deformação transcorrentes dextrais.



Figura 89 - Veios de quartzo como marcadores de dobras abertas da foliação S1, os quais, em casos específicos, podem ser utilizados como indicadores cinemáticos (TG-16).

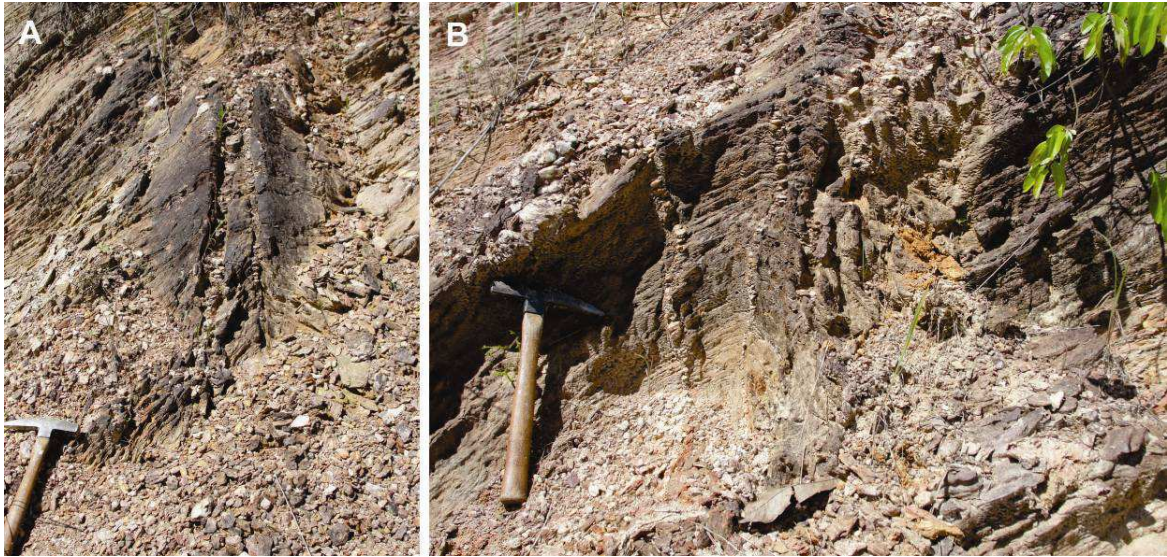


Figura 90 - Veios e vênulas de quartzo inseridos em P.A. (superfície S3) de dobras métricas (CO-55).

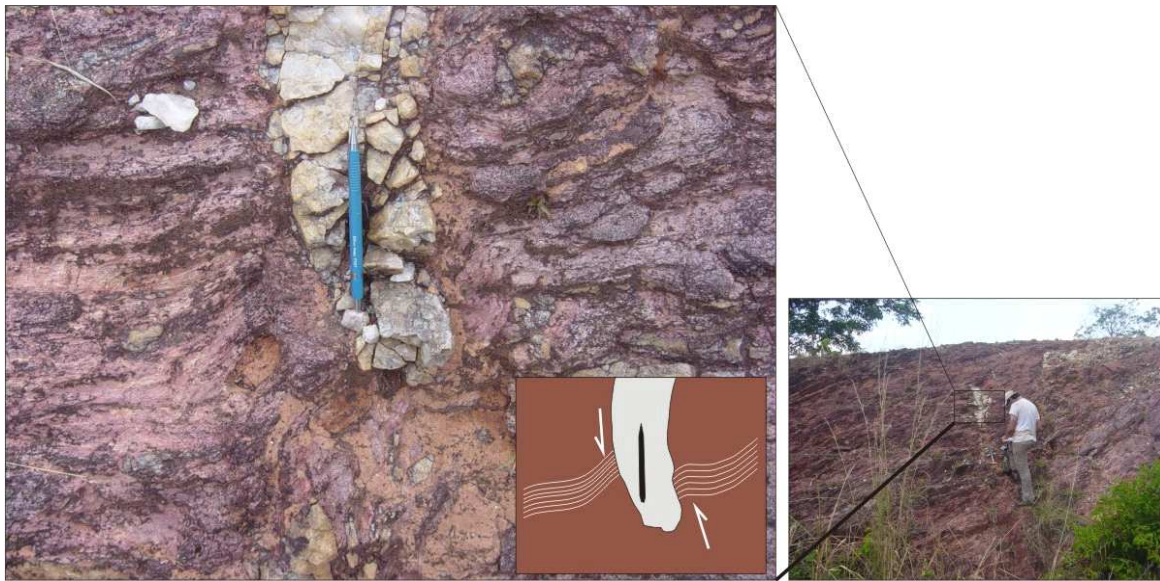


Figura 91 – *Drag folds* associadas a veio de quartzo indicando falha inversa em metassedimentos (TG-32).

Muitos dos veios apresentam sulfetos em zonas de charneira, como pirita (figura 92 B), calcopirita e bornita.

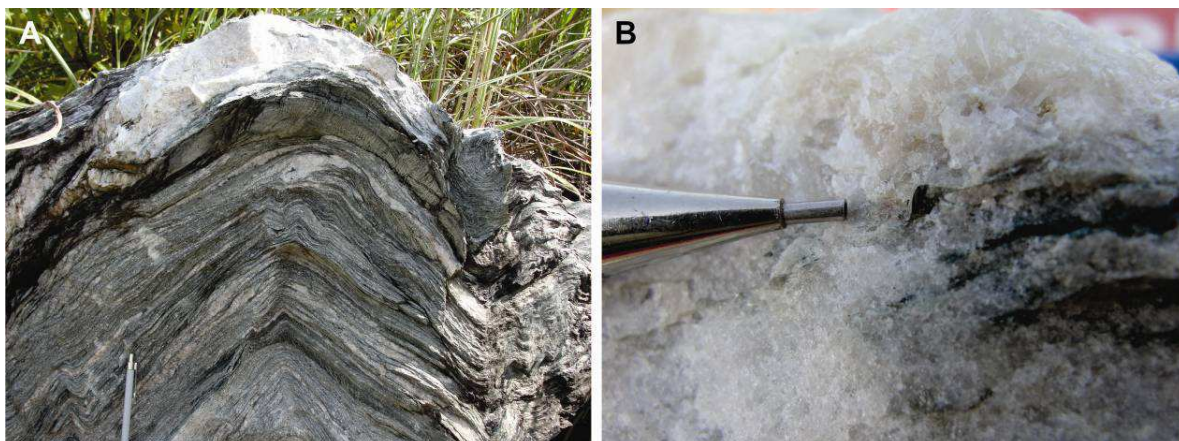


Figura 92 - (A) veio de quartzo alojado em espessamento da charneira de dobra (branco no topo da rocha) e (B) sulfetos (pirita) encontrados na zona espessa. Notar o grau avançado de recristalização do quartzo (CO-57).

5.2.6. DEFORMAÇÕES RÚPTEIS

As evidências de deformação rúptil não são tão facilmente distinguidas e hierarquizadas nas unidades neoproterozóicas. De modo geral, as unidades da Faixa Araguaia encontram-se afetadas por vários sistemas de fraturas. Faixas cataclásticas são visíveis, onde o espaçamento entre as fraturas diminui e ocorrem brechas associadas.

O diagrama de rosetas para todas as fraturas observadas na Faixa Araguaia (figura 93) revela uma tendência principal para N-N70-90E e uma N10E. Secundariamente ocorrem direções importantes N10-30W e N60-70E.

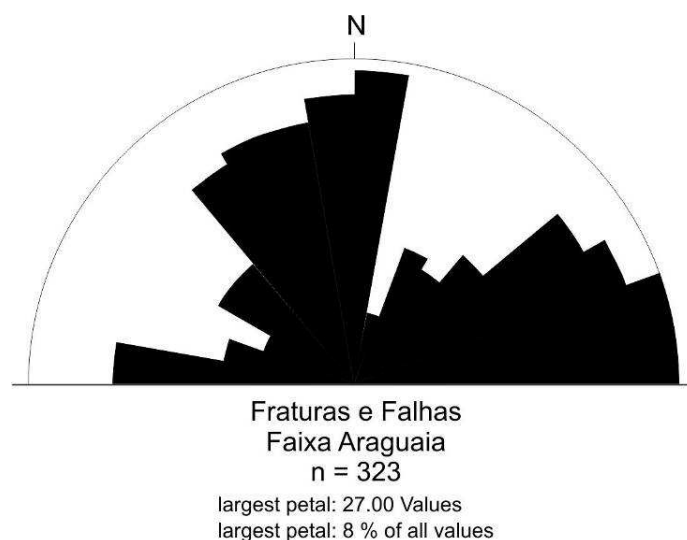


Figura 93 - Diagrama de rosetas para fraturas totais observadas na área de estudo ao longo da Faixa Araguaia. Destaque para as direções N-N10E e E-W.

Dentre todos os conjuntos analisados, pode ser individualizado um sistema importante de fraturas com direção NNW, com características heterogêneas e de abrangência em toda a transecta. Destacam-se planos de falhas normais (Figura 94) e inversas com direções variando entre N-N35W e caimentos entre 60° e 85° para leste/nordeste, alguns planos com espelho e com estrias *down dip* (mais freqüentes) e oblíquas. Os indicadores cinemáticos definidos pelos *steps* são dúbios, porém, bem caracterizados pela movimentação das foliações pretéritas. No afloramento TG-27 ocorrem falhas transcorrentes com direções muito próximas (NNW) e mergulhos que variam entre 60° e 84° para nordeste, com indicação de cinemática dextral (Figura 95). Por outro lado, algumas falhas apresentam estrias *strike slip* (mais freqüentes), oblíquas e *down dip* (mais raras), com indicadores cinemáticos sugestivos de movimentação sinistral.

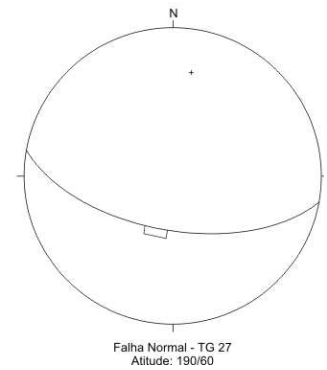


Figura 94 - Falha normal em metassedimentos da Faixa Araguaia, com direção E-W e mergulho para sul, aproximadamente (TG-27).

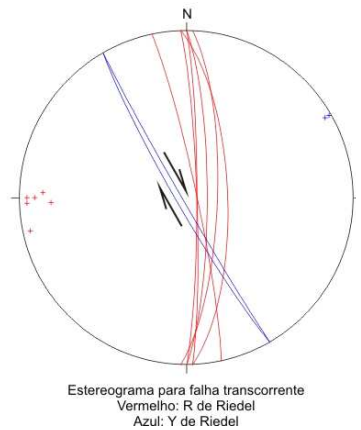
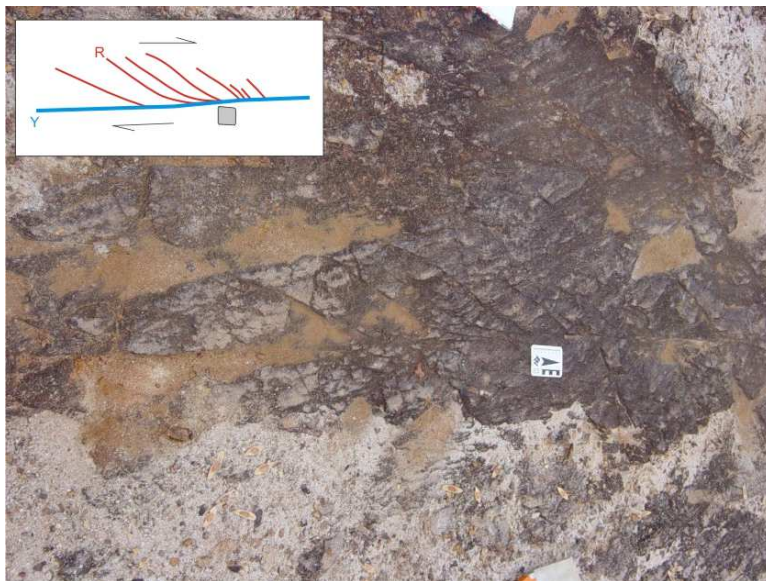


Figura 95 - Falha transcorrente com cinemática dextral, a partir de fraturas escalonadas. Em azul estão plotados as fraturas Y e em vermelho as R do sistema Riedel (TG-27).

O sistema de fraturas e falhas de direção aproximadamente N-NW, juntamente com tendências NE, compreendem um importante sistema de *horsts* e *grabens* que predominam ao longo de toda a Faixa, principalmente no município de Colméia

(figura 96). Nesta região, encontram-se grandes depósitos conglomeráticos assentados diretamente sobre rochas do Complexo Colméia, em uma grande discordância angular.

Estes depósitos possuem falhas normais que afetam essas rochas com direção N40W, aproximadamente, falhas estas muito próximas à direção principal dos grábens na região, o que sugere um sistema de falhas normais com estilo em dominó. Os planos são pouco nítidos, a não ser pela marcação e contraste entre os clastos e a matriz marrom-avermelhada (Figura 97).

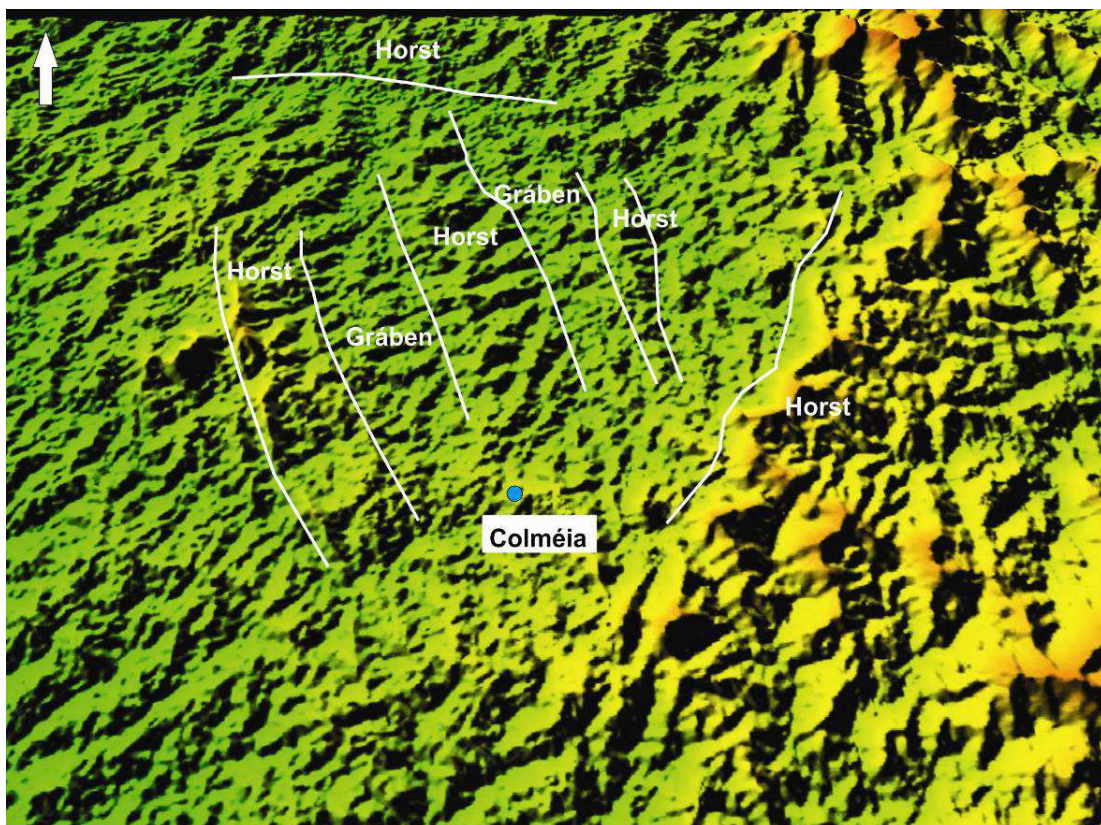


Figura 96 - Imagem ASTER destacando Horsts e Grábens na região de Colméia, desenvolvidos principalmente com direção N-NW.



Figura 97 - Falha normal com atitude N40W/70SW afetando depósito conglomerático, depositado sobre rochas do Complexo Colméia.

As falhas transcorrentes são observadas ao longo de várias unidades da Faixa Araguaia, bem como em alguns granitos do Cráton Amazônico. Mesmo não sendo alvo direto do estudo, a estruturação observada adentra aos domínios da Faixa e torna-se uma importante estrutura regional. A falha possui direção N58E/85SE e possui cinemática dextral, inclusive com estrias e steps que indicam uma componente reversa (Figura 98).

Em metagabros da Faixa Araguaia, em afloramento no Rio Araguaia, fraturas escalonadas permitem interpretar falha transcorrente dextral com atitude N72E/70NW (figura 99). Em metassedimentos nas proximidades de Pequizeiro, fraturas escalonadas indicam falha transcorrente com cinemática dextral e direção N36E/82SE (figura 100).

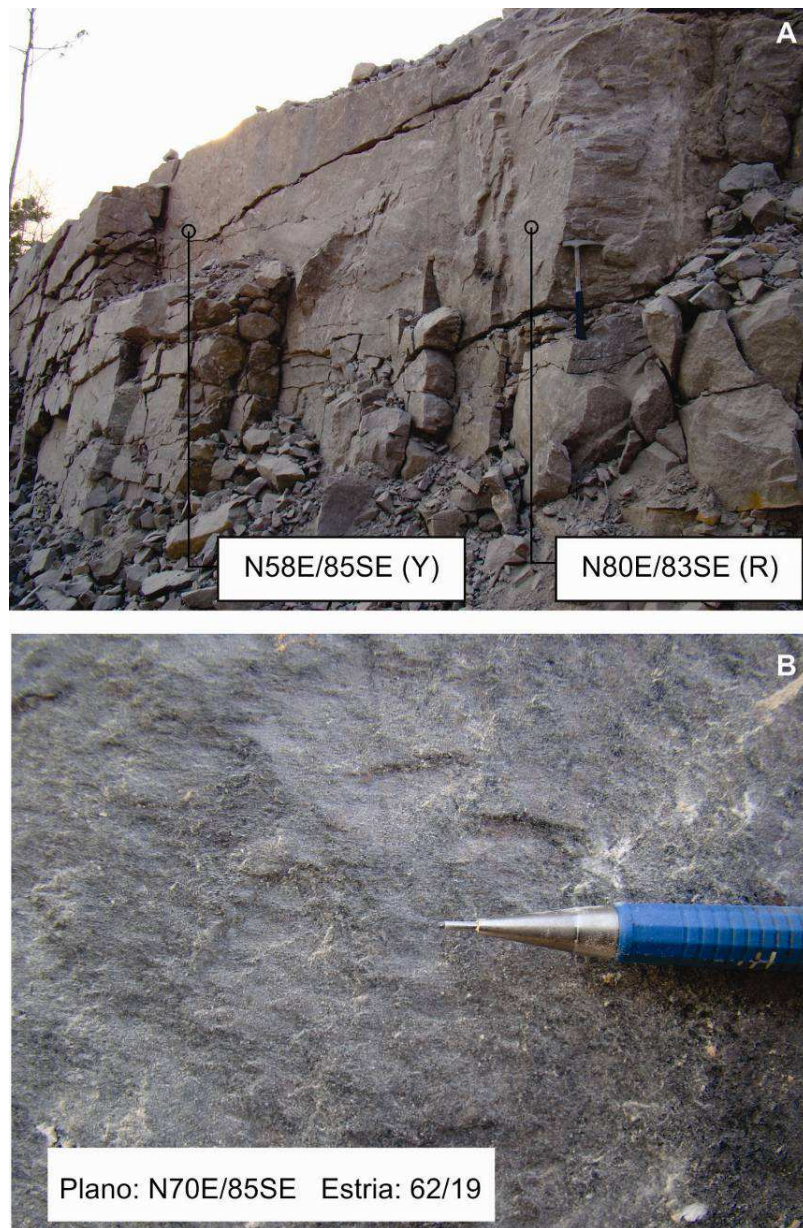


Figura 98 - (A) fraturas Riedel em que Y possui direção N58E/85SE e R N80E/82SE, indicando cinemática dextral reversa em leucogranito e (B) detalhe do plano da falha com *steps* indicando cinemática dextral reversa, região de Redenção (Pará), afloramento TG-100.

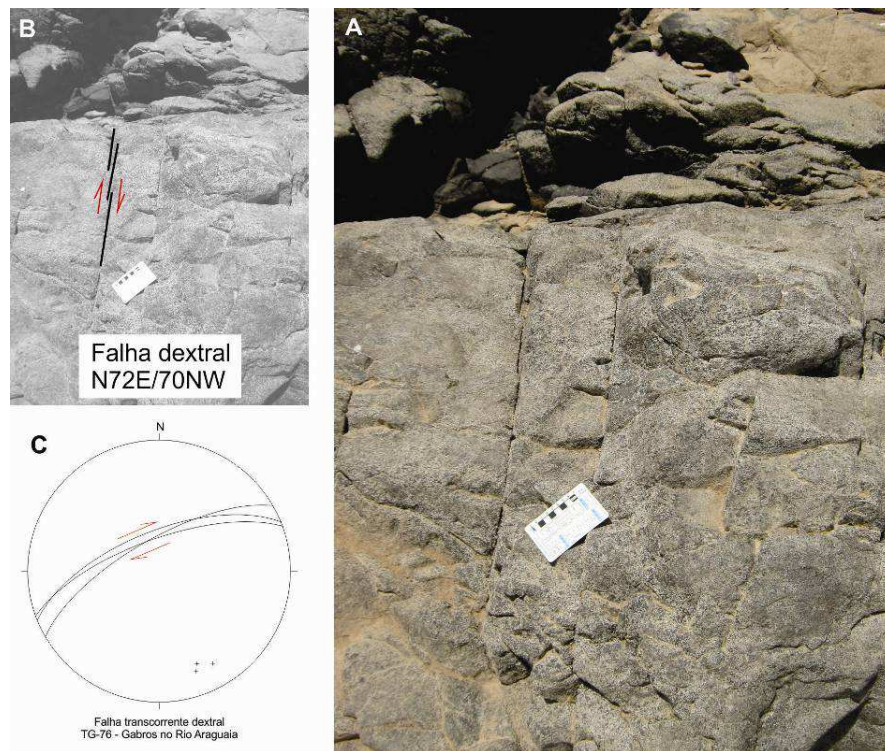


Figura 99 - (A e B) Metagabro com fraturas escalonadas indicando cinemática dextral (C) diagrama com grandes círculos referentes às fraturas (TG-76).



Figura 100 - Metassedimentos apresentando fraturas escalonadas com cinemática dextral e direção N36E/82SE.

Falhas transcorrentes de direção NW ocorrem ao longo de toda a Faixa. São estruturas com direções N36W/85NE e os indicadores cinemáticos são inúmeros. Em um mesmo afloramento (TG-93) foram observados deslocamento entre camadas, com rejeitos da ordem de 10 cm e *drag folds*, todos indicando movimentação sinistral ao longo do plano de falha principal (figura 101). Planos axiais de dobras associadas aos planos de falha mostram-se com direção E-W, muito próxima a direção das PAs das dobras D4.

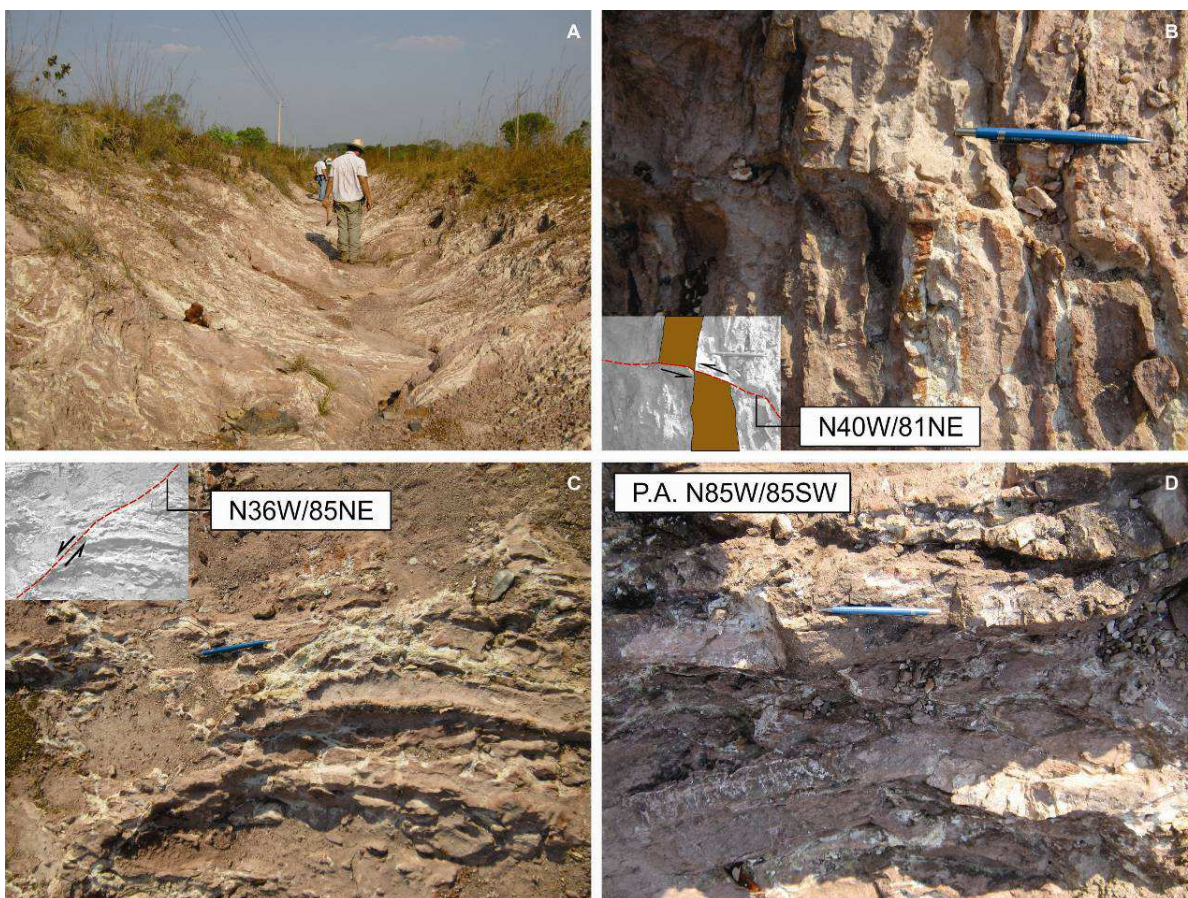


Figura 101 - Falha transcorrente com cinemática sinistral observada no afloramento TG-93, a partir de inúmeros indicadores como drag folds (C) e deslocamento relativo de camada com rejeito de aproximadamente 10cm (B).

Falhas transcorrentes próximas à direção E-W também foram observadas, com cinemática sinistral e componente reversa, dada por estrias de atrito com atitude 65/55 e steps. Trata-se de uma zona de falha impressa em quartzitos ao longo da

rodovia PA-278, com planos bem definidos de direção N75E/80NW e estrias de atrito com atitude 65/55 (figura 102).

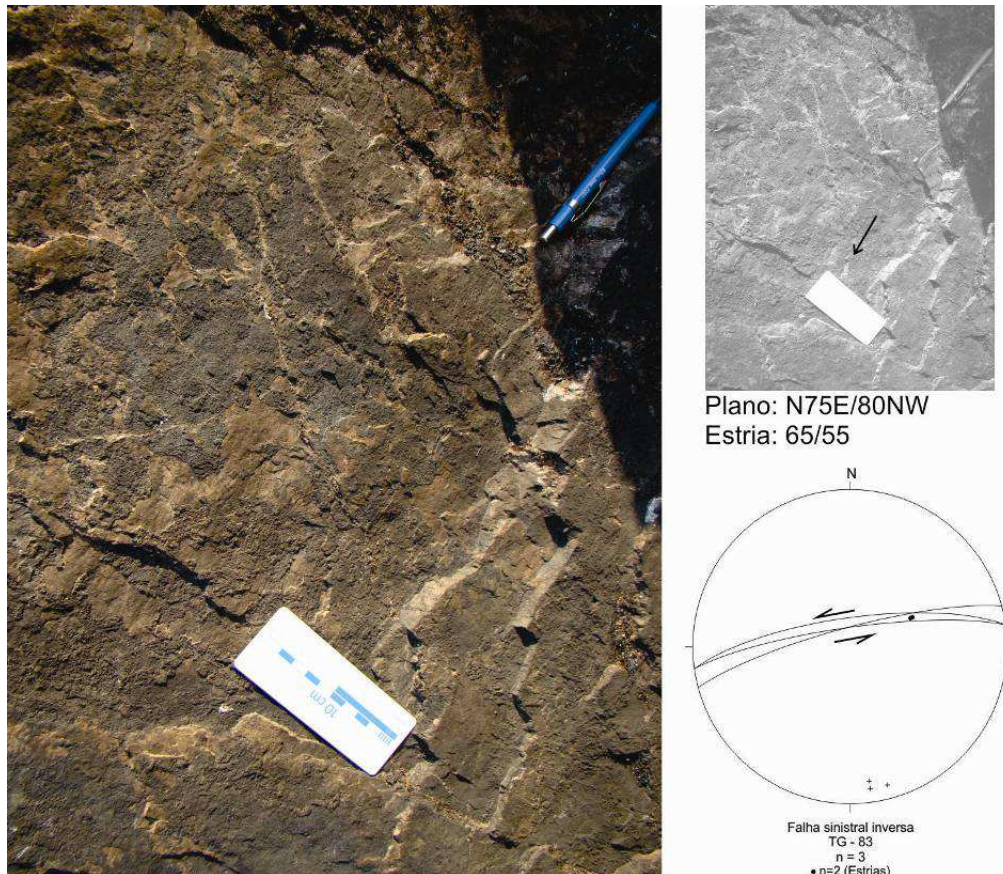


Figura 102 - Falha transcorrente sinistral com componente reversa, dada por planos de falhas bem desenvolvidos, estrias e steps indicativos da movimentação (TG-83).

Evidências de tectônica mais recente podem ser observadas no âmbito da Faixa Araguaia como um todo. São estruturas localizadas, as quais deslocam maciços rochosos e níveis de solo. Caracterizam-se por planos irregulares, principalmente com indicações de movimentação normal. No afloramento TG-08 é possível observar uma falha normal com direção N30E e caimento de 75° para sudoeste, afetando colúvio (FIGURA 103). O mesmo ocorre no afloramento TG-114 e TG-125 (figura 104).

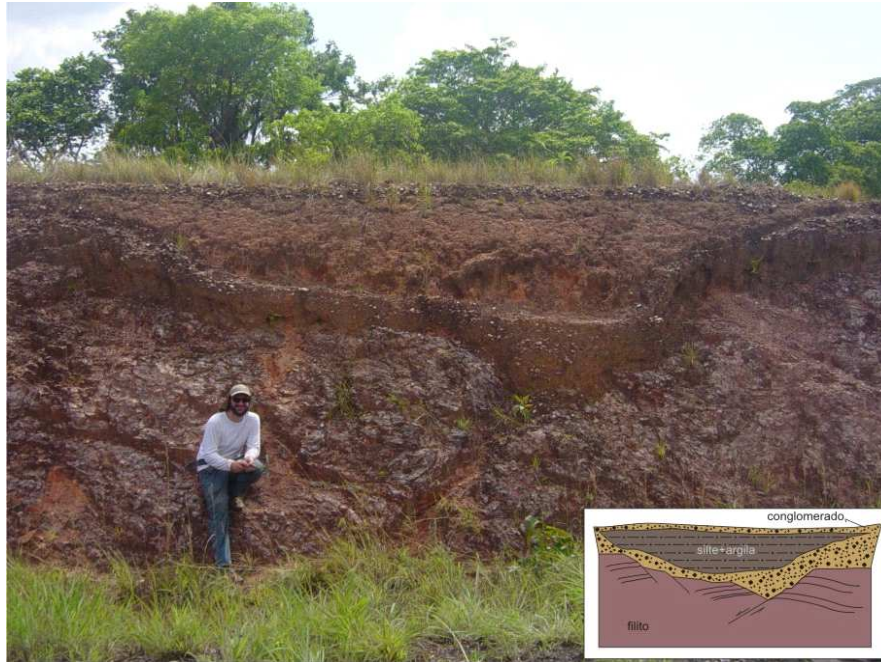


Figura 103 - Falha normal com atitude N30E/75SE, afetando colúvio sobre sericita-quartzo filito (TG-08).

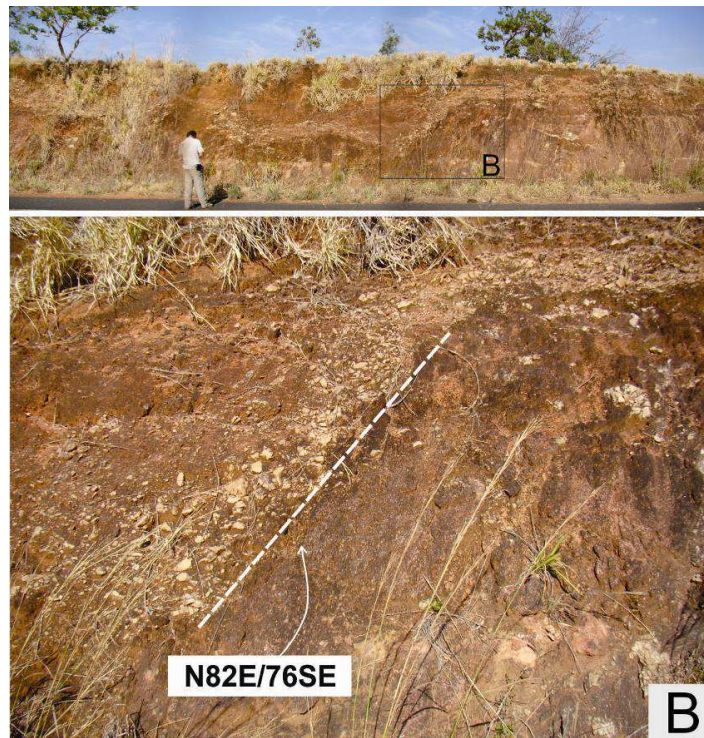


Figura 104 - Falhas normais em depósitos recentes com direção N82E/76SE (TG-125).

6. MICROTTECTÔNICA

Neste capítulo serão abordados aspectos macro e microscópicos das principais unidades geológicas reconhecidas e amostradas nas transectas de Guaraí e Colinas, que constituem a Faixa de Dobramentos Araguaia na região. Os estudos microscópicos envolveram a análise de 51 lâminas delgadas de rocha, além de duas análises de difratometria de raios X.

Os estudos petrográficos focaram a caracterização dos padrões estruturais, buscando uma melhor correlação dos processos deformacionais com as diferentes foliações observadas nas rochas. Desta forma, sempre que possível, é feita uma correlação das texturas observadas em lâmina, impressas em bandamentos gnáissicos, foliações miloníticas, foliação filítica e clivagens, com os principais mecanismos de deformação, representados por zonas de cisalhamento e sistemas de dobramentos observados na área de estudo.

Os filonitos, aqui definidos como rochas de cisalhamento com forte alteração hidrotermal, apresentam litoclastos de material reliquiar granítico, a base de quartzo e feldspatos. Os litoclastos parecem ser *pods* (bolsões) preservados em meio a intensa deformação cisalhante. Ocorrem evidências de quebra química dos feldspatos gerando os filossilicatos, quartzo globular e epidoto.

Os milonitos, individualizados nos levantamentos de campo, foram reconhecidos tanto em unidades de origem sedimentar como de origem ígnea. Nos metassedimentos, ocorrem em zonas com variação composicional e textural que definem um bandamento tectônico, com porções menos deformadas intercaladas, onde a presença de milonitos parece estar associada a corredores deformacionais. Os granitóides, variavelmente milonitizados-filonitizados, ocorrem de forma mais pervasiva, dificultando muitas vezes o reconhecimento de texturas ígneas reliquiares. Seus contatos não apresentam qualquer evidência de intrusão ou modificação termal, sugerindo se tratar de lascas tectônicas.

6.1. Granada-biotita-mica branca-quartzo filonito

O biotita-mica branca-quartzo filonito ocorre no ponto PB-28 A. São rochas cinza escuro, equigranulares finas. A estrutura é uma foliação filonítica ou

xistosidade. O par S-C é comum e pode estar marcado por biotita ou muscovita *fish* e fitas de quartzo (Figura 105).

Plagioclásio e K-feldspato ocorrem isolados, como fragmentos de porfiroclastos ou em litoclastos. Zircão, apatita e minerais opacos são minerais acessórios. A primeira paragênese metamórfica é definida por biotita, muscovita, turmalina e quartzo e marca a foliação S1.

A segunda paragênese metamórfico-hidrotermal é constituída por clorita, carbonato e minerais opacos. O carbonato é o principal produto de alteração do plagioclásio, ocorre preenchendo interstícios entre os grãos, nos litoclastos. A clorita é o principal produto de alteração da biotita. Muitas lamelas de biotita apresentam halos pleocróicos, devido a inclusões de zircão.

A granada e minerais opacos são posteriores à xistosidade principal S1, a foliação é cortada nos limites dos grãos de granada. A granada pode apresentar rastros, ou caudas de minerais opacos.

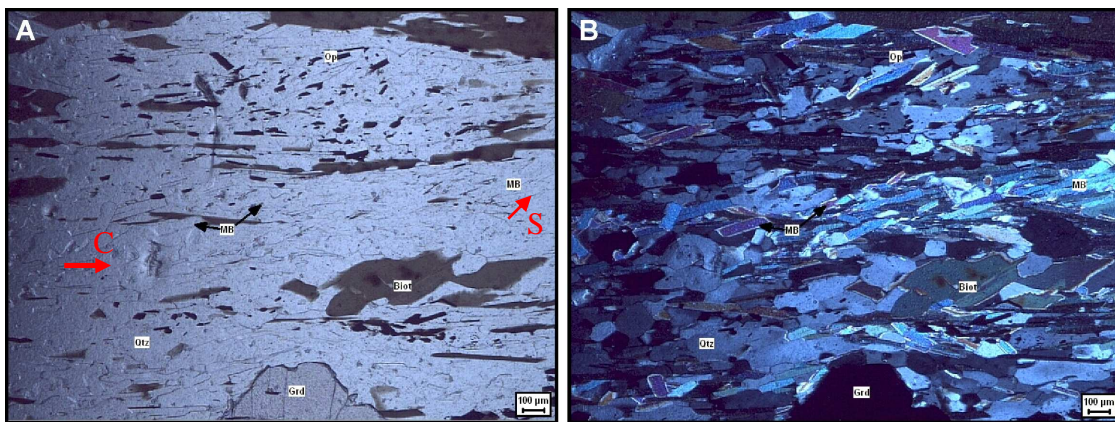


Figura 105 -Em PB-28a, no biotita-mica branca-quartzo filonito ocorre estrutura tipo S-C marcando a xistosidade principal S1. A superfície S é definida por mica branca e biotita *fish* (mediano direito da foto) e a superfície C é definida por níveis de biotita e mica branca. A granada (centro inferior) ocorre posteriormente a esta foliação, afetando-a. Imagem A: luz natural. Imagem B: luz polarizada.

6.2. Biotita-mica branca-quartzo filonito

Os biotita-mica branca-quartzo filonitos ocorrem no ponto TG-07 e estão separados dos filonitos anteriores por não apresentarem granada. Estão intercalados

em uma seqüência de quartzitos. São cinza esverdeados e tem granulação fina. A principal estrutura é uma xistosidade S1 marcada por mica branca, biotita, quartzo e fragmentos de feldspatos (Figura 106a e Figura 106b). A S1 é afetada por uma deformação D2, gerando dobras de apertadas (tipo *kink*) a abertas. A foliação S2 é observada como uma clivagem de crenulação, que desenvolve plano axial em S1 (Figura 106c e Figura 106d).

A paragênese principal, relacionada a S1, é composta de biotita, mica branca e quartzo. Os fragmentos de plagioclásio e K-feldspato ocorrem orientados marcando igualmente a S1.

A S2 é marcada pela formação incipiente de sericita. A biotita está parcialmente alterada a clorita, que pode ser um mineral hidrotermal ou de retrometamorfismo.

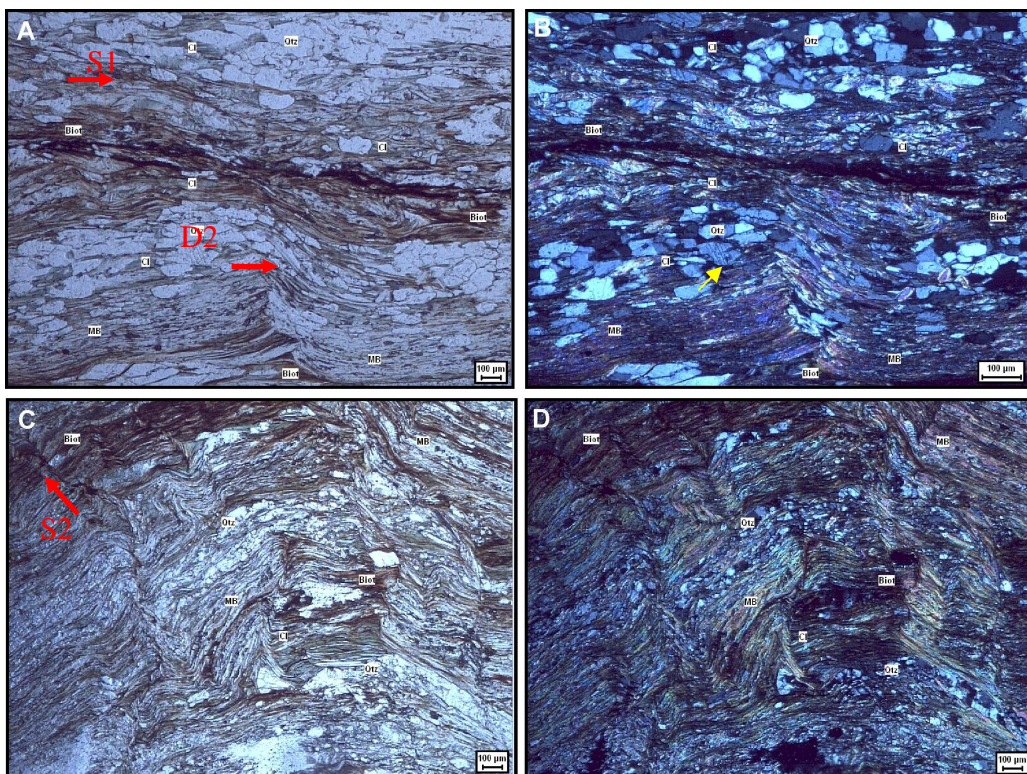


Figura 106 - Em A e B, pode ser observada a xistosidade principal S1, definida pela orientação de mica branca, biotita (por vezes cloritizada), fragmentos de plagioclásio (fecha amarela) e quartzo. A S1 é afetada por uma deformação D2 gerando dobras tipo *kink* (indicada na figura por D2); em C e D, a foliação S1 está dobrada, dobra aberta, e ocorre uma clivagem de crenulação S2 (indicada na foto). Imagens A e C com luz natural, e imagens B e D, luz polarizada.

6.3. Quartzito

Os quartzitos ocorrem no ponto TG-07 (amostras 07b I e II). São cinza claro e tem textura equigranular muito fina. São compostos principalmente por níveis de quartzo de granulação fina alternados a níveis de granulação muito fina (Figura 107 A, B, C e D).

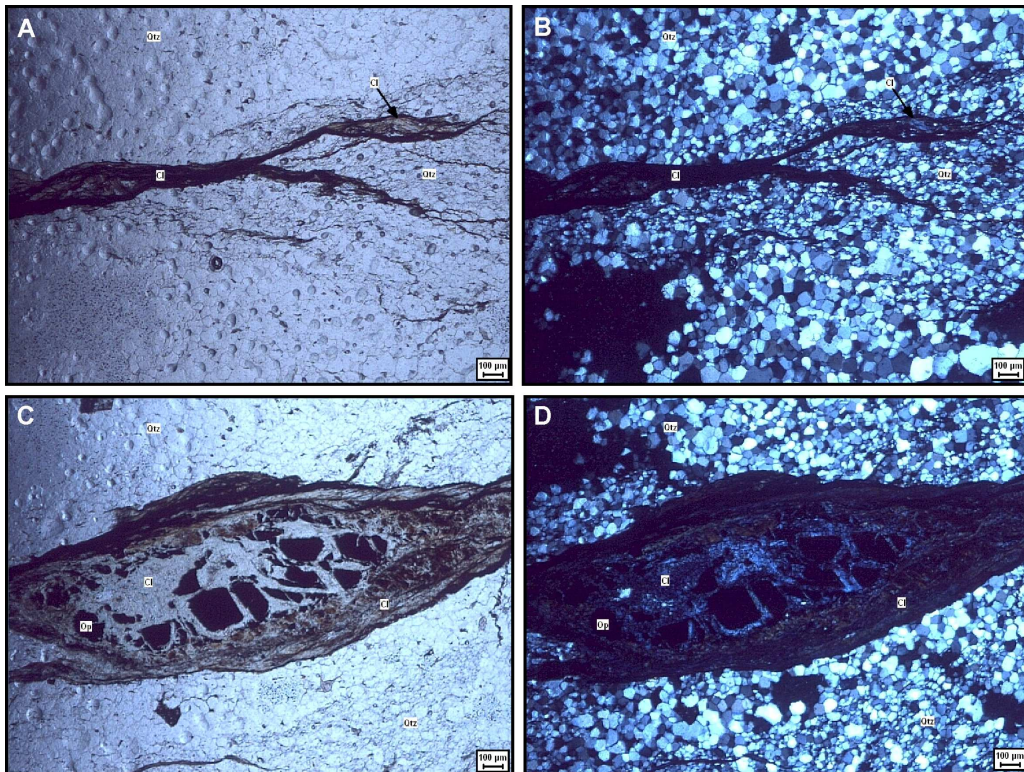


Figura 107 - Em A e B, observa-se a alternância de níveis de quartzo de granulação fina com quartzo de granulação muito fina. Vênulas preenchida por biotita cloritizada, clorita e minerais opacos são comuns. As vênulas são irregulares e apresentam feições de cisalhamento como terminações tipo rabo de cavalo, são amendoadas a anastomosadas; em C e D, detalhe da vênula, que mostra uma zonação de clorita na borda, biotita cloritizada e o núcleo preenchido por minerais opacos e clorita. A e C: luz natural. B e D: luz polarizada.

Ocorrem vênulas preenchidas por biotita cloritizada, clorita e minerais opacos (Figura 107 C e D). As vênulas tem feições de cisalhamento, como terminações em feixes, tipo rabo de cavalo, são amendoadas a anastomosadas. Os limites com a rocha encaixante são bem definidos a difusos (nas terminações). É possível observar uma zonação da borda para o centro, onde cristaliza clorita, biotita cloritizada e minerais opacos no centro. Os minerais opacos apresentam hábito cúbico a

prismático e facetas bem definidas . Minerais opacos, clorita e biotita na forma de veios definem uma paragênese hidrotermal.

6.4. Biotita-quartzo-mica branca filonito

Os biotita-quartzo-mica branca filonitos ocorrem no ponto TG-19. São verde acinzentados e tem granulação fina. É possível observar duas foliações. A primeira S1 é definida pela orientação de mica branca, quartzo, epidoto, biotita. A S2 é definida por uma clivagem de crenulação, que evolui para uma foliação de transposição, definida principalmente pela orientação de biotita e mica branca de granulação grossa (Figura 108).

Plagioclásio, K-feldspato, apatita e turmalina ocorrem como porfiroclastos, marcando uma paragênese reliquiar, provavelmente de origem ígnea. A primeira paragênese metamórfica é constituída por biotita, mica branca, quartzo, opacos e epidoto. Veios de quartzo são comuns e ocorrem orientados sub-paralelos à foliação S1. São irregulares e descontínuos, com aspecto amendoado. A segunda paragênese é composta por biotita, com textura poiquilítica, mica branca e clorita, e nitidamente cortam a foliação S1.

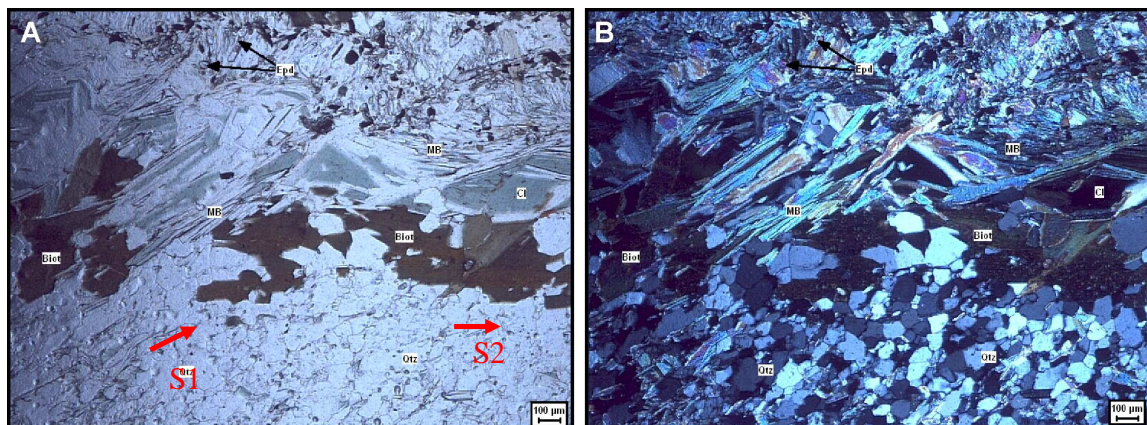


Figura 108 -Pode-se observar a foliação S1, definida pela orientação de mica branca e biotita, afetada pela foliação S2. Imagem A: luz natural. Imagem B: luz polarizada.

6.5. Mica branca-clorita-quartzo filito

Os mica branca-clorita-quartzo filitos ocorrem nos pontos TG-25 e PB-29, apresentam cor cinza esverdeado e granulação fina. A estrutura principal é filítica a xistosa. Podem-se observar três foliações. Mica branca, quartzo e clorita ocorrem orientados definindo uma xistosidade forte S1 (Figura 109 A e Figura 109 B). A S1 está dobrada, afetada por um evento D2, que pode ou não definir uma clivagem de crenulação (Figura 109 C e Figura 109 D). A terceira xistosidade S3 é definida pela orientação de lamelas maiores de mica branca, oblíqua a S1 (Figura 109 A e Figura 109 B). Turmalina e minerais opacos podem estar associados a hidrotermalismo.

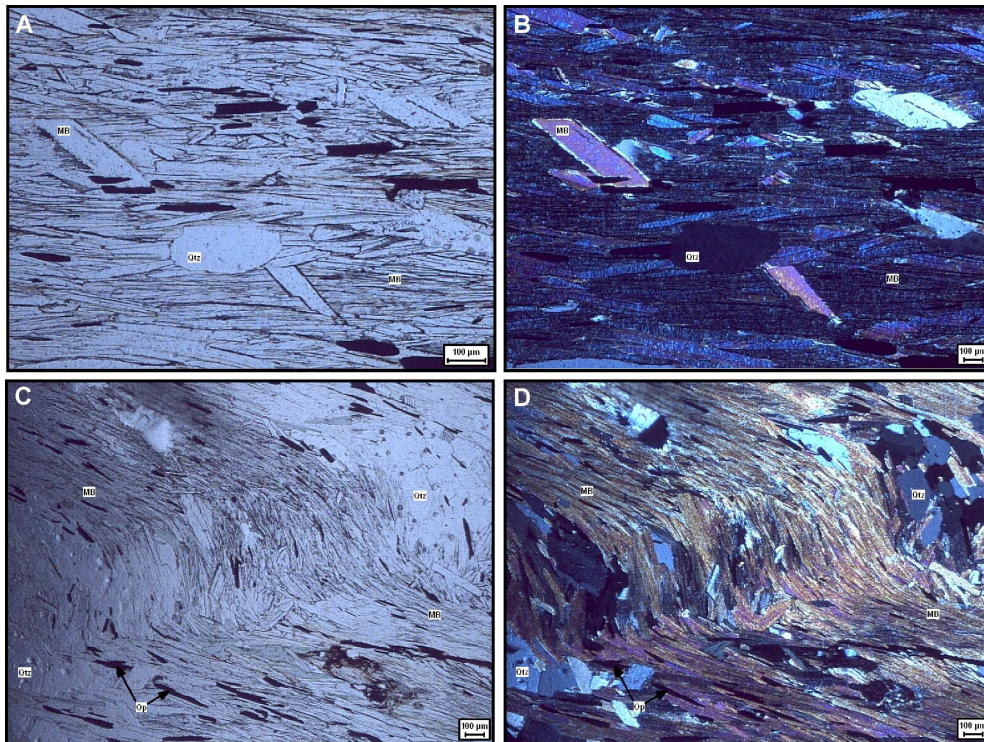


Figura 109 - Em A e B, observa-se a foliação S1 definida pela orientação de mica branca e minerais opacos, e a foliação S3, oblíqua à S1 e definida pela orientação de lamelas de mica branca; em C e D, pode-se observar a foliação S1 dobrada pela D2.

A primeira paragênese metamórfica é constituída por quartzo, mica branca e clorita, tendo como estrutura deformacional a xistosidade principal S1. A segunda paragênese metamórfica é definida também por quartzo, mica branca e clorita,

apresentando a xistosidade S n+1, e a terceira paragênese metamórfica é representada por mica branca, com xistosidade fraca S3. As paragêneses metamórficas sugerem a fácies metamórfica zona xisto verde, zona da clorita.

6.6. Metassienogranito

O metassienogranito ocorre no ponto PB-30. É róseo de textura inequigranular fina a média e estrutura maciça.

Pode-se observar macroscopicamente a intercalação de uma faixa de granulação média a grossa rica em biotita intercalada a uma faixa de granulação fina félsica. Pode-se tratar de dique aplítico-pegmatítico. Microscopicamente, o granito apresenta intensa deformação intracristalina nos feldspatos e matriz recristalizada.

É composto por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, apatita, mica branca e opacos. A biotita ocorre em agregados máficos com aspecto reliquiar ígneo (Figura 110), contudo grande parte da matriz apresenta-se recristalizada com textural granoblástica poligonal.

O quartzo apresenta extinção ondulante. O K-feldspato apresenta macla xadrez deformada (Figura 110 C e D), mirmequita de reação e pertita em chamadas de deformação (Figura 110 D). O plagioclásio apresenta fraturas irregulares, mirmequita de reação. Contudo, as feições mais importantes, e com indicação de temperatura de formação, são subgrãos e grãos recristalizados como microestrutura intracristalina. Mica branca ocorre como produto de alteração de feldspatos.

Uma recristalização estática pode ter ocorrido, pois não se tem evidências de foliação. Contudo os feldspatos (feldspato e plagioclásio) apresentam microestruturas características de recristalização dinâmica como: pertitas e maclas de deformação, formação de subgrãos e novos grãos recristalizados. Salienta-se que formação de subgrãos e grãos recristalizados em plagioclásio remete a um metamorfismo de fácies anfíbolito para estes granitos, ou formação em estado *subsolidus*. Os feldspatos apresentam microfraturas que podem indicar cataclase posterior.

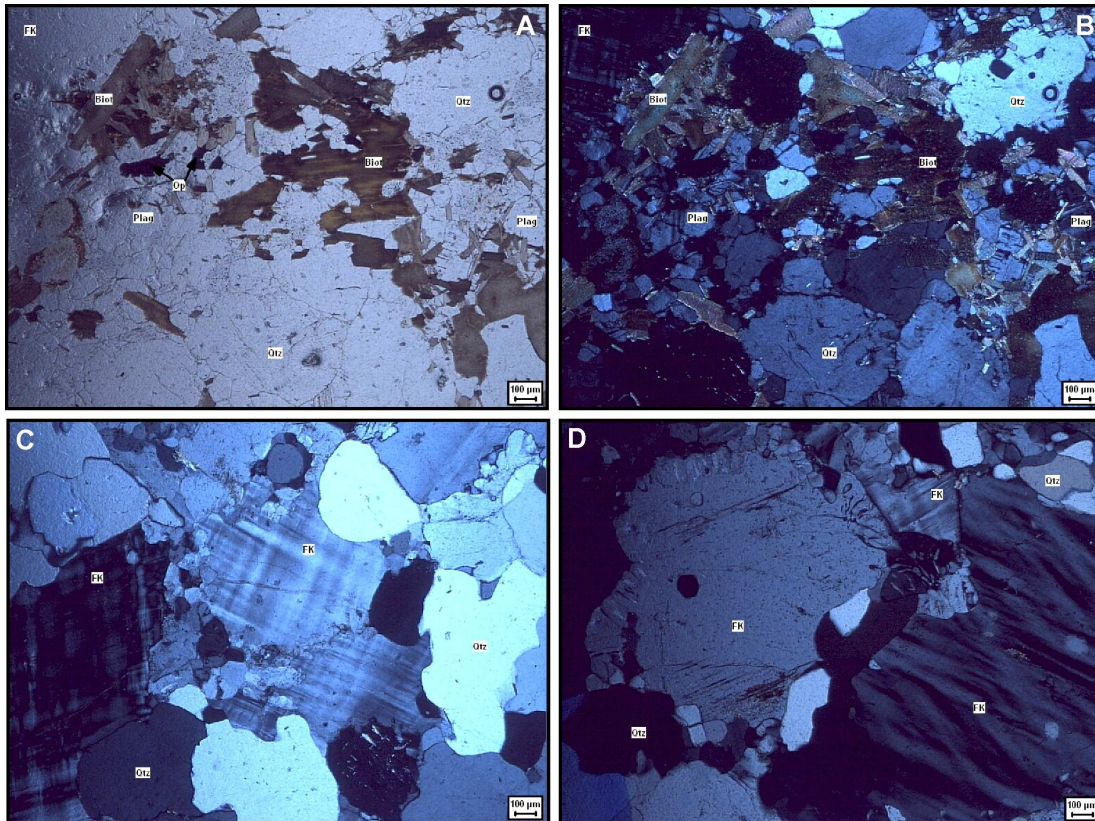


Figura 110 - Em A e B, observa-se agregados máficos, a base de biotita, com aspecto ainda reliquiar no sienogranito; em C, tem-se K-feldspato com macla xadrez deformada e mantos de recristalização coroados o FK; em D, observa-se K-feldspato (lado direito inferior da foto) com perita em chamas e mirmequita no limite do grão. Imagens A e C: luz natural. B e D: luz polarizada.

6.7. Granada-quartzo-mica branca xisto

Os granada-quartzo-mica branca xistos ocorrem no ponto TG-30. Apresentam cor castanho avermelhado e granulação fina a grossa. Ocorre uma xistosidade, levemente anastomosada, bem marcada pela orientação de mica branca e biotita. A mica branca ocorre como lamelas maiores que a granulação média, em algumas porções específicas.

A paragênese metamórfica é constituída por mica branca, biotita e quartzo. Essa paragênese sugere fácies metamórfica xisto verde, zona da granada. *Ribbons* de quartzo ocorrem intercalados a níveis filossilicáticos, marcando a xistosidade principal (Figura 111 A e B). Granada ocorre como porfiroblasto circundado pelos

níveis filossilicáticos. Outro mineral incolor, que sugere ser uma cordierita, necessita de maiores estudos, uma vez que definirá grau metamórfico diferenciado.

6.8. Epidoto-mica branca-biotita-quartzo milonito

Os epidoto-mica branca-biotita-quartzo milonitos ocorrem no ponto TG-37 e PB-40, na região da principal pedreira da região. Apresentam cor cinza escuro com granulação fina a média. A principal estrutura é um bandamento de níveis máficos, níveis quartzo-feldspáticos, intercalados com *ribbons* de quartzo. Veios de quartzo e carbonato são freqüentes, com sulfetos ou não. A foliação principal é bastante anastomosada, bem marcada pelo par S-C. A orientação de biotita, mica branca e epidoto definem a superfície C, e biotita fish define a superfície S (Figura 111 C e D).

Pods (bolsões) de litoclastos quartzo-feldspáticos são comuns e ocorrem envoltos pela foliação. Os níveis máficos medem micrômetros de espessura e são compostos por biotita, epidoto, turmalina. Níveis monominerálicos de epidoto são frequentes, indicando possível produto de alteração de plagioclásio.

O quartzo ocorre em dois domínios microestruturais principais (Figura 111): níveis a base de quartzo, fragmentos de plagioclásio, epidoto, muscovita, biotita; e grandes *ribbons* de quartzo. Os *ribbons* de quartzo apresentam limites bem retilíneos e definidos com a matriz. Internamente, os grãos de quartzo são grandes e deformados. Nos níveis quartzo-feldspáticos, o quartzo tem formas mais irregulares e é variavelmente deformado.

A principal paragênese metamórfico-hidrotermal é definida por biotita, mica branca, epidoto e turmalina. A paragênese hidrotermal inclui clorita, carbonato e óxidos de ferro.

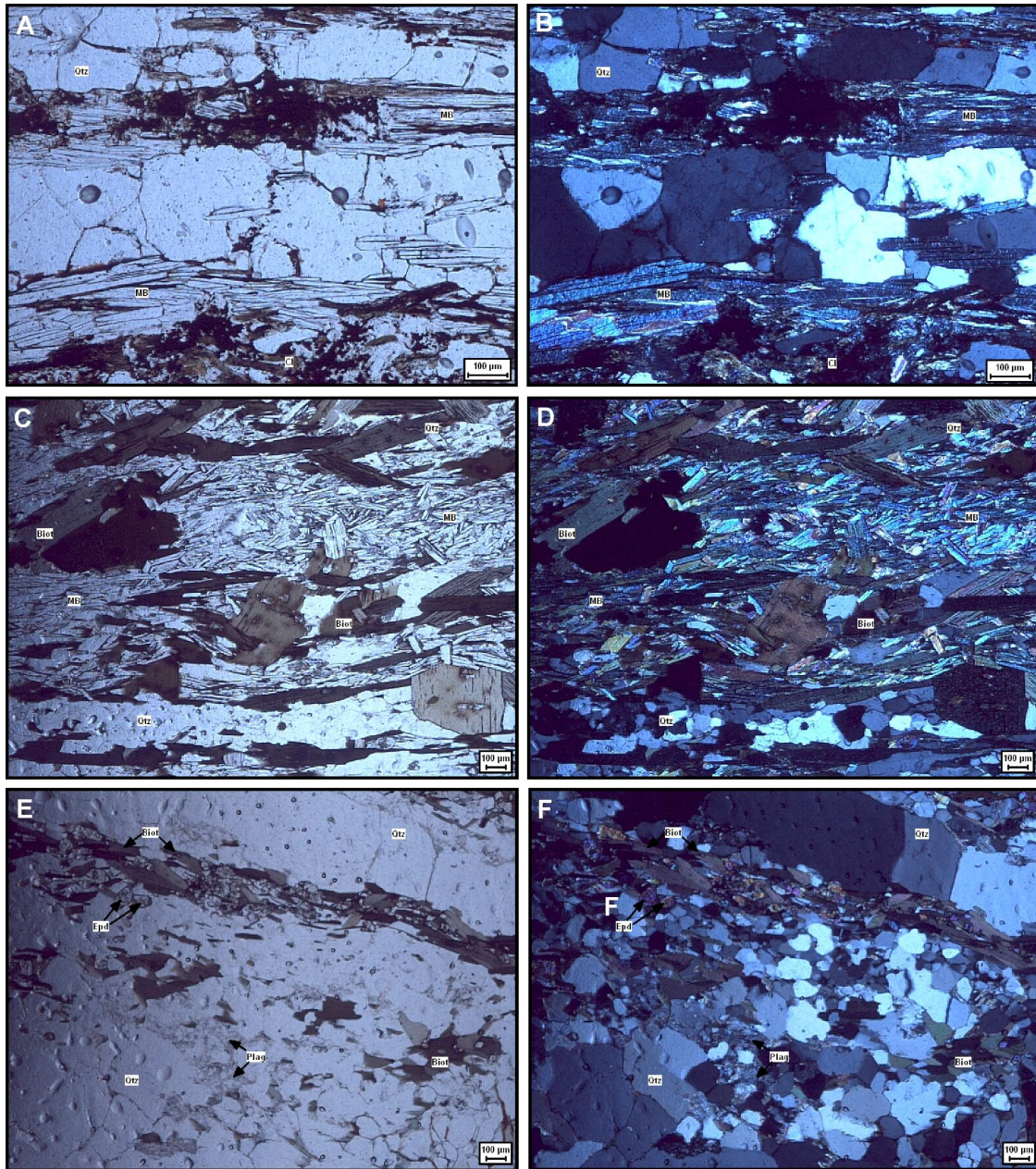


Figura 111 - Em A e B, tem-se granada-quartzo-mica branca xisto com intercalação entre *ribbons* de quartzo e níveis filossilicáticos; em C e D, tem-se a foliação marcada pelo par S-C . A superfície S é marcada por biotita *fish* e a superfície C é marcada por mica branca, biotita e quartzo; em E e F, observa-se o bandamento composicional, com níveis máficos, e quartzosos. A variação textural de quartzo, que pode ocorrer com granulação fina e recristalizado, com limites irregulares, ou como grandes *ribbons* pouco recristalizados. Estes podem ser veios de quartzo deformados junto com a rocha. Imagens A, C e E: luz natural. Imagens B, D e F: luz polarizada.

7. DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

7.1. UNIDADES DE MAPEAMENTO

Os dados de campo revelaram a presença de unidades que perfazem o Cráton Amazônico, unidades do Supergrupo Baixo Araguaia e Complexo Colméia, relativos à Faixa Araguaia, além de rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, representados pela Formação Pimenteiras do Grupo Canindé, de ortoconglomerados oligomíticos e depósitos recentes. Porém, somente as unidades pertencentes à Faixa Araguaia serão discutidas.

A Faixa Araguaia é representada, ao longo da transecta, por exposições de ortognaisses que são correlacionados diretamente com o Complexo Colméia (Costa, 1980), por ultramáficas classificadas como peridotitos, dunitos serpentinizados e gabros, representados pela Seqüência Serra do Tapa e Quatipuru (Paixão e Nilson, 2001), e pela seqüência de rochas metassedimentares, a qual é separada em função das diferenças composicionais, estruturais e graus metamórficos, perfazendo assim o Supergrupo Baixo Araguaia (Hasui *et al.* 1977, Costa 1980, Herz 1989, Alvarenga 2001). O Supergrupo é subdividido nos Grupos Estrondo e Tocantins e suas correlações entre dados de campo e literatura serão discutidas adiante.

7.1.1. COMPLEXO COLMÉIA

A unidade de ortognaisses é correlacionada com as rochas do Complexo Colméia (Costa, 1980), principalmente em razão às semelhanças petrográficas, ao grau metamórfico e à estruturação observada.

O estudo nas rochas do Complexo Colméia possibilita interpretar que estes ortognaisses são lascas tectônicas do embasamento da Faixa Araguaia, não estando necessariamente relacionado com rochas do Complexo Xingu (Cráton Amazônico) ou do Complexo basal Goiano, como proposto por Silva *et al.* (1974), Moura & Gaudette (1999), Dall'Agnol *et al.* (1987). Os estudos de campo mostram que existe

uma distância considerável entre o Cráton Amazônico, o Complexo Basal Goiano, Cráton São Francisco e o Complexo Colméia. Além disso, como observado por Costa (1980), existe uma clara descontinuidade física desta unidade, bem como a percepção de que o Supergrupo Baixo Araguaia recobre quase que totalmente as rochas do Complexo Colméia, impossibilitando qualquer tipo de correlação de campo.

Ainda no contexto dos ortognaisses, foram observados pequenos corpos graníticos de alta afinidade aluminosa, com a presença de muscovita, biotita, turmalina, quartzo e granada, como no afloramento TG-124, por exemplo. O corpo está encaixado em rochas que apresentam grau metamórfico em fácies anfibolito médio. Poderia esta rocha ser produto de fusão crustal em zonas de cisalhamento com alta taxa de deformação, gerada durante a colocação do orógeno?

A sequência de biotita gnaiss é aqui interpretada como produto da deformação de rochas ortoderivadas, da mesma forma que os ortognaisses. Porém, o padrão estrutural apresentado remete a rochas oriundas de zonas de cisalhamento, nas quais foram gerados milonitos e filonitos característicos, diferentemente da classificação de Sena Costa (1980) que insere estas rochas à Formação Canto da Vazante – Grupo Estrondo.

7.1.2. SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA

As unidades de mapeamento descritas nesta dissertação abrangem rochas metassedimentares com diferentes graus e tramas metamórficas, bem como arranjos estruturais particulares. Sendo estas as principais características utilizadas pelos diversos autores para a definição do reconhecimento e ordenação estratigráfica da Faixa Araguaia (Abreu, 1978; Herz et al, 1989; Hasui & Costa, 1990; Alvarenga et al, 2000; e CPRM (Carta Conceição Araguaia – ver ano). As unidades de mapeamento aqui apresentadas serão correlacionadas com os Grupos e Formações definidos por Herz et al (1989) e Alvarenga et. al (2000), pois ambos os autores utilizam critérios muito semelhantes na separação das unidades.

Cabe ressaltar que as diferenças entre graus metamórficos ao longo da Faixa são dados principalmente por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, nas quais

houve geração de filonitos e milonitos que imprimem graus metamórficos mais elevados, de fácies anfíbolito baixo a médio graus. Estas faixas possuem diferentes continuidades e espessuras, podendo chegar a corredores quilométricos. Numa perspectiva geral, ao longo dos perfis de campo, as rochas da Faixa Araguaia mostram-se contidas em fácies Xisto Verde, sem que haja zoneamento de um grau menor a um grau maior de metamorfismo. O que existe são zonas intercaladas, que exibem rochas em fácies Xisto Verde nas zonas da Clorita, Biotita e Almandina, dispersos ao longo dos perfis de direção E-W.

Grande parte dos trabalhos citados mostram a existência de um zoneamento metamórfico de menor grau para um maior grau de oeste para leste, respectivamente. Provavelmente, em estudo sistemático ao longo de toda a Faixa Araguaia seja possível observar tal zoneamento, porém, nos trabalhos de campo desta dissertação, o que realmente foi observado é uma diferenciação textural de oeste para leste, onde é possível encontrar rochas de composições muito semelhantes, porém com graus de recristalização diferenciados, sem que tenham sido observados marcadores metamórficos consistentes. A oeste ocorrem mais rochas metapelíticas e metapsamíticas, filitos, quartzitos e xistos intercalados, enquanto no lado leste tem-se filitos, quartzitos e xistos intercalados a gnaisses (do embasamento). Ao interpretarmos que estas lascas são grandes zonas de cisalhamento e possíveis superfícies de descolamento, fica incoerente definir um zoneamento lateral com rochas de nível crustal distintos, as quais foram colocadas lado a lado pela tectônica de baixo ângulo.

As unidades de mapeamento a oeste da área de estudo, denominadas de Sequências meta-psamítica e meta-pelítica, bem como alguns corpos de xistos, gnaisses, quartzitos ferruginosos e ultramáficas, fazem parte do Grupo Tocantins. A diferenciação entre quais rochas são características da Formação Couto Magalhães ou da Formação Pequizeiro é de difícil controle, uma vez que as unidades estão comumente intercaladas e os contatos entre elas não são facilmente observados. Além disso, zonas de falhas transcorrentes podem estar colocando rochas desta unidade lado a lado, como no caso do afloramento TG-19. De qualquer forma, conforme Herz et al (1989) e Alvarenga et al (2000), a Formação Couto Magalhães

neste trabalho englobará os meta-psamitos, os meta-pelitos e os quartzitos ferruginosos. A Formação Pequizeiro é representada por clorita-xistos, quartzo-muscovita xistos e quartzitos. A ocorrência de mármore engloba um único afloramento e, seguindo a lógica dos autores, esta unidade seria pertencente à Formação Couto Magalhães.

As unidades dispostas a oeste da Faixa Araguaia são representadas por quartzo-muscovita xistos, muscovita xistos, muscovita quartzitos, metaconglomerados e paragneisses e, conforme Herz et al (1989) e Alvarenga et al (2000), estão inseridas no contexto do Grupo Estrondo. As sequências de metaconglomerados, muscovita-xistos e paraconglomerados são inseridos na Formação Morro do Campo. Zonas de cisalhamento são comuns nesta Formação, evidenciando minerais metamórficos de mais alto grau, como cianita, silimanita e estauroilita. As unidades de muscovita quartzitos, quartzo-muscovita xistos e muscovita-quartzo xistos estão inseridas na Formação Xambioá. São visíveis zonas de cisalhamento com geração de níveis granatíferos em um contexto milonítico, o que eleva o grau metamórfico nessas faixas. A Formação Canto do Vazante é composta por xistos feldspáticos, com intercalações de quartzitos, biotita xistos e calcoxistos. Esta Formação foi definida por Costa (1980) e não será correlacionada neste trabalho, uma vez que os xistos feldspáticos possuem características de terem protólitos graníticos, estando assim mais próximas às rochas do Complexo Colméia do que das unidades metassedimentares.

7.1.3. ROCHAS ULTRAMÁFICAS

As rochas ultramáficas (ofiolitos) observados na área de estudo são descritos por Paixão & Nilson (2002) como corpos intrudidos no Grupo Tocantins. Trata-se de rochas que compõem o Complexo Quatipuru (Nilson, 1984; Gorayeb, 1989; Souza et al, 1995; Teixeira, 1996; Paixão & Nilson, 2001). São gabros, peridotitos e dunitos serpentinizados, colocados em nível crustal superior por obdução. Alguns afloramentos mostram sequências de ultramáficas encaixadas em metassedimentos através de zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Estas rochas estão sempre

associadas a corpos de quartzitos, localmente ferruginosos, que sugerem representar zonas de falhas com intensa silicificação de rochas metassedimentares, servindo assim de superfícies de deslizamento das rochas ultramáficas. Outra opção, dada por Paixão & Nilson (2002) é que estas rochas poderiam ser produtos de transformação extrema de um protólito ultramáfico.

7.2. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA FAIXA ARAGUAIA

O conjunto dos resultados de sensoriamento remoto, litoestruturais, cartográficos e petrográficos, relatados nos capítulos anteriores, possibilitaram compreender estruturalmente a morfologia tectônica deste cinturão de empurrões e dobramentos Araguaia e delinear um modelo interpretativo de evolução geotectônica em sua porção central. Para avançar a um modelo mais completo, são necessários estudos interdisciplinares de detalhe, como geoquímica, geocronologia, estratigrafia e metamorfismo (condições de pressão e temperatura).

O padrão dos dados de lineações, aliados aos dados da literatura, evidenciam que a Faixa Araguaia formou-se durante um evento de colisão oblíqua entre o Cráton Amazônico e um bloco crustal que não é consenso entre pesquisadores da área. Conforme mencionado no capítulo de unidades de mapeamento, considera-se aqui a existência de um bloco crustal que não possui correlação com o Cráton Amazônico ou com o Complexo Basal Goiano. O bloco em questão será tratado como Bloco Parnaíba e estaria coberto pela Bacia do Parnaíba. A Faixa, enfim, comportou-se como uma típica *thrust and fold belt*, com áreas características de tectônica endodérmica (*thick-skinned tectonics*), na porção em que há lascas de embasamento e de ofiolitos, e áreas de tectônica epidérmica (*thin-skinned tectonics*), mais próxima ao Cráton Amazônico, onde as foliações são mais dúcteis-rúpteis e a tendência são estruturas tipo rampa e piso.

Em alguns locais, as lineações possuem direções que contrastam com a média, muito provavelmente em razão a mudanças direcionais marcadas por partições tectono-estruturais ou pela interferência de estruturas geradas posteriormente. Trata-se de uma dúvida que só será realmente esplanada quando houver um estudo sistemático ao longo de toda a faixa, inclusive com dados de sub-superfície.

Estruturalmente, foi possível hierarquizar as estruturas dúcteis a dúcteis-rúpteis em no mínimo três fases deformacionais (FIGURA 112). A separação das fases foi dada através da análise sistemática da geometria e do arranjo espacial das estruturas observadas:

Na primeira fase, denominada D1, as rochas da Faixa Araguaia foram afetadas por deformação de cunho regional, responsável pela geração de metamorfismo em fácies xisto verde. O baixo grau metamórfico é caracterizado pelas superfícies com minerais micáceos orientados na forma de foliações filíticas e xistosidade. O mecanismo de deformação atuante foi dissolução por pressão, chegando ao máximo à migração de limite de grão.

Ao comparar os ângulos entre a foliação metamórfica e o bandamento composicional (S0), e reconhecer seu paralelismo a sub-paralelismo, é possível interpretar que esta a foliação (S1) foi gerada durante processos em ambiente convergente, sugerindo associação com o início dos esforços compressivos entre o Cráton do Amazonas e o Bloco Parnaíba. O bandamento composicional encontrado nos ortognaisses são correlacionados com a foliação S1 encontrada nos metassedimentos, em função de apresentarem mergulhos da ordem de 45°, com direção preferencial NNW e lineação de estiramento mineral *down dip*, cujos indicadores cinemáticos de empurrão definem vergência para oeste.

A segunda fase, intitulada D2, foi responsável pela crenulação das superfícies S1 e S0. Sua evolução permitiu a geração de estruturas como clivagens de crenulação, foliação filítica e xistosidade, as quais foram definidas como uma foliação S2. A deformação ocorreu em ambiente dúctil a dúctil-rúptil e é classificada como uma deformação progressiva, vinculada à fase D1. Em alguns casos, o mecanismo deformacional chegou à recristalização estática em quartzo e feldspatos em rochas de nível crustal inferior, como o caso dos paragnaisses do Complexo Colméia.

Esta foliação tende a comportar-se como uma superfície milonítica, dada por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, evidenciada por cristalizações de pórfiroblastos de granadas rotacionados sin-tectônicos. De maneira geral, estas

superfícies foram geradas a partir de uma tectônica de baixo ângulo, estritamente relacionada a cavalgamentos e empurrões. Há a hipótese de estar associada a *nappes* e/ou lascas tectônicas, afinal não é sabida a verdadeira distância de deslocamento destas lascas. É nesta fase deformacional que se tem o fatiamento e justaposição de unidades metassedimentares e ígneas a partir de rampas de empurrões, como a lateralidade espacial entre xistos, quartzitos à hematita, ortognaisses e ofiolitos encontrados em campo, por exemplo, principalmente nas proximidades de grandes rampas de empurrão.

Outras evidências da deformação por cavalgamentos e empurrões são as dobras cerradas a fechadas, intrafoliares e assimétricas. A análise cinemática destas estruturas, e da foliação milonítica, indica movimentação de topo para W-NW, o que afirma a vergência do cavalgamento de E-SE para W-NW, em sentido ao Cráton Amazônico e com componente oblíquo.

Petrograficamente, em rochas associadas às zonas de cisalhamento de baixo ângulo, são observados minerais metamórficos que definem condições de fácies anfíbolito de baixo a médio grau, como estauroilita e cianita. Isto demonstra que nessas regiões houve acréscimo de temperatura e pressão durante a fase de instalação do Orógeno Araguaia.

Tanto S0, S1 e S2 estão dobrados, com estilos de dobramentos variados e tamanhos distintos, designando assim uma fase D3. São dobras abertas a suaves, em sua grande maioria, mas que evoluem para dobras fechadas a *kinks*, com planos axiais bem desenvolvidos e estruturação regional aproximadamente N-S. Os planos axiais destas dobras, denominados S3, são o produto que permite reconhecer esta fase D3.

A natureza dos esforços que geraram estes dobramentos podem estar associados a dois processos deformacionais:

(1) relacionada a esforços finais da colisão continental, envolvendo os Crátos Amazônico e o Bloco Parnaíba, na forma de escapes laterais, ou seja, zonas em regime transpressivo associadas às fases D1 e D2;

(2) associada a zonas de cisalhamento transcorrentes em evento deformacional distinto das fases supracitadas, indicando assim possíveis dobras *en echelon* oriundas de falhas transcorrentes destrais.

Sabe-se que a estruturação da D3, na forma da foliação de plano axial de dobras S3, é a tendência que norteia a composição geomorfológica da região. O fato de ser uma estrutura de caráter rúptil a rúptil-dúctil e de grande comprimento, pode ter sido um elemento chave para a reativação de estruturas após o colapso do orógeno e implementação de novos sistemas deformacionais. Isso é bem caracterizado através de estruturas do tipo *Horst* e *Graben* que delimitam grandes blocos ao longo de falhas de direção N-NW/S-SE. Em Colméia tem-se um bom exemplo deste ajuste de blocos.

A área de estudo concentra um arcabouço rúptil com estruturas de variadas direções e arquiteturas. Como observado anteriormente no diagrama de rosetas das estruturas totais de campo, há grande destaque das estruturas de direção N-S em função de ser uma estrutura remanescente da deformação D3. A estruturação E-W também possui grande importância, pois trata-se da estrutura mais recente dentre todas. Esta direção de estruturação foi também observada na Bacia do Parnaíba como sendo a mais nova na compartimentação rúptil da Bacia (SPISILA, 2011 inédito). Os deslocamentos provocados pelas falhas normais destas direções em sedimentos muito recentes (terciário/quadernário) corroboram com o fato de ser a estrutura mais recente na região. A figura 113 tem-se bloco diagrama que mostra as fases rúpteis acima citadas afetando as rochas da Faixa Araguaia.

As outras estruturas observadas possuem direção NE, NW e associam-se com corredores estruturais de grande extensão. São, em grande maioria, falhas transcorrentes ora com componente normal, ora com componente reverso. Estão contidas entre as fases rúpteis acima citadas, porém a compreensão da hierarquia entre as estruturas só será possível com estudos de maior detalhe, principalmente nas rochas da Bacia do Parnaíba e do Cráton Amazônico.

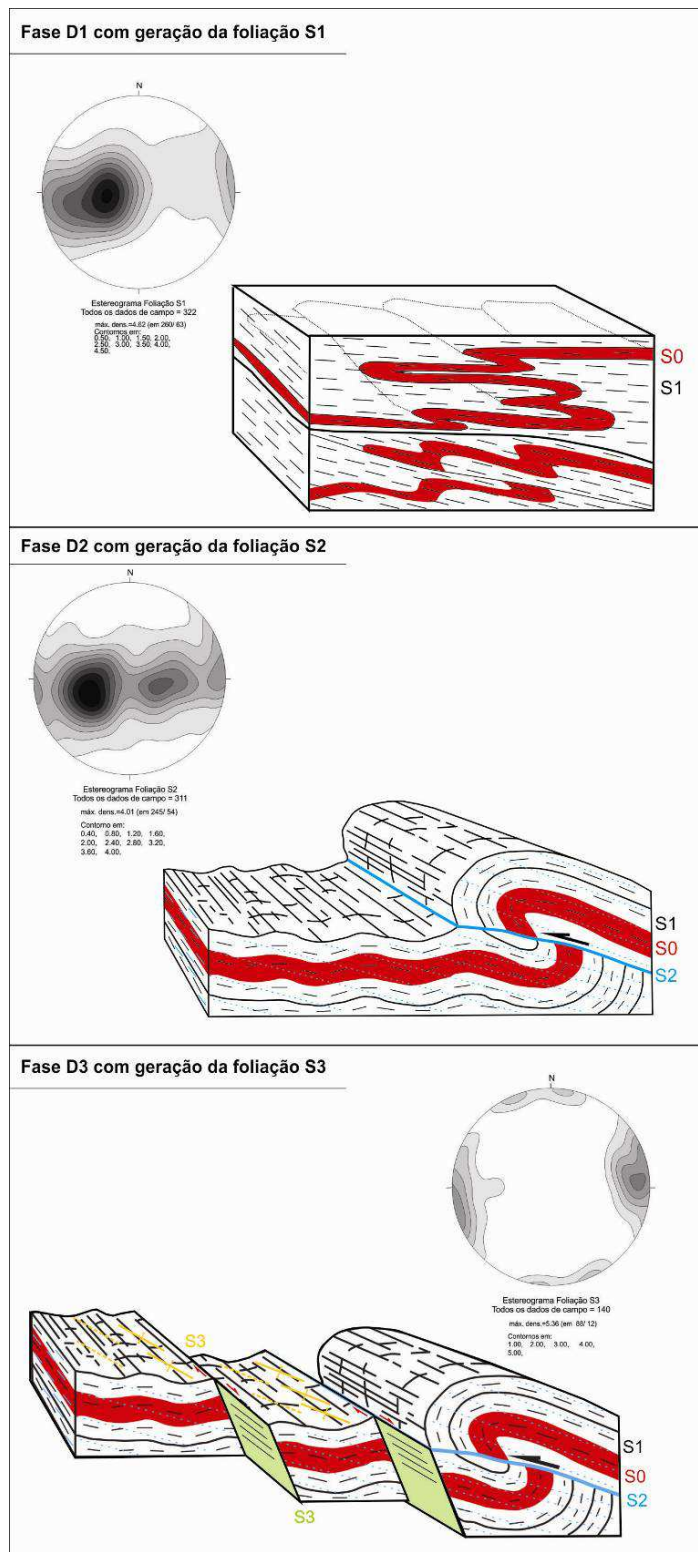


Figura 112 - Blocos diagramas destacando as principais fases deformacionais de caráter dúctil a dúctil-rúptil.

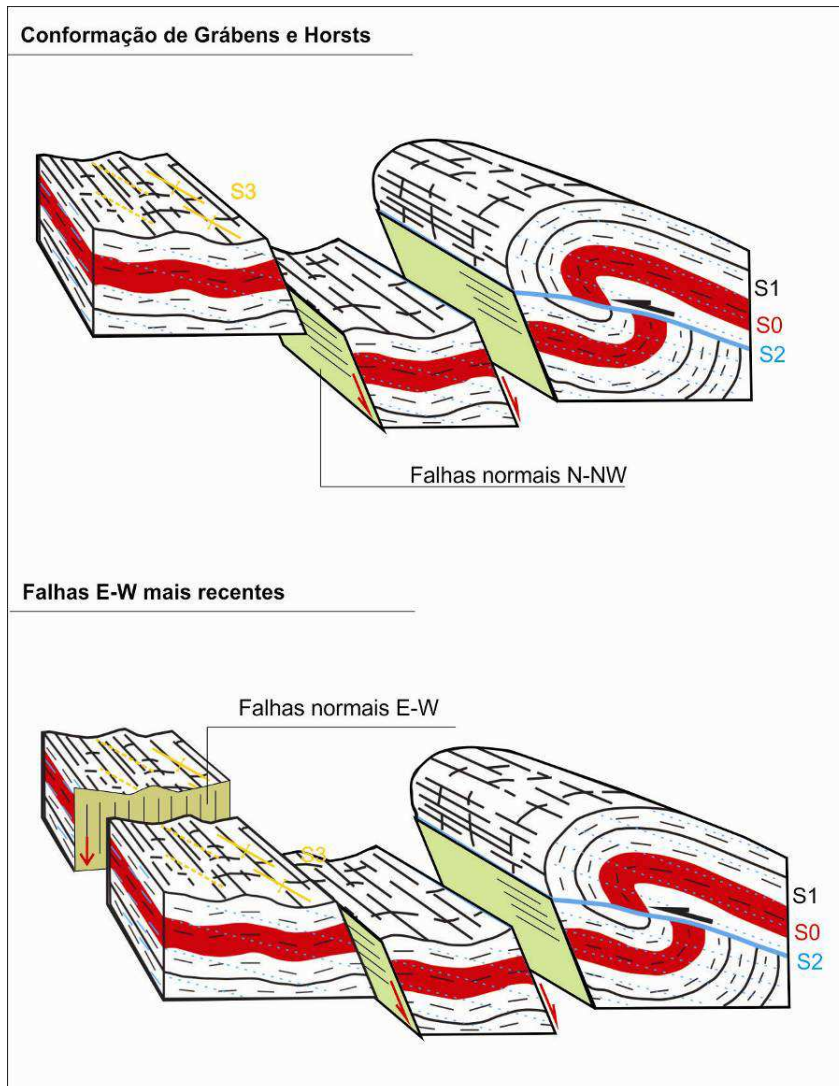


Figura 113 - Blocos diagramas que destacam as duas fases distensivas de grande importância no contexto geomorfológico da região.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, F. A. M. de. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. Na. XXX Congresso Brasileiro de Geologia., 2:539-545. Recife.

Abreu, F. A. M. de, Silva, J. M. da e Hasui, Y. 1980. Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá. 31º Congresso Bras. Geol. Cambor iú, Anais, 5, PP. 2542-2550.

Abreu F. A. M.; Gorayeb P. S. S.; Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. Boletim de resumos expandidos. Belém, SBG. p. 1-4.

Almeida, F. F. M. de. 1974. A antefossa do Alto Paraguai. In: Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia ... de Geologia, Porto Alegre)

Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Pág.187.

Almeida F.A.M.; Hasui, Y.; e Brito neves, B.B. 1976. The Upper precambrian of South America. Boletim do instituto de geosciencias, Universidade de São Paulo, 7, 45-80.

Alvarenga, C. J. S.; Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S.; Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts, In: Cordani U., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos Neto M. C., Eds./ Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro -RJ, 183-193p.

Araújo, V. A. de. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Araguaína – Folha SB.22-Z-D, Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000 / Organizado por Vanderlei Antônio de Araújo e Odair Olivatti. – Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.

Bally, A.W. Gordy, P. L. and Stewart, G. A., 1966. Structure Seismic Data and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Calgary, v. 14, p. 337-381, 1966.

Barreira C. F. & Dardene M. A., 1981. Seqüência vulcano sedimentar da Formação Rio do Côco – 1º simpósio de geologia do centro-oeste – SBG, pág: 241-264.

Costa, L. A. M. 1980. Estratigrafia da Região de Colméia, GO. In: Anais 31st Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, 2: 720-728.

Cunha, B.C.C. 1981. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22, Tocantins-Levantamento de Recursos Naturais, 22. Rio de Janeiro, MME/D1PM. p.p. 21-196.

Dahlstrom, C.D.A. 1969. Balanced Cross Sections. Canadian Journal of National Research, v.6, p. 743-757.

Davis, G. H. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions* (book). Canadá: John Wiley & Sons, 1984, 492 p.

Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silva, L. C.; Silveira Filho, N. C.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho, J. V.; Valente, C. R.; Perrota, M. M.; Heineck, C. A. 2003. *Geotectônia do Escudo Atlântico*. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.;

Elliott, D. 1983. The Construction of Balanced Cross-Sections. *Journal of Structural Geology*, v.5, p. 101. Pergamon plc., 1983.

Figueiredo, A. J. A. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Conceição do Araguaia – Folha SB.22-X-B, Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000 / Organizado por Antônio Jorge de Andrade Figueiredo, João Olímpio Souza e Odair Olivatti – Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.

Florenzano, T.G. 2002. *Imagens de satélite para estudos ambientais*. São Paulo, Oficina de Textos.

Florenzano, T.G. 2007. *Iniciação em Sensoriamento Remoto*. São Paulo: Oficina de Textos, 100 p.

Fuck, R. A., JARDIM DE SÁ, E. F., PIMENTEL, M.M., DARDENNE, M.A., PEDROSA-SOARES, A.C. 1993. As Faixas de Dobramento Marginais do Cráton São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J. M. L., Misi, A. (eds) *O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq, 161-185.

Gorayeb, P. S. S. 1989. Corpos Serpentiníticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 1, p. 51-62, 1989.

Gorayeb, P. S. S. ; Moura, C. A. V. ; Calado, W. M. 2004. Suite Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia.. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOCIÊNCIAS, 2004, ARAXÁ. *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geociências*. Belo Horizonte : SBG, 2004. v. 1. p. 35-35.

Hasui, Y. ; Hennies, W. T.; Iwanuch, W. 1975. Idades potássio-argônio da região centro-norte do Brasil. *Boletim Ig*, São Paulo, v. 6, p. 77-83, 1975.

Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de dobramento Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim Instituto de Geociências, USP* V.8 (107-118).

Hasui Y., Tassinari C.C.G, Siga Jr O., Teixeira W., Almeida F.F.M. e Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K/Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geotectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, Soc. Bras. Geol., 1980- (5): 2.569- 2.578.

Hasui, Y. and Costa, J.B.S., 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, Natal, 6: 2535-2549.

Herz, N.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Matta, M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: a reactivated Brasiliano-Pan-Africano Cycle (550 Ma) Geosuture. Precambrian Research, 42: 371-386.

Howell, D.G., 1995. Principles of terrane analysis – new applications for global tectonics. Second Edition. Springer – London, UK.

Hossack, J. R. 1979. The Use of Balanced Cross-Sections in the Calculation of Orogenic contraction: A review. In: Journal of the Geological Society, v.136 (1979), p. 705-711.

Kotschoubey, B. ; Hieronymus, B. ; Rodrigues, O. B. ; Amaral, R. T. 1996. Basaltos e serpentinitos da Área da Serra do Tapa (PA): Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado.. In: Cong. Bras. Geol., 39, 1996, Salvador. Anais, 1996. v. 6. p. 25-28.

Kotschoubey B., Hieronymus, B., Albuquerque, C.A.R. de. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust.. Journal of South American Earth Sciences V.20 (211-230).

Lafon J.M., Macambira, J.B., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 1990. A Faixa de dobramentos Araguaia (To): novos dados geocronológicos.. In: Xxxvi Congresso Brasileiro De Geologia, 1990, Natal. Resumos. NATAL / RN, 1990. p. 288.

Macambira, J.B. 1983. Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO). M.Sc. thesis. Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil, p. 108.

Matta, M.A.S. & Hasui, Y. 1984. Modelamento Estratigráfico da Região de Tucuruí. In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro : SBG, 1984. v. 2. p. 821-831.

Moura, C.A.V. e Gaudette, H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafricano deformation in the Araguaia Belt: implication for gondwana evolution. Revista Brasileira de Geociências 23 (2), pag: 117-123, junho de 1993. SBG.

Moura, C.A.V., Gaudette, H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil. In: SINHA, A. K. (Ed.). Basement tectonic. Kluwer Academic Publishers. v. 13, p. 155-178.

Paixão, M.A.P.; Nilson, A.A.; Dantas, E.L. 2008. The neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the raguaia fold belt, central-norther Brasil, compared with correlatives in NW Africa. In: Pankhurst, West Gondwana. Geological Society of London, pag: 297.

Paixão, M.A.P.; Nilson, A.A. 2001. Complexo Ofiolítico Quatipuru: base de uma Zona de Transição de Moho em antiga litosfera oceanica da Faixa Araguaia. In: Simpósio de Geologia da Amazonia, 7, 2001, Belém, Pará, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte. Anais: 31 - 33 (?).

Ramsay, J.G. e Huber, M.I. 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis (outstanding innovative advanced textbook on finite strain analysis. Well-written, thorough, and contains material found nowhere else. Superb illustrations)

Rostirolla, S.P. e Galvão, M.V.G. 1995. Análise de margens passivas por meio do balanceamento de seções geológicas transversais: discussão teórica e aplicação na Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 9 (2/4): 175-201, abr./dez. 1995.

Santos, T. B. 2010. *Análise estrutural da Bacia do Amazonas, região de Itaituba – PA*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná. Curitiba – PR. 101p.

Schobbenhaus Filho, C. *et al.* 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Tocantins (SC.22). Brasília, Div. Geol. Min./Dep. Nac. Prod.Min., 1975. 58p.

Sousa, D.J.L. e Moura, C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). In: SBGq, Cong. Bras. Geoq. 5., Anais, CD-ROM.

Souza, J.O. e Moreton, L.C. 1995. Geologia das Sequências Metavulcanossedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambica (NW do Tocantins); ocorrências de metabasitos com pillow lavas.. Boletim de Geociências do Centro-Oeste, v. 18, p. 20-31, 1995.

Strieder, A.J. e Suita, M.T.d.F. 1999. Neoproterozoic geotectonic Evolution of Tocantins Structural province, Central Brazil. *Geodynamics* 28 (1999). P: 267-289.

Tassinari, C.C.G. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico.. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 1980, Camboriú. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 1980. v. V.5. p. 2659-2676.

Trouw, R.A.J.; Vaz, L.F.; Slongo, T.T.; Nakasato, N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais, 2: 137-148.

Turner, F. e Weiss, L. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York: McGraw Hill, 545 p.