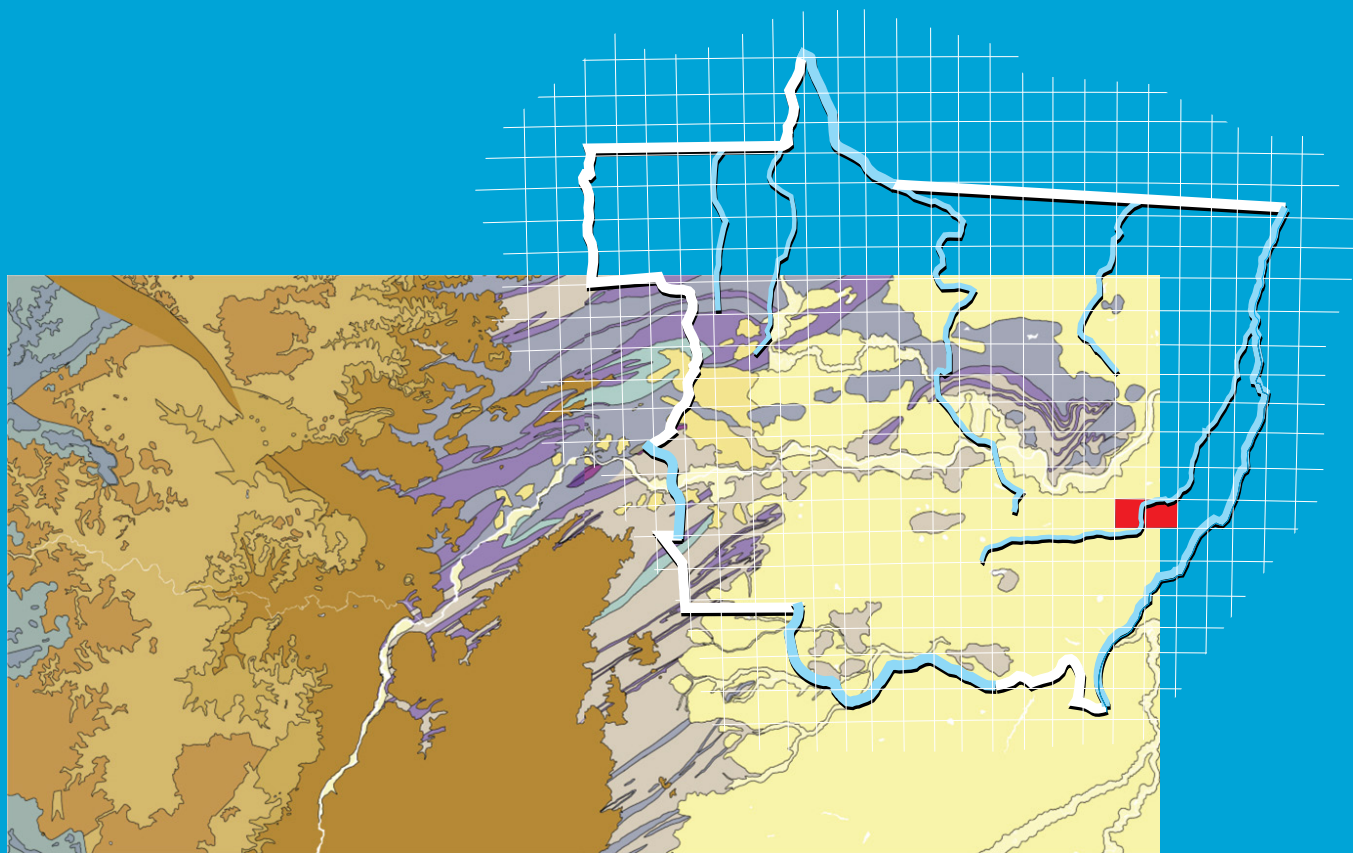


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS NOVA XAVANTINA SD.22-Y-B-IV E PLACA NATIVA SD.22-Y-A-VI



Escala: 1:100.000
2018

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DAS FOLHAS
NOVA XAVANTINA SD.22-Y-B-IV
E PLACA NATIVA SD.22-Y-A-VI

ESCALA 1:100.000
ESTADO DE MATO GROSSO

Marcelo Ferreira da Silva
Débora Regina Vieira dos Santos
João Olímpio Souza



GOIÂNIA
2018

CPRM – SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA
RUA 148, 485 - SETOR MARISTA
GOIÂNIA - GO - BRASIL
CEP: 74170-110
FAX: (62) 3240-1417
TEL.: (62) 3240-1400
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR

S586

Silva, Marcelo Ferreira da

Folhas Nova Xavantina (SD.22-Y-B-IV) e Placa Nativa (SD.22-Y-A-VI). Organização: Marcelo Ferreira da Silva; Débora Regina Vieira dos Santos e João Olímpio Souza. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 2018.

141 p. il.; + mapas.

Programa Geologia do Brasil (PGB).

ISBN 978-85-7499-376-8

1. Faixa Paraguai; 2. Nova Xavantina; 3. Placa Nativa; 4. Mato Grosso. I.Título. II. Marcelo Ferreira da Silva. III Débora Regina Vieira dos Santos; IV. João Olímpio Souza.

CDD 558.173

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

Programa Geologia do Brasil

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS NOVA
XAVANTINA SD.22-Y-B-IV E PLACA NATIVA SD.22-Y-A-VII**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Wellington Moreira Franco
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Humberto Lôbo Cruz
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

Esteves Pedro Colnago
Diretor-Presidente

José Leonardo Silva Andriotti
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Antônio Carlos Bacelar Nunes
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Fernando Pereira de Carvalho
Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Juliano de Souza Oliveira
Diretor de Administração e Finanças

Lúcia Travassos da Rosa Costa
Chefe do Departamento de Geologia

Marcelo Esteves Almeida
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Vladimir Cruz de Medeiros
Chefe da Divisão de Geologia Básica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto
Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Hiran Silva Dias
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Fábio Silva da Costa
Chefe da Divisão de Cartografia

Valter Alvarenga Barradas
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

Washington José Ferreira Santos
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

Gilmar José Rizzotto
Superintendente

Marcelo Ferreira da Silva
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Felipe Rodrigues Martins e Cleber Alves Ladeira
Supervisores de Projetos

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

CRÉDITOS AUTORAIS

Marcelo Ferreira da Silva
Débora Regina Vieira dos Santos
João Olímpio Souza

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

1. INTRODUÇÃO

Marcelo Ferreira da Silva
João Olímpio Souza
Débora Regina Vieira dos Santos

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Marcelo Ferreira da Silva
João Olímpio Souza
Débora Regina Vieira dos Santos

3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Débora Regina Vieira dos Santos
Marcelo Ferreira da Silva
João Olímpio Souza

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Antônio Augusto Soares Frasca
Marcelo Ferreira da Silva

5. GEOQUÍMICA

Daliane Bandeira Eberhardt

6. GEFÍSICA

Marcelo Ferreira da Silva

7. RECURSOS MINERAIS

Marcelo Ferreira da Silva
Débora Regina Vieira dos Santos
João Olímpio Souza

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Marcelo Ferreira da Silva
Débora Regina Vieira dos Santos
João Olímpio Souza

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Maria Gasparina de Lima

GEOFÍSICA

Marcelo Ferreira da Silva

GEOQUÍMICA

Daliane Bandeira Eberhardt

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Antônio Augusto Soares Frasca

APOIO TÉCNICO

Alberto Costa de Oliveira
Cristiane de Lima Pereira
Flávio Fernandes Faleiro
Gilsemar Rego de Oliveira
Liliane Viana dos Santos
Luiz Carlos de Melo
Maria Gasparina de Lima
Nair Dias
Pedro Ricardo Soares Bispo
Raimundo Rodrigues Barbosa
Valdivino Patrocínio da Silva

REVISÃO FINAL

Gilmar José Rizzotto
Antônio Augusto Soares Frasca

PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO – GERIDE-GO)

Cristiane de Lima Pereira

PROJETO GRÁFICO (PADRÃO CAPA – DIMARK)

Washington José Ferreira Santos

APRESENTAÇÃO

O conhecimento geológico do território brasileiro constitui um instrumento indispensável para o planejamento e a implementação das políticas públicas voltadas para o aproveitamento sustentável dos recursos minerais, petrolíferos e hídricos superficiais e subterrâneos do país e, simultaneamente, fonte de dados imprescindível para o conhecimento do meio físico tendo em vista a execução de políticas de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

É com esta premissa que a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, coloca a disposição da comunidade técnico-científica, dos empresários do setor mineral e da sociedade em geral os resultados alcançados pelo Projeto Nova Xavantina-Placa Nativa, que consistiu de mapeamento geológico e levantamento geoquímico de duas folhas na escala 1:100.000, localizadas na porção sudeste do Estado de Mato Grosso. Foi desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil - Superintendência Regional de Goiânia e faz parte do PROGRAMA GESTÃO ESTRATÉGICA DA GEOLOGIA, DA MINERAÇÃO E DA TRANSFORMAÇÃO MINERAL, integrante do Programa de Aceleração do Crescimento – PAC.

Na preparação deste produto foram compilados e integrados todos os dados e informações geológicas, tectônicas, geoquímicas, geofísicas e de recursos minerais disponíveis na região abrangida pelo projeto. Estes dados foram complementados com o mapeamento geológico básico, interpretações de imagens aerogeofísicas e de sensores orbitais, além de dados litogeoquímicos, petrográficos, geocronológicos e de difratometria de Raios-X, abrangendo a região de Nova Xavantina, considerada até o momento o único local que foram encontradas rochas vulcânicas dentro dos mais de 1000 Km de extensão da Faixa Paraguai.

As mineralizações auríferas epigenéticas encontradas no principal jazimento polimetálico do sudeste do Mato Grosso, próxima à cidade de Nova Xavantina, inclusas em veio de quartzo encaixado em rochas metavulcânicas (ignimbritos) deformadas, faz com que devam ser contemplados os modelos exploratórios para depósitos epitermais *low-intermediate sulfidation* para a região. Desta forma, o conhecimento geológico e principalmente metalogenético são caracterizados como produtos de infra-estrutura extremamente relevantes para o desenvolvimento regional, e, importante subsídio básico à formulação de políticas públicas fomentadora da decisão de investimento do setor mineral.

ESTEVES PEDRO COLNAGO
Diretor Presidente

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

Neste texto estão contidos os resultados do Projeto Nova Xavantina-Placa Nativa, que consistiu de mapeamento geológico e levantamento geoquímico de duas folhas na escala 1:100.000, localizadas na porção sudeste do Estado de Mato Grosso. Foi desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil - Superintendência Regional de Goiânia e faz parte do PROGRAMA GESTÃO ESTRATÉGICA DA GEOLOGIA, DA MINERAÇÃO E DA TRANSFORMAÇÃO MINERAL, integrante do Programa de Aceleração do Crescimento – PAC.

O mapeamento geológico, integrado a interpretações de imagens aerogeofísicas e a dados litogeoquímicos, petrográficos, geocronológicos e de difratometria de Raios-X, permitiu a reformulação da estratigrafia local, propondo uma nova coluna estratigráfica, redefinindo o termo Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina e criando o Grupo Nova Xavantina, de acordo com suas relações de campo e dados geocronológicos, além de extrair o Grupo Cuiabá indiferenciado anteriormente mapeado na área, admitindo-se como ele sendo todo correspondente ao Grupo Nova Xavantina.

O Grupo Nova Xavantina insere-se no contexto da Faixa Paraguai / Província Tocantins e contempla as seguintes unidades estratigráficas: Unidade Piroclástica e Efusiva – constituída por ignimbritos e metatufos, de composição riolítica a dacítica, escórias, metabasaltos, filitos, metaultramáficas, lentes de filitos grafitosos e BIFs e veios de quartzo mineralizados com ouro; Unidade Piroclástica e Sedimentar – filitos, tufo cineríticos e arenitos com siltitos intercalados, metamorfizados ou não; Unidade Hipoabissal – gabros, metagabros e diabásios, em forma de sills ou diques; Unidade Sedimentar Química – Formações Ferríferas bandadas (BIFs), hematititos, cherts e filitos carbonosos; Unidade Sedimentar Clástica – Arcóseos/metarcóseos e quartzarenitos/metaquartzarenitos, com subarcóseos e siltitos intercalados; Unidade Carbonática – calcários, metacalcissiltitos, metassiltitos, metacalcarenitos, cherts e paraconglomerados.

Ocupando a maior área das duas folhas encontram-se os sedimentos Paleozoicos do Grupo Paraná, com as formações Furnas (subarcóseos a arcóseos, arenitos e conglomerados) e Ponta Grossa, subdividida nos membros Jaguariaíva (Folhelhos e siltitos com bioturbação), Tibagi (Arcóseos, siltitos e raros folhelhos) e São Domingos (folhelhos com intercalações de siltitos), além de sedimentos do Grupo Itararé representados pela Formação Aquidauana, constituída por siltitos e folhelhos com subarcóseos a arcóseos subordinados (Fácies as) e quartzarenitos e subarcóseos com níveis conglomeráticos (Fácies aq).

A integração de todas estas informações permitiu identificar e caracterizar as rochas magmáticas da região, formadas por efusivas básicas, piroclásticas ácidas e básicas, até mesmo metaultramáficas, sugerindo o envolvimento de múltiplas fontes mantélicas na geração do magmatismo bimodal. A este magmatismo, associasse à deposição de sedimentos químicos e clásticos, que corrobora o modelo proposto por Silva (2007) da evolução geotectônica, considerando a abertura de um *rift* intracontinental na Faixa Paraguai.

A identificação de algumas estruturas anelares, abrangendo prioritariamente as rochas ígneas da Unidade Piroclástica e Efusiva na região da Mineração Caraíba S/A, situada a noroeste de Nova Xavantina, indica a presença de estruturas de caldeiras ignimbriticas no início da abertura do rifte e tem implicações metalogenéticas na região. O grande

número de ocorrências de ouro epitermal está relacionado espacialmente ao fluxo de cinza nestas estruturas, criando condições favoráveis para circulação de água hidrotermal e, com isto, fornecer mineralizações que estão associadas à presença de falhas limites e de rochas altamente porosas, especialmente os ignimbritos. Pode-se sugerir para a região que a fonte do ouro está intimamente relacionada aos depósitos de fluxos piroclásticos ácidos.

ABSTRACT

This explanatory note contains the results of the Nova Xavantina-Placa Nativa Project, which consisted of geologic mapping and geochemical survey of two sheets at scale 1: 100,000, located in the southeastern of the Mato Grosso state. Was developed by CPRM - Geological Survey of Brazil - Regional Superintendent of Goiânia and is part of the STRATEGIC MANAGEMENT OF GEOLOGY, MINING AND MINERAL PROCESSING, of the Growth Acceleration of the Brazilian Government.

The geological mapping, integrated airborne geophysical and interpretations of the geochemical, petrographic, geochronological data and X-ray diffractometry allowed the reformulation of the local stratigraphy, proposing a new stratigraphic column, redefining the term Nova Xavantina Meta-volcanosedimentary Sequence and creating Nova Xavantina Group, according to their field relations and geochronological data, and extract the Cuiabá Group undifferentiated previously mapped in the area, assuming as it being all corresponding to the Nova Xavantina Group.

The Nova Xavantina Group is inserted in the context of the Paraguay Belt / Tocantins Province and includes the following stratigraphic units: Pyroclastic and Effusive Unit - consisting of ignimbrites and metatuffs of rhyolitic to dacitic composition, scoria, metabasalts, phyllites, metaultramafic, phyllites graphitic lenses and banded iron formations and mineralized quartz veins with gold; Pyroclastic and Sedimentary Unit - phyllites, sandstones and cineritic tuffs with intercalated siltstone, metamorphosed or not; Hipoabissal Unit - gabbros, metagabbros and diabase in the form of sills or dykes; Chemical Sedimentary Unit - banded iron formations (BIFs), hematite stones, cherts and carbonaceous phyllites; Clastic Sedimentary Unit - arkoses / meta-arkoses and quartz sandstones / meta-quartz sandstones with subarkoses and siltstones intercalated; Carbonate Unit – limestones, meta-calcsiltstones, meta-siltstone, meta-calcsandstones, cherts and paraconglomerates.

Occupying the largest area of the two sheets are the Paleozoic sediments of the Paraná Group, with Furnas Formations (subarkoses to arkoses, sandstones and conglomerates) and Ponta Grossa, subdivided into Jaguariaíva (shales and siltstones with bioturbation), Tibagi (arkoses, siltstones and shales rare) and São Domingos members (shales and siltstones), and sediment Itararé Group represented by Aquidauna Formation, consisting of siltstones and shales with subarkoses to arkoses subordinate (Facies as) and quartz sandstones and subarkoses with conglomeratic levels (Facies aq).

The integration of all this information allowed us to identify and characterize the magmatic rocks of the region, formed by basic effusive, acidic and basic pyroclastic, even metaultramafic, suggesting the involvement of multiple mantle sources in the generation of bimodal magmatism. In this magmatism, associate deposition of chemical and clastic sediments, which corroborates the proposed by Silva (2007) model of geotectonic evolution considering opening an intracontinental rift in Paraguay Belt.

The Identification some ring structures, primarily covering the igneous rocks of the Pyroclastic and Effusive Unit in Mining Caraíba S/A region located northwest of Nova Xavantina, indicates the presence of structures ignimbrites calderas in the early opening of the rift and has metallogenetic implications in the region. The

large number of epithermal gold occurrences spatially related to the flow of ash in these structures, creating favorable conditions for circulation of hydrothermal water and, thus, provide mineralizations that are associated with the presence of limits faults and of rocks highly porous, especially ignimbrites. Can be suggested for the region that the source of gold can be intimately related to the acids pyroclastic flow deposit.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	27
3.1 - GRUPO NOVA XAVANTINA	28
3.1.1 - Unidade Piroclástica e Efusiva (NP2nxpe)	28
3.1.2 - Unidade Piroclástica e Sedimentar (NP2nxps)	47
3.1.3 - Unidade Hipoabissal (NP2nxh)	51
3.1.4 - Unidade Sedimentar Química (NP2nxsq)	54
3.1.5 - Unidade Sedimentar Clástica (NP2nxsc)	57
3.1.6 - Unidade Carbonática (NP2nxc).....	63
3.2 - GRUPO PARANÁ	71
3.2.1 - Formação Furnas (D1f)	71
3.2.2 - Formação Ponta Grossa (Dpg)	75
3.2.2.1 - Membro Jaguariaíva (Dpgj)	76
3.2.2.2 - Membro Tibagi (Dpgt)	78
3.2.2.3 - Membro São Domingos (Dpgsd)	80
3.3 - GRUPO ITARARÉ	81
3.3.1 - Formação Aquidauana (C2P1a)	81
3.3.1.1 - Fácies Síltico-argilosa (C2P1as)	81
3.3.1.2 - Fácies Quartzarenosa (C2P1aq)	81
3.4 - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS FERRUGINOSAS (N1dl)	83
3.5 - FORMAÇÃO ARAGUAIA (Qag1)	84
3.6 - DEPÓSITOS ALUVIONARES (Q2a)	85
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA	87
4.1 - INTRODUÇÃO	87
4.2 - ANÁLISE ESTRUTURAL	87
4.2.1 - Domínio Dúctil- Fase de Encurtamento Crustal	88
4.2.2 - Domínio Dúctil-Rúptil- Fase Transpressional/Transcorrente	91
4.2.3 - Domínio Rúptil-Dúctil / Rúptil - Fase Transtraccional / Extensional	95
4.2.4 - Domínio Rúptil	96
4.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO	97
4.4 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	99
5 – GEOQUÍMICA	105
5.1 - INTRODUÇÃO	105
5.2 - MÉTODOS DE AMOSTRAGEM E ANÁLISES LABORATORIAIS	105
5.3 - TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE SEDIMENTO DE CORRENTE	105

5.4 - TRATAMENTO DOS DADOS MINERALOMÉTRICOS.....	109
5.4.1 - Minerais de interesse econômico	109
5.4.2 - Minerais Metamórficos.....	109
6 – GEOFÍSICA	119
7 – GEOLOGIA ECONÔMICA.....	131
7.1 - OURO	131
7.2 - CALCÁRIO	133
7.3 - AREIA E CASCALHO.....	134
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	137
9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	139

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS
FOLHAS NOVA XAVANTINA SD.22-Y-B-IV
E PLACA NATIVA SD.22-Y-A-VII**

ESTADO DE MATO GROSSO

1 – INTRODUÇÃO

As folhas Nova Xavantina (SD. 22-Y-B-IV) e Placa Nativa (SD. 22-Y-A-VI) estão inseridas no Programa Geologia do Brasil, do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, que vem desenvolvendo trabalhos em todas as regiões geográficas do país e cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico e hidrogeológico do território brasileiro. Na esfera Federal essa atividade faz parte do PROGRAMA GESTÃO ESTRATÉGICA DA GEOLOGIA, DA MINERAÇÃO E DA TRANSFORMAÇÃO MINERAL integrante do Programa de Aceleração do Crescimento – PAC.

A área do projeto localiza-se na porção sudeste do Estado de Mato Grosso, entre os meridianos 52°00'W e 53°00'W e paralelos 14°30'S e 15°00'S (Fig. 1.1), totalizando 6.000km² de superfície. A área investigada abrange parte dos municípios de Nova Xavantina, Campinápolis, Barra do Garças, Novo São Joaquim e Água Boa, que juntos, segundo estimativa de 2010 do IBGE, possuíam uma população de 126.662 habitantes.

O acesso à área é feito, a partir de Goiânia, pela rodovia GO-060 até a cidade de Piranhas, a

partir desta pela BR-158, até a cidade de Nova Xavantina, de onde, por estradas sem pavimentação, acessam-se as cidades de Campinápolis e Novo São Joaquim. A partir destas cidades estradas secundárias interligam fazendas, assentamentos e comunidades (Fig. 1.2). Outro acesso por rodovia pode ser realizado de Cuiabá, pela BR-070 até Barra do Garças e dali acessar a BR-158 até Nova Xavantina. De outra forma, o acesso pode ser feito por via aérea, em aviões de pequeno porte. A região é drenada pelos rios das Mortes, Noidore, Areões e Pindaíba.

Geomorfologicamente, a porção sudeste de Mato Grosso é compartimentada em seis grandes unidades. Entretanto, a geomorfologia na área que compreende as duas folhas do projeto contemplam apenas três formas de relevo e suas subdivisões, considerando seus aspectos genéticos, cronológicos e morfológicos, classificando-as da seguinte forma, iniciando pelos Modelados de maior abrangência territorial no projeto.

- Modelados de Dissecção - Diferencial
- marcada por controle estrutural evidente,

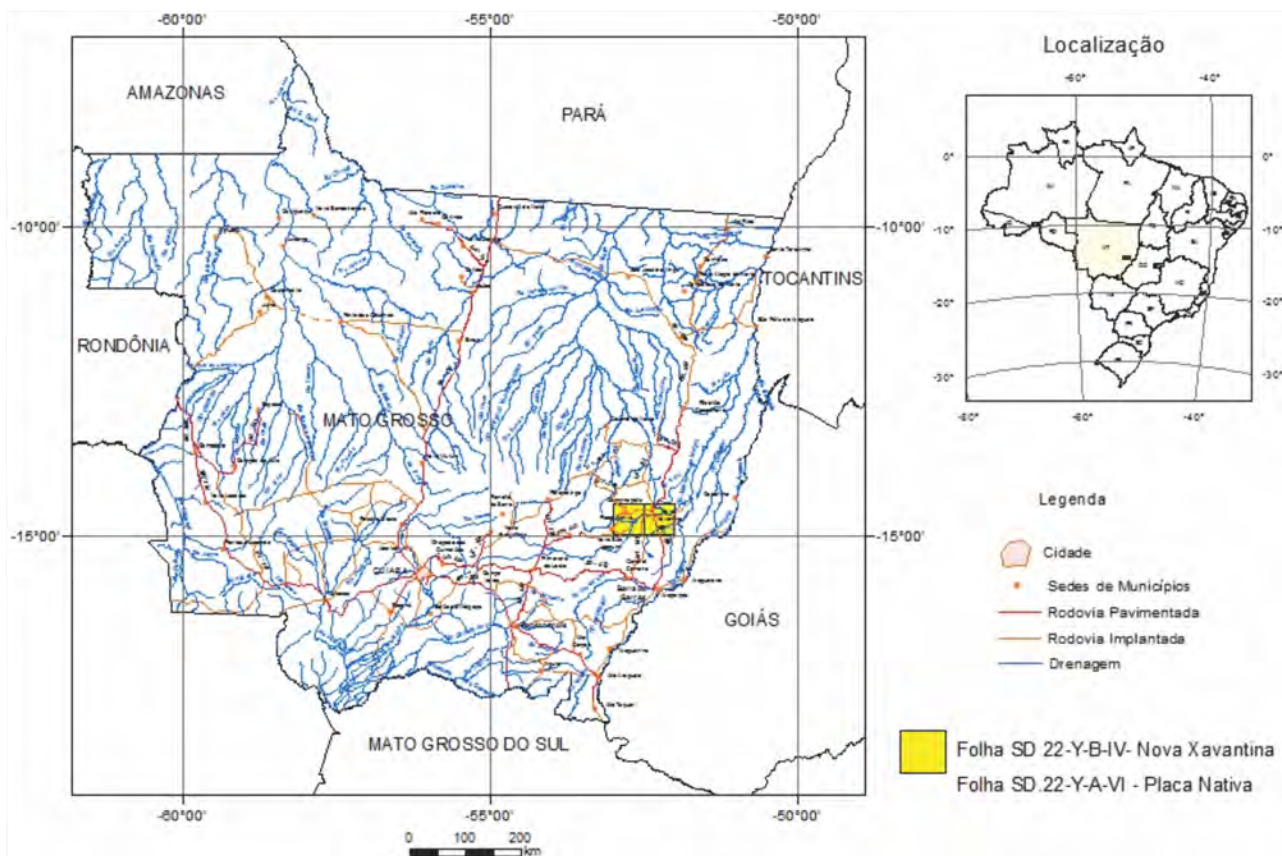


Figura 1.1 – Localização da área do projeto.

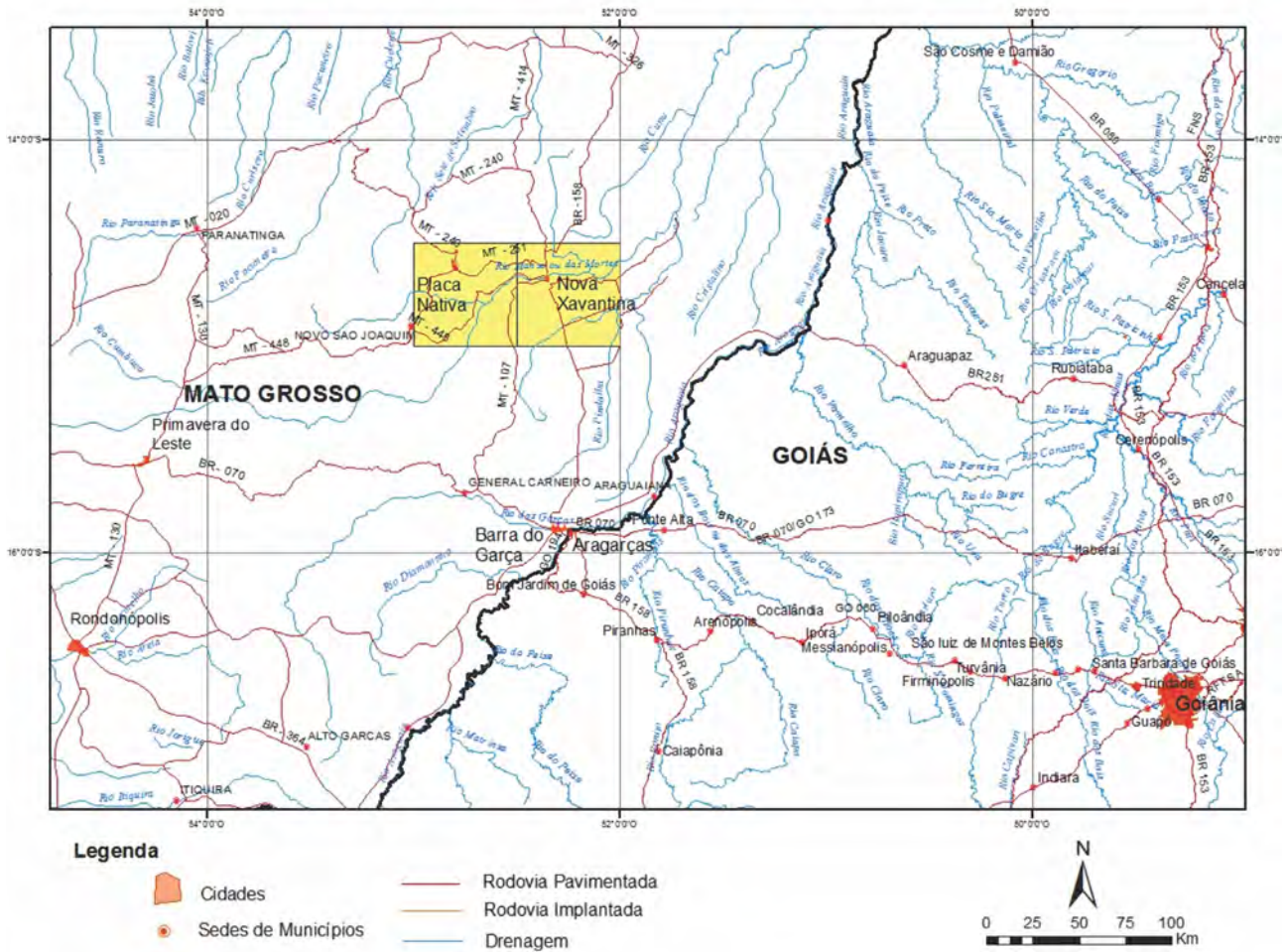


Figura 1.2 – Principais rodovias que acessam a área do projeto.

definida apenas pelas variáveis formas de topo e aprofundamento dos entalhes, já que o padrão de drenagem e a sua densidade são controlados pela tectônica e pela litologia, definindo as formas de topo como:

– Tabular: Compreende as formas de topos tabulares, conformando feições de rampas suavemente inclinadas e de lombadas, esculpidas em rochas sedimentares e cristalinas mostrando eventual controle estrutural. São geralmente definidas por vales rasos, apresentando vertentes de baixa a média declividade. Resultam da instauração de processos de dissecação atuando sobre superfície de aplainamento. Constitui os maiores modelos geomorfológicos caracterizados na figura 1.3, pela Chapada dos Guimarães, Planalto dos Alcantilados – Alto Araguaia, Depressão marginal à Serra do Roncador.

Ressalta-se que este modelado é classificado de acordo com a densidade, compondo uma matriz 5x5, de acordo com a tabela abaixo em: muito grosseira (1), grosseira (2), média (3), fina (4) e muito fina (5). O aprofundamento é classificado em: muito fraco (1), fraco (2), médio (3), forte (4) e muito forte (5).

Tabela 1.1 – Classificação de modelados de acordo com a densidade de drenagem.

Densidade de drenagem	Muito Fraco	Fraco	Médio	Forte	Muito Forte
	Muito grosseira	11	12	13	14
Grosseira	21	22	23	24	25
Média	31	32	33	34	35
Fina	41	42	43	44	45
Muito Fina	51	52	53	54	55

Relevos de abrangência restrita na área do projeto são os do tipo:

Modelados de Acumulação – Af – Planície Fluvial: Área plana resultante de acumulação fluvial sujeita a inundações periódicas, correspondendo às várzeas atuais. Ocorre nos vales com preenchimento aluvial holocênico. Pertinente a Planície Amazônica; Ai – De inundação: Regiões abaciadas definidas por planos convergentes, arenosas e/ou

argilosas, sujeitas a inundações periódicas, podendo apresentar arreísmo e/ou comportar lagoas fechadas ou precariamente incorporadas à rede de drenagem. A esta tipificação enquadra-se os sedimentos inconsolidados da Planície do Araguaia-Javaés.

Modelados de Aplainamento – Pri – Pediplano retocado inumado: Superfície de aplainamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto perder as características de aplainamento, cujos processos geram sistemas de planos inclinados às vezes levemente côncavos. Pode apresentar cobertura detrítica e/ou encouraçamentos, indicando remanejamentos sucessivos, representado pela Depressão do Alto Araguaia (Figura 1.3).

O clima na região varia entre tropical quente e subúmido, com quatro meses de seca, que se estende de maio a agosto. A precipitação pluviométrica média anual é de 1.750 mm, com maior intensidade do período chuvoso entre dezembro a março. A temperatura média anual é de 24°C, com mínima de 4°C e máxima de 40°C.

A economia da área do Projeto é baseada na pecuária, especialmente de corte, na agricultura mecanizada e de subsistência e na extração de calcário utilizado para corretivo de solo (Mineração Shalon). Destaca-se também a exploração minerária de ouro

e prata pela Mineração Caraíba S/A. Atividades de agroindústria, de comércio e de serviços completam a economia local.

Dentre os trabalhos de mapeamento geológico executados na área destacam-se: Projeto Serra Azul de Ribeiro Filho, Luz e Abreu Filho (1975), escala 1:250.000, executado pela Companhia de Pesquisa Recursos Minerais; Projeto Radambrasil, Folha Goiás - SD.22 (BRASIL, 1981), na escala 1:1.000.000 e, Projeto Nova Xavantina de Olivatti e Moraes Filho (1983), desenvolvido pela CPRM para a BRASMINAS – Mineração do Brasil Ltda, na escala 1:10.000. Mais recentemente foram executados os trabalhos de Pinho (1990), a tese de Martinelli (1998) e a dissertação de Silva (2007).

O Projeto Nova Xavantina – Placa Nativa teve por objeto o mapeamento geológico e levantamento geoquímico das duas folhas supracitadas, na escala de 1:100.000, para dotar a região de uma cartografia geológica atualizada, caracterizar o seu potencial mineral e atrair investimentos para a pesquisa e exploração mineral para o Estado de Mato Grosso.

Os trabalhos foram iniciados em 2011, com compilação e integração dos dados geológicos pré-existent, fotointerpretação na escala 1:60.000, elaboração de mapas geológicos preliminares estruturados em SIG (Sistema de Informações Ge-

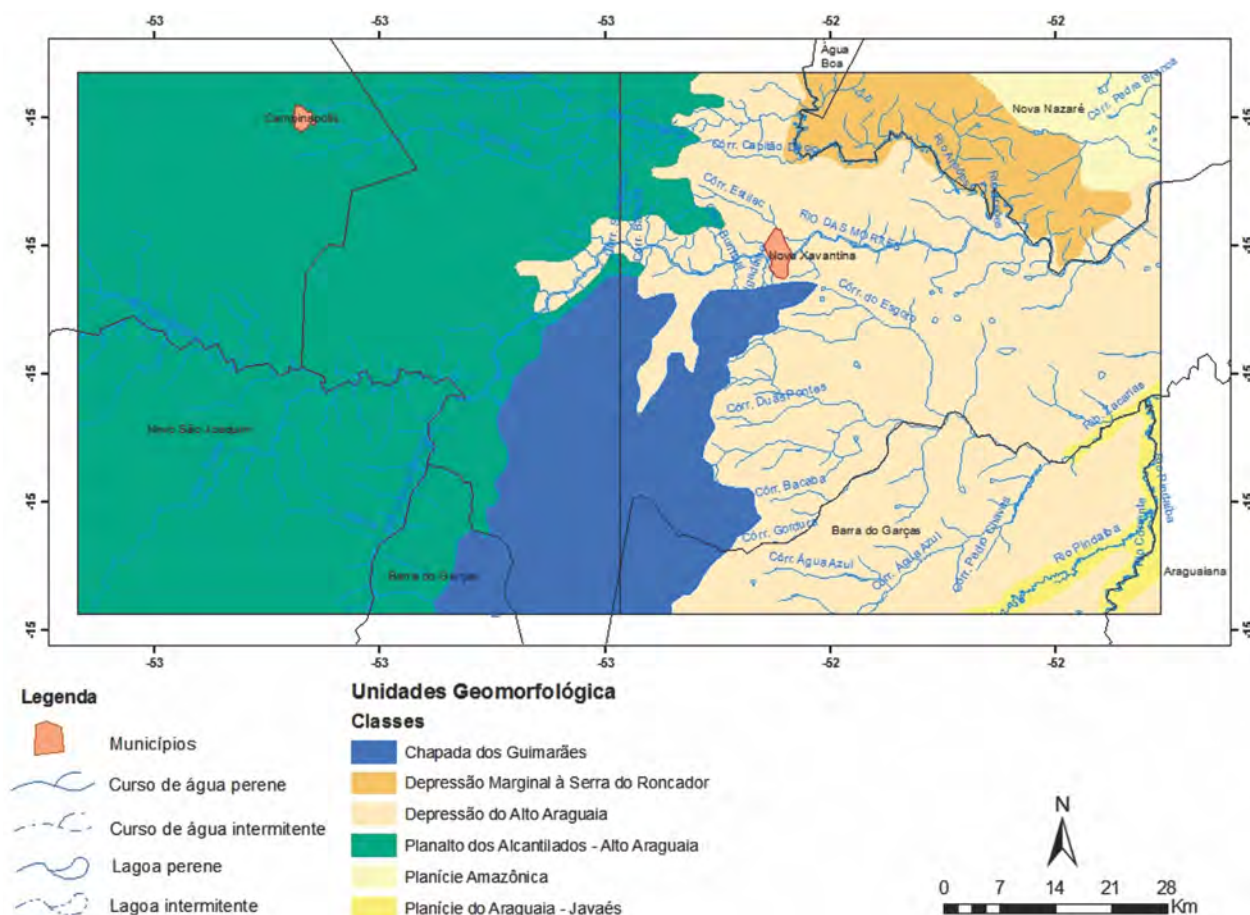


Figura 1.3 – Compartimentação geomorfológica da área, adaptado de RADAM (1982).

ográficas), utilizando-se *software* ArcGIS 10 e interpretação de sensores orbitais (SRTM, Landsat 7 ETM+, ALOS) e de imagens aerogeofísicas magnetométricas e gamaespectrométricas (Aerolevanteamento Sudeste de Mato Grosso). Posteriormente, foram realizados nos anos de 2011, 2012 e 2013 os

levantamentos geológico e geoquímico, seguidos por estudos petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e de difratometria de Raios – X (DRX). Os resultados alcançados foram sintetizados neste relatório e fazem parte do SIG geológico e do Banco de Dados (GEOBANK).

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As folhas Nova Xavantina e Placa Nativa estão inseridas no domínio geológico da Faixa Paraguai, a qual integra a Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977). A referida Província é formada por núcleos e fragmentos antigos envolvidos por cinturões móveis Neoproterozoicos denominados faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazonas, a oeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema, a sudoeste (Figura 2.1). O Cráton

Amazônico comportou-se estavelmente durante a orogênese Brasiliana Neoproterozoica, atuando como *foreland* para a evolução das faixas dobradas Araguaia e Paraguai (oeste e sudoeste da Província Tocantins) (BRITO NEVES; FUCK, 2013).

A Faixa Paraguai, segundo a definição de Almeida (1965), é uma unidade geotectônica Brasiliana-Pan-Africana de destaque na região central do continente sul-americano. É separada, pelo lado oriental, do Cráton Amazônico e do Bloco

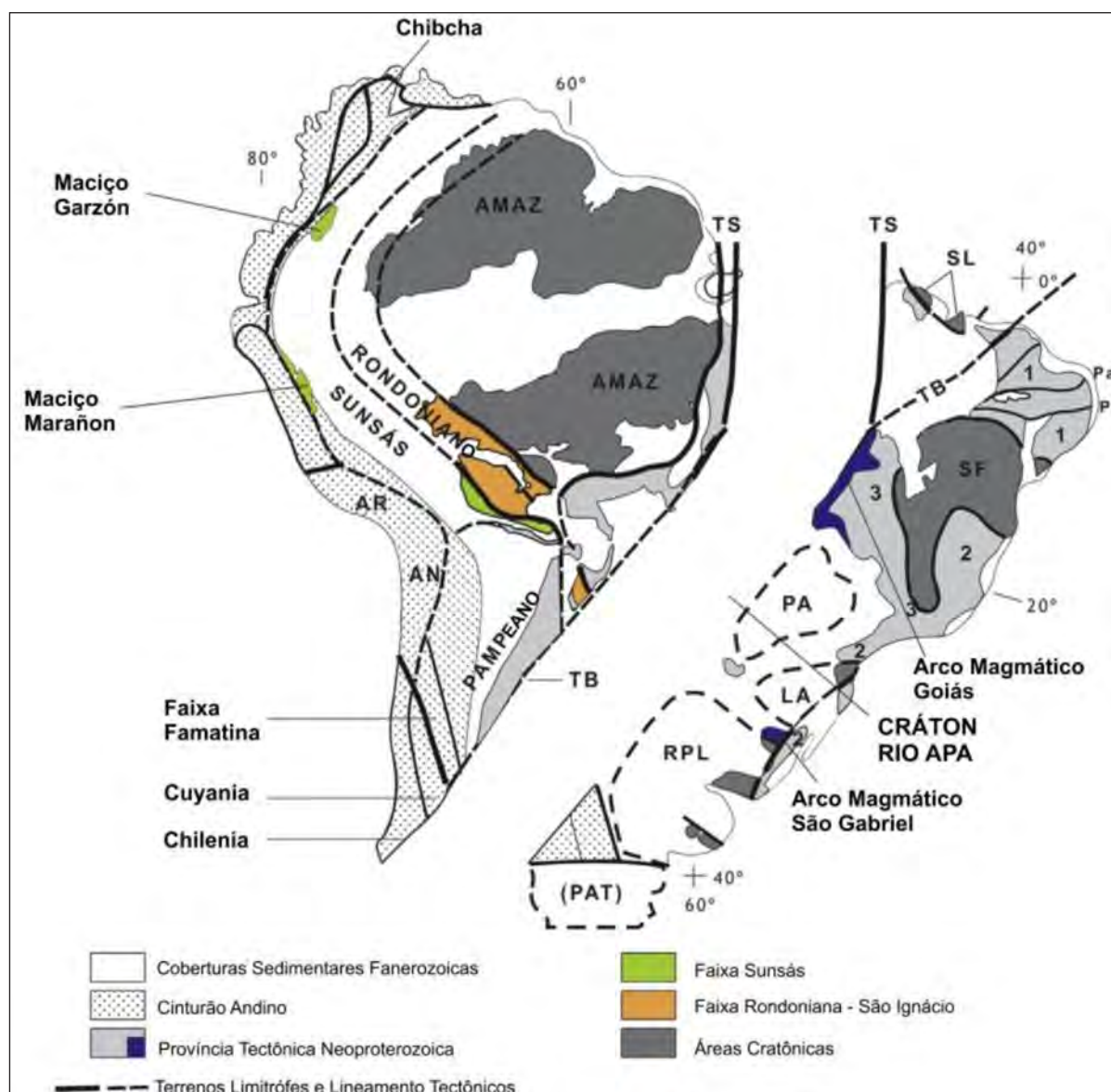


Figura 2.1 – Contexto da colagem Neoproterozoica que deu origem ao registro do Gondwana oeste na América do Sul, com os principais domínios do embasamento: Amaz. = Cráton Amazônico; SL = Cráton São Luís; SF = Cráton São Francisco; PA = Cráton Paranapanema; LA = Cráton Luis Alves; RLP = Cráton Rio de La Plata. TB = Lineamento Transbrasiliense; TS = Sutura Tocantins/Araguaia; Pa = Lineamento Patos; Pe = Lineamento Pernambuco; Província estrutural Brasiliana – 1 = Borborema, 2 = Mantiqueira, 3 = Tocantins. Adaptado de Brito Neves et al. (2013).

Rio Apa, pela zona de sutura Tocantins/Araguaia, e a leste limitada pelo Arco Magmático de Goiás e pela Faixa Brasília. Estende-se por aproximadamente 1.200 km, desde o Paraguai, passando pela Bolívia e pela Serra da Bodoquena, no estado de Mato Grosso do Sul, se prolongando até Corumbá e persistindo até a região de Cuiabá, onde se inflete para leste até a região do Rio das Mortes, em Mato Grosso. (Figura 2.2). Compõe um cinturão de dobramentos polifásicos, afetado pelo ciclo tectônico Brasileiro, com forma convexa, constituído de rochas metassedimentares dobradas e metamorizadas que, em direção ao Cráton Amazônico, gradam progressivamente a coberturas sedimentares, em parte, contemporâneas e estruturalmente

onduladas, falhadas, mas não metamorizadas (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993).

A primeira referência sobre a geologia deste cinturão deve-se a Castelnau (1857) ao estudar os calcários da região de Corumbá. Posteriormente, Evans (1894) sugere a primeira divisão estratigráfica, nomeando de *Cuyaba Slates* as ardósias e de *Araras Limestones e Corumbá limestones* os calcários aflorantes, respectivamente, na Província Serrana e em Corumbá. Derby (1895) propõe idade Cambriana a Siluriana Inferior a estes calcários, com base em correlação com os calcários dos grupos São Roque e Açungui. Em seu livro didático "Geologia do Brasil", Oliveira e Leonardos (1943), utilizam o termo Série Cuiabá para os filitos ardosianos, quartzitos e

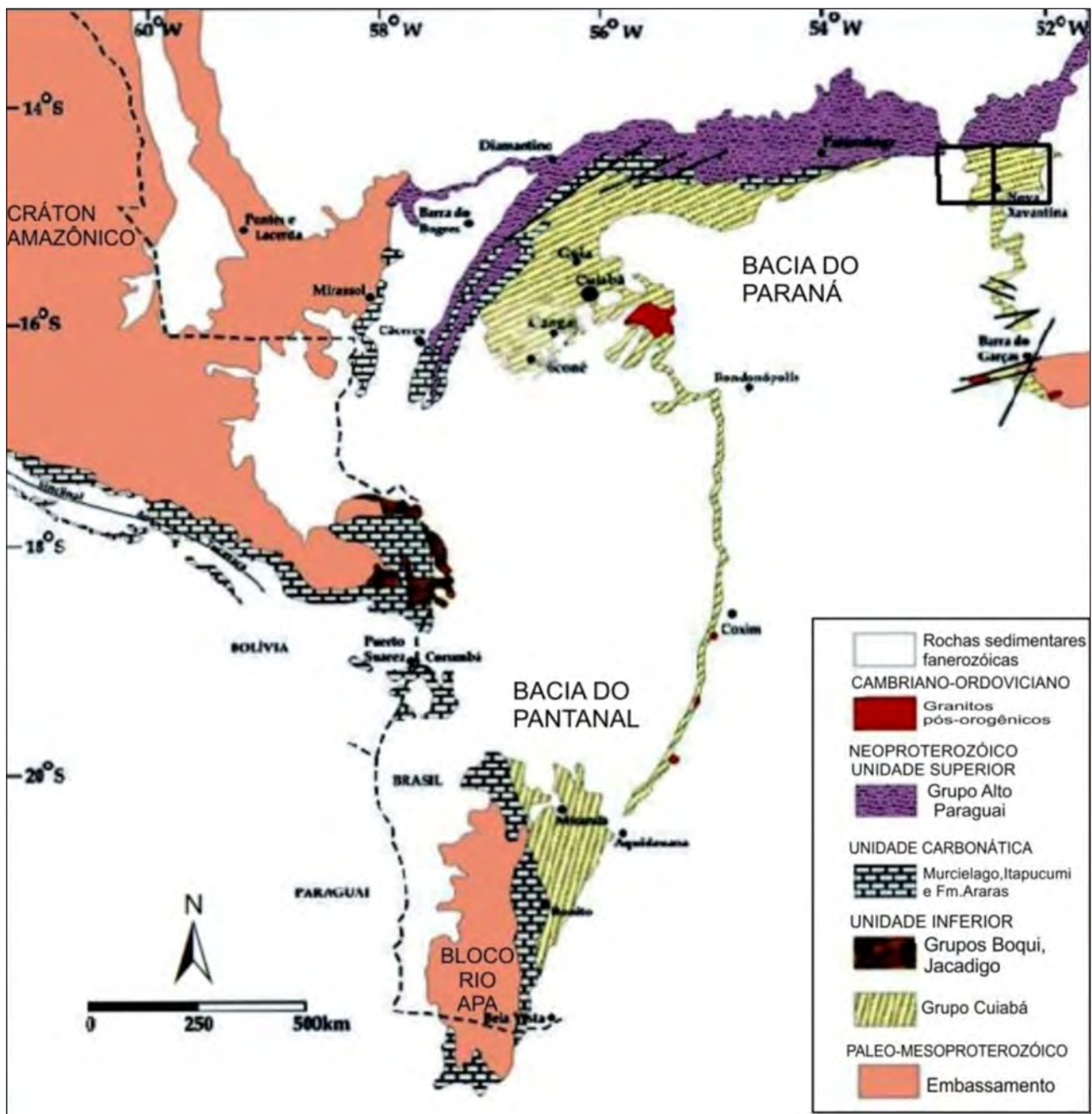


Figura 2.2 – Mapa geológico da Faixa Paraguai e suas coberturas cratônicas adjacentes (ALVARENGA, 1988). Área investigada destacada pelos retângulos.

conglomerados xistosos das redondezas de Cuiabá e enfatizam a grande semelhança da Série Cuiabá com as rochas da Série Minas.

Nos trabalhos de Almeida (1964, 1965, 1968) foram propostas as primeiras sínteses concernentes à estratigrafia e evolução de todas as rochas da Faixa Paraguai, nas quais ratificou o Grupo Cuiabá e criando duas novas unidades: o Grupo Jangada e suas formações: Engenho, Acorizal, Marzagão e Bauxi, formadas a partir do avanço de geleiras continentais, com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhos; e o Grupo Araras constituído por calcário e dolomitos e coberto pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino (Grupo Alto Paraguai). Hennies (1966), por sua vez, dividiu o Grupo Araras nas formações Guia (pelitos e calcários) e Nobres (dolomitos).

Sotopostos aos calcários do Grupo Araras aflora uma grande diversidade de rochas, predominantemente sedimentares, incluindo filitos, quartzitos, calcários, metaconglomerados, metarcóseos, diamictitos, formações ferríferas bandadas, *cherts* e filitos grafitosos. Veios de quartzo mineralizados em ouro são comuns. Escassas ocorrências de rochas vulcânicas foram registradas e posicionadas no Grupo Cuiabá, destacando-se: cinzas vulcânicas associadas à metagrauvas nas imediações de Cuiabá (ALMEIDA, 1968); lavas básicas, lavas, aglomerados, tufo andesíticos, riódacíticos e dacíticos, descritos por Costa e Fragomeni (1976) a sul de Bom Jardim de Goiás; Associação de metamáficas, formações ferríferas, clorita xistos, mica xistos e mármore, localizada a nordeste de Bonito e sudeste de Miranda (MS) (NOGUEIRA; OLIVEIRA, 1978).

Brito Neves, Campos Neto e Cordani (1985) e Jones (1985) propuseram ao interpretar a evolução das unidades da Faixa Paraguai em conjunto com unidades expostas na Bolívia, um modelo de junção tríplice em estágios iniciais de *rift*, em função do arranjo das bacias definindo ângulo de 120°, distinguindo-se quatro bacias com idades que variam do Proterozoico Superior ao Cambriano: Alto Paraguai, Serra da Bodoquena, Tucavaca na Bolívia e Corumbá. Neste caso a Faixa Paraguai desenvolve-se em ambiente de margem passiva do Cráton Amazônico, ao longo da qual teriam ocorrido ressurgências marinhas, responsáveis pela formação de depósitos de rochas fosfáticas (ALMEIDA, 1984; BOGGIANI, 1990).

Pinho (1990) individualizou do Grupo Cuiabá a Sequência Metavulcanossedimentar de Nova Xavantina mesmo considerando-as como unidades contemporâneas. Sua origem estaria associada ao ambiente marinho, possivelmente do tipo *back-arc*. Martinelli et al. (1998) sugerem um empilhamento estratigráfico para esta sequência, com três associações litológicas: uma unidade basal, composta

por rochas metavulcânicas básicas (metabasaltos), alternadas com metavulcânicas intermediárias (metatufos) mais para o topo; Uma unidade intermediária formada por sedimentos químicos (formações ferríferas bandadas e metacherts ferruginosos) cobertos por filitos carbonosos e metacherts quartzosos; e uma unidade superior composta por sedimentos clásticos psamo-pelíticos. Esses autores propuseram a mudança do nome desta unidade para Sequência Metavulcanossedimentar Araés.

Por meio de dados resultantes de mapeamento geológico e da interpretação de imagens aerogeofísicas e orbitais, Silva (2007) descreveu uma associação de rochas magmáticas piroclásticas ácidas (ignimbritos) e básicas (escórias), nas cercanias de Nova Xavantina, indicando seu caráter bimodal e sugerindo que esta unidade está inserida em um ambiente tectônico de *rift* intracontinental. Os dados litogeoquímicos destas rochas indicam composição riódacítica a dacítica e básica, respectivamente, para as rochas piroclásticas ignimbriticas e as escórias e, este mesmo autor identifica ainda uma caldeira formada por estruturas anelares e delimitada por escarpa (muros) e que não coincidentemente limitam os depósitos piroclásticos encontrados no Garimpo do Araés, atualmente explorados pela Mineração Caraíba. O preenchimento da estrutura interna da caldeira por rochas vulcânicas é mais uma evidência de ambiente subaéreo para a formação destas rochas. Adicionalmente, a identificação de corpos básicos e depósitos de rochas piroclásticas no Garimpo do Japonês, situado a 50 km da mineração supracitada, sugere a possibilidade de um ambiente de caldeira, e com implicações para a prospecção de mineralizações de metais preciosos epitermais, em campos geotermais, tipo VMS (SILVA, 2007).

Magmatismo granítico pós-orogênico e intrusões alcalinas são encontradas ao longo da Faixa Paraguai. Hasui e Almeida (1970), com base em datações K-Ar em muscovita recristalizada em filito do Grupo Cuiabá, atribuíram idade Pré-Cambriana, obtendo idade mínima de 549 Ma. Em datação pelo mesmo método no granito São Vicente e nos Pegmatitos Miranda, intrusivos no Grupo Cuiabá, os referidos autores obtiveram idades de 503 e 550 Ma, respectivamente.

Geraldes, Tassinari e Onoe (2003) apresentam idades 40Ar/39Ar em torno de 540 Ma em micas desenvolvidas na zona de cisalhamento do Araés, na região de Nova Xavantina, que interpretam como representativas do pico de metamorfismo de um evento colisional relacionada à colagem do oeste do Gondwana no continente Sul Americano.

A presença de gabros e metabasaltos nas rochas da região de Nova Xavantina, apresentando

valores de ϵNd positivos e assinatura geoquímica semelhante do tipo MORB, sugere envolvimento de crosta oceânica no desenvolvimento da Faixa Paraguai (DANTAS et al., 2006).

Lacerda Filho et al. (2004) sugeriram a divisão da entidade geotectônica Faixa Paraguai em dois domínios: Margem Passiva, envolvendo rochas dos grupos Nova Xavantina, Cuiabá e Araras e Bacia de Antepaís, representada pelas formações Raizama e Diamantino.

Na porção centro-oeste do projeto, cobrindo as rochas do Grupo Nova Xavantina, em discordância erosiva e angular, encontram-se rochas sedimentares da Bacia do Paraná, que constitui uma vasta sinéclise intracontinental, desenvolvida durante o Paleozoico e o Mesozoico. Cobre a porção centro-leste da América do Sul, com área de 1.7 milhões de km^2 , se estendendo pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai.

A bacia tem atualmente uma forma alongada NE-SW com aproximadamente eixo maior de 1.750 km e largura de 900 km. Acomoda um pacote sedimentar-magmático que totaliza 8.000 m de espessura máxima. O seu flanco leste é uma região afetada por soerguimento crustal e erosão parcial de seu registro durante o rifteamento e abertura do Atlântico Sul no Mesozoico. Sua borda oeste é definida pelo Arco de Assunção e ao norte e sul seus estratos cobrem em *onlap* rochas cristalinas do embasamento Pré-Cambriano (MILANI; ZALAN, 1999).

A Bacia do Paraná tem sido classificada de diferentes maneiras: Almeida (1980) a considera como sinéclise complexa do Paleozóico ao Jurássico, e como anticlise (intumescimento provocado por anomalia térmica) desde o vulcanismo do Jurássico Superior. Raja Gabaglia e Figueiredo (1990) a classificaram como bacia multicíclica, iniciada por fratura e seguida de várias fases de sinéclise interior.

Segundo Zalán et al. (1988, 1990), as rochas sedimentares e vulcânicas da bacia documentam a superposição de no mínimo três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam de uma para outra. A primeira bacia é representada pelas sequências siluriana e devoniana, depositadas em golfo aberto para o paleo-Oceano Pacífico. A segunda acolheu a sequência permo-carbonífera, típica de sinéclise intracontinental. A terceira corresponderia à fase de erupção das lavas de topo da bacia (QUINTAS et al., 1997).

As rochas sedimentares que ocorrem nas folhas Nova Xavantina e Placa Nativa foram depositadas no final do Ordovício-Siluriano, em episódio marinho regressivo que produziu a discordância sobre a qual se acumulou a sequência Devoniana, representada pelas formações Furnas e Ponta Grossa.

Para Milani (1997), as formações Furnas e Ponta Grossa são interpretadas como uma sequência de 2ª ordem, nomeando-a como Supersequência Paraná. Dentro desta supersequência reconhece três ciclos de 3ª ordem: A Formação Furnas seria composta, a partir da base, por estratos fluviais sucedidos verticalmente por arenitos com progressiva influência marinha, culminando em folhelhos de inundação máxima, compondo assim um trato de sistemas de mar baixo e um transgressivo. As grandes diferenças entre as naturezas das rochas do embasamento e daquelas da formação Furnas facilitam a delimitação do contato basal, o qual é ressaltado pelas escarpas, em forma de *cuestas* e tabuliformes, desenvolvidas pelo pacote sedimentar, ressaltando-se, contudo, os casos de justaposições por falhas.

A característica marcante desta unidade é sua homogeneidade litológica, representada por arenitos quartzosos brancos a amarelados, cauliniticos, médios a grossos, por vezes conglomeráticos, com estratificações cruzadas de várias naturezas, em especial festonada, de ambiente fluvial (MILANI; FRANÇA; SCHNEIDER, 1994; BARROS et al., 1982). Próximo à base, são frequentes leitões conglomeráticos com até 1 m de espessura. Na sua porção intermediária, dominam arenitos de granulometria média, que se intercalam com delgados níveis de siltitos e folhelhos muscovíticos, salientando o aspecto estratificado desse intervalo. Cruzadas do tipo espinha de peixe ocorrem neste nível intermediário da Formação (ASSINE, 1996). Para o topo, arenitos médios a grossos passam a dominar, mas também aparecem estratificações truncadas por ondas (*hummockys*), indicando o avanço de condições marinhas sobre a plataforma deposicional. Em subsuperfície, a porção mais superior da Formação Furnas mostra um incremento paulatino nas leituras do perfil de raios gama, o que indica um aumento contínuo de argilosidade, evidenciando uma passagem gradacional para a Formação Ponta Grossa (MILANI et al., 2007).

A Formação Ponta Grossa, por sua vez, é uma unidade Devoniana predominantemente pelítica, localmente pontuada por progradações arenosas, e marca o trato de sistemas de mar alto da sua supersequência, cujo paleoambiente marinho plataformar é atestado por ampla variedade de macro (trilobitas, braquiópodes, bivalves, gastrópodes, espongiários, tentaculites entre outros) e microfósseis (acritarcas, quitinozoários etc.).

No estado do Paraná, onde se sobrepõe concordante à Formação Furnas, a Formação Ponta Grossa foi subdividida em três membros (Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos) por Lange e Petri (1967), que propuseram sua aplicação em toda a bacia.

O Membro Jaguariaíva que materializa o afogamento dos sistemas transicionais da porção superior da Formação Furnas é a unidade basal. Constitui um pacote homogêneo de folhelhos sílticos de coloração cinza média/escuro, frequentemente bioturbados. De idade Praguiana-Emsiana (LANGE, 1967; LOBOZIAK; STREEL; BURJACK, 1995), os folhelhos são muito fossilíferos e portadores de formas malvinocáfricas, sobretudo braquiópodes e trilobitas. Sua espessura varia entre 50 e 100 m nas faixas de afloramento. Na metade superior ocorrem folhelhos pretos com teores relativamente altos de matéria orgânica, constituindo um intervalo potencialmente gerador de hidrocarbonetos gasosos em toda sua área de ocorrência, no domínio central da bacia. A seção-tipo, com cerca de 100 m de espessura, foi levantada por Petri (1948) nos arredores da cidade de Jaguariaíva.

O Membro Tibagi sobrepõe concordantemente o Membro Jaguariaíva. Posicionado no Eifeliano (LANGE, 1967), é caracterizado por arenitos finos a muito finos, lenticulares e fossilíferos intercalados em folhelhos sílticos. Existem poucas referências sobre afloramentos dos arenitos do Membro Tibagi na literatura geológica. Além da ocorrência na seção-tipo em Tibagi, Maack (1950-51) descreveu outras ocorrências de corpos arenosos a norte daquela cidade.

Os arenitos deste membro constituem corpos com frequente padrão textural de granocrescência para o topo. São comumente finos a muito finos, sílticos, micáceos, apresentando estratificação planoparalela, ondulada, ou cruzada *hummocky*, quando não obliterada por bioturbação. A interestratificação com folhelhos fossilíferos marinho, as estruturas sedimentares presentes e os fósseis de braquiópodes, em especial do gênero *Australospirifer*, indicam deposição em sistemas marinhos plataformais sob a ação de ondas.

Como nas modernas plataformas dominadas por ondas, a sedimentação foi episódica, alcançando taxas máximas de deposição durante tempestades, com a edificação de barras arenosas retrabalhadas por ondas, e mínimas durante prolongados períodos de tempo bom, quando pelitos se formaram pela decantação de partículas finas.

O Membro São Domingos é a unidade de topo, constituindo uma seção de folhelhos cinza de idade givetiana-frasniana (LANGE, 1967; DAEMON; QUADROS; SILVA, 1967). A fauna é semelhante à do membro Jaguariaíva, mas representada por menos número de espécies, faltando formas tipicamente malvinocáfricas (MELO, 1988). A área-tipo desta seção está a oeste de Tibagi-PR (MAACK, 1950-1951). Dominantemente pelítico, documenta nova inundação em ampla escala, que fecha o registro devoniano pré "struniano" da sinéclise.

O Carbonífero Inferior (Mississipiano) da Bacia do Paraná é caracterizado por fatores tectônicos e climáticos que inibiram a sedimentação durante longo tempo que propiciaram o desenvolvimento de discordância regional com hiato de cerca de 45 Ma. (DAEMON; CASALETTI; CIGUEL, 1991). Este intervalo coincide com a mudança de estilo estrutural de margem passiva para colisional no limite meridional do Gondwana. Associada ao regime compressivo, e consequente epirogênese positiva do continente, a paleoposição da placa gondwânica em altas latitudes gerou calotas polares sobre a área da Bacia do Paraná, fator determinante da inexistência de registro de idade Mississipiana na mesma (MILANI; RAMOS, 1998). O início do degelo ocasionou a retomada da sedimentação na bacia, cuja porção basal, de idade Pensilvaniana/eo-Triássica (Gondwana I) corresponde ao Grupo Itararé, no sul, e à Formação Aquidauana, no norte, depositadas ainda sob a influência do clima glacial com forte afluxo sedimentar proveniente das áreas vizinhas expostas pela deglaciação.

Nas proximidades de Poxoréo ocorrem ciclos granodecrescentes típicos da migração lateral de canais fluviais em sistemas de alta sinuosidade, com fácies de canal (arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada de grande porte) que cobrem, em contato erosivo, lamas de várzea do ciclo precedente, seguindo-se lamitos de fácies de transbordamento. Estruturas de deformação penecontemporânea são comuns na Formação Aquidauana e incluem laminação convoluta, dobras e falhas sin-sedimentares, bolas e almofadas de areia, diápiros de lama e feições de escorregamento, frutos de ajustes internos da pressão da pilha sedimentar saturada em fluido e acumulada rapidamente em superfícies inclinadas.

A Formação Aquidauana está representada na porção oeste da Folha Placa Nativa e é composta por litótipos terrígenos vermelho-cerâmica a arroxeados que passam para tons avermelhados no topo, com diversificada combinação de rochas caracterizada por arenitos de granulação variável, lamitos e diamictitos, com abundância de material argiloso e estruturas sedimentares, de origem glacial, fluvial e lacustre, de idade Neocarbonífero.

Ocorrências detrito-lateríticas distribuem-se dispersamente pelas duas folhas, com maior ocorrência na Folha Nova Xavantina, tendo maior área de exposição nos domínios dos terrenos vulcanosedimentares. Geralmente ocupam interflúvios de áreas tabulares e associados a pequenas elevações dominadas pelo horizonte concrecionário do perfil laterítico. As superfícies aplainadas são constituídas predominantemente por solos argilo-arenosos de tonalidade avermelhada,

ricos em concreções ferruginosas. Em certas áreas, nas encostas, aflora a parte mediana dos perfis (horizonte mosqueado), podendo estar parcialmente recoberta por colúvios/alúvios areno-argilosos. Esses depósitos colúvio/aluviais, na sua base, são constituídos por seixos provenientes dos próprios lateritos concrecionários, e no topo por material argiloso proveniente do horizonte mosqueado. As coberturas detrítico-lateríticas da área desenvolveram-se durante o Neógeno-Quaternário.

Definida por Barbosa et al. (PENA et al., 1975 apud BARBOSA et al., 1966), a Formação Araguaia cobre, na área deste projeto, as porções central, sul e leste da Folha Nova Xavantina, e é constituída de sedimentos continentais inconsolidados, contendo na base um conglomerado, ao qual seguem-se areias, areias siltsas, siltes e argilas, de coloração amarela a castanho-avermelhada e de granulometria variável.

Lacerda Filho et al. (1999) individualizaram os terrenos mais antigos do Quaternário como coberturas arenosas indiferenciadas e subdividiram esta unidade em duas fácies: Fácies Terraços Aluvionares (Qag1) e Fácies Depósitos Aluvionares (Qag2). A primeira, que foi cartografada na área do projeto, é constituída de sedimentos siltico-argilosos e arenosos, semiconsolidados a inconsolidados, tendo conglomerado basal parcialmente lateritizado. A segunda é formada por sedimentos argilo-siltico e arenosos, inconsolidados, flúvio-lacustrinos, que

preenchem as depressões geradas através de reativações neotectônicas que ocorreram no Vale do Rio Araguaia. Tal sequência teria sido depositada em ambiente continental controlado por movimentação tectônica de direção nordeste, em estruturas extensionais que foram reativados por falhas transcorrentes de direções NE-SW, NW-SE, N-S e EW (DEL'ARCO et al., 1998; GESICKI; RICCOMINI, 1998). Constitui atualmente uma superfície muito plana, denominada de "Peneplanície Araguaia", na qual estão alojadas drenagens de fluxo baixo e grande quantidade de lagoas e meandros abandonados. Depositaram-se no Quaternário (BARBOSA et al., 1966).

Os depósitos aluvionares situam-se descontinuamente ao longo das principais drenagens. Constituem depósitos caracterizados por sedimentos inconsolidados, predominantemente arenosos, representados por areias com níveis de cascalhos, silte e argila em proporções variáveis. Ocorrem associados às calhas dos cursos d'água de maior porte, encaixados tanto no embasamento como nos depósitos terciários, compreendendo basicamente sedimentos aluviais. O padrão de sedimentação fluvial holocênico dessas drenagens em geral é caracterizado por depósitos de acreção lateral de margem de canal e de carga de fundo, que incluem barras em pontal, barras de meio de canal e depósitos de carga de fundo. Estes sedimentos distribuem-se também nas planícies de inundação dos rios.

3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Na área deste projeto poucos trabalhos de cartografia geológica básica foram desenvolvidos. A maioria concentrou-se na região das rochas metavulcanossedimentares situadas próximo aos locais onde havia registros de atividades garimpeiras e em áreas consideradas como de elevado potencial metalogenético. Entretanto, teses e dissertações recentemente desenvolvidas, assim como a introdução de uma mineradora na região, tem despertado o interesse da sociedade geocientista, com o intuito de elucidar e compreender a distribuição espacial das rochas supracitadas, os ambientes onde foram geradas, o tipo de mineralização e a associação metalogenética, com o desígnio de criar um modelo de gênese e indicar novos alvos de prospecção.

O arranjo estratigráfico, até então, advém de publicações sobre a geologia da região nos arredores do Garimpo do Araés, onde foram desenvolvidos

trabalhos de mapeamento geológico pela UFMT e CPRM, além de teses, dissertações e artigos publicados pelas universidades UNESP e UnB.

O trabalho em questão propõe uma nova coluna estratigráfica baseada, principalmente, nos estudos de campo, nas características litogeoquímicas, na interpretação das imagens aerogeofísicas e em datações geocronológicas. Nesse sentido, sugere-se a alteração do nome Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina para Grupo Nova Xavantina, caracterizando-o como unidade litoestratigráfica formal, constituída necessariamente, pela associação de duas ou mais formações ou unidades, relacionadas por características ou feições litoestratigráficas comuns ou por referências estratigráficas que os delimitem, e que podem ser mapeadas individualmente.

A proposta estratigráfica sugerida para a área deste trabalho é mostrada na figura 3.1.

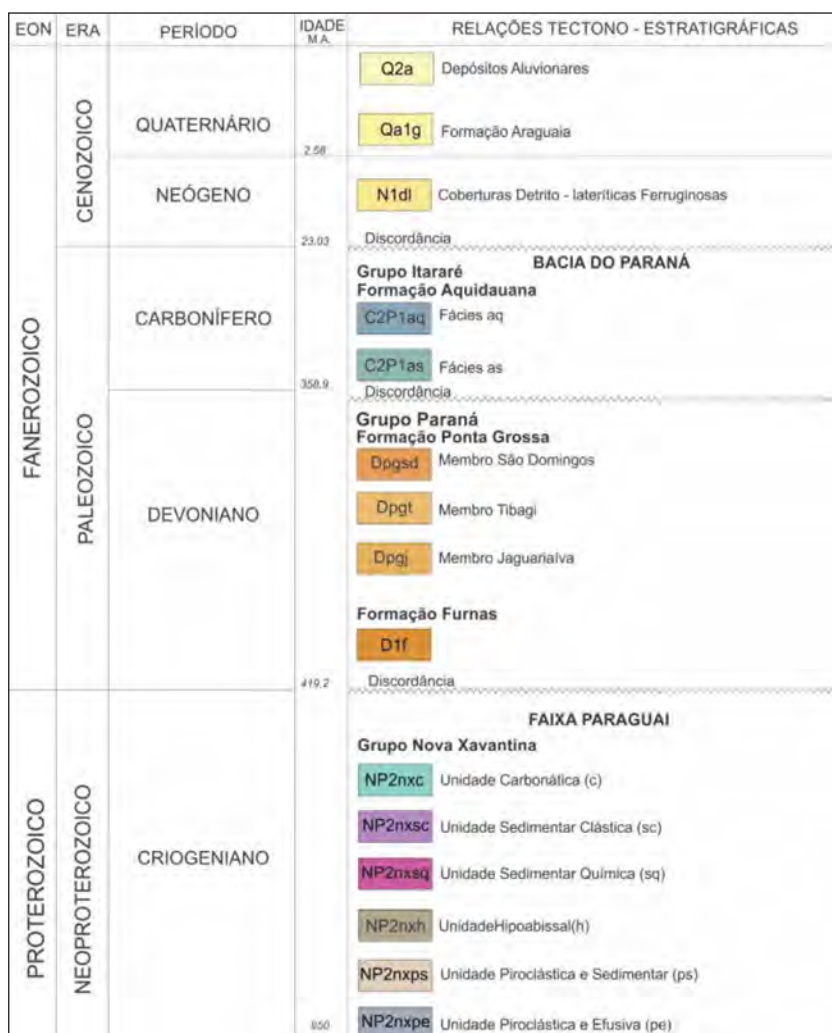


Figura 3.1 – Coluna estratigráfica das Folhas Nova Xavantina e Placa Nativa.

3.1 - GRUPO NOVA XAVANTINA

As primeiras referências às rochas aflorantes no médio vale do rio das Mortes são devidas a Almeida (1948) que as correlacionou com a Série Cuiabá (OLIVEIRA;LEONARDOS, 1943), constituída por filitos ardosianos, quartzitos e conglomerados xistosos que ocorrem nas redondezas da cidade homônima. Pinho (1990) utilizou o termo “Sequência Metavulcanossedimentar de Nova Xavantina” para individualizar, do Grupo Cuiabá, rochas vulcânicas e sedimentares a norte do rio das Mortes, nas adjacências da cidade de Nova Xavantina, mesmo considerando-as como unidades contemporâneas e sugeriu que sua origem estaria associada a um ambiente marinho, possivelmente do tipo *back-arc*. Martinelli et al. (1998) propuseram um empilhamento estratigráfico para esta região, posicionando na unidade basal, rochas metavulcânicas básicas e intermediárias, sobrepostos por sedimentos químicos, posicionando estratigraficamente os sedimentos psamo-pelíticos na porção superior.

Silva (2007) descreveu rochas ácidas (meta-riodacitos) e básicas nas áreas supracitadas, caracterizando-as como rochas piroclásticas (ignimbritos e escórias) e sugerindo sua origem, principalmente, em ambiente de vulcanismo explosivo subaéreo. Identificou ainda, através de interpretação de sensores orbitais, estruturas de caldeira caracterizadas por estruturas anelares delimitadas por escarpas e que conteria os principais depósitos de ouro localizados na região.

3.1.1 - Unidade Piroclástica e Efusiva (NP2nxpe)

Os litotipos desta unidade afloram principalmente nas porções noroeste da Folha Nova Xavantina e nordeste da Folha Placa Nativa. Ocorrem também na parte centro norte e nordeste da Folha Nova Xavantina, sendo esta última interpretada pelas anomalias aerogeofísicas e não checadas durante as etapas de campo, em função de se localizarem dentro da reserva dos índios Xavantes. No extremo sudoeste da Folha Nova Xavantina aparecem como intercalações menos espessas estando parcialmente encobertas pelas rochas sedimentares da Formação Araguaia ou da Bacia do Paraná.

Os melhores afloramentos de rochas piroclásticas são encontrados na região do extinto garimpo Araés, situado a norte do rio das Mortes, o qual está posicionado no limite das folhas deste projeto. Ocorrem também em cortes de estrada, em pequenas trincheiras e em amplos “anfiteatros” (paredões), com aproximadamente 10-30m de altura, abertos por garimpeiros na década de 1980, além

de registro da atividade minerária dos bandeirantes desde o ano de 1830 (Fotos 3.1A e 3.1B). Estes paredões formaram-se pela exploração e exploração garimpeira, com foco nos veios de quartzo (filão) para extração de ouro e prata. Gradualmente estão sendo obliterados, pois desde 2007 a Mineração Caraíba S/A atua com uma mina subterrânea na área, e tem utilizado as trincheiras e cavas dos garimpeiros para despejar o material de rejeito.

A unidade é constituída por filitos, metaignimbritos, metatufos, brechas, escórias, basaltos, metabasaltos e talco-clorita xistos. Os filitos são de cor bege a cinza-amarelado, granulação fina, onde se observam ainda fragmentos (vidro vulcânico) juvenis de alta vesicularidade compondo os clastos de púmices, com ou sem cristais, típicos de vulcanismo explosivo de magmas ácidos e intermediários e que foram comumente achatados, soldados, alinhados paralelamente ao acamamento, durante a diagênese. Quando hidrotermalizados passam por processo de argilização.

Estas rochas são classificadas geneticamente como ignimbritos, sendo produzidas por fluxos piroclásticos de erupções Plinianas, enriquecidas em polímeros de sílica e gases. Essas erupções são bastante violentas quanto à energia liberada formando uma coluna eruptiva de grande altitude e está associada a magmas muito viscosos, composta diretamente por fragmentação do magma e por atividade vulcânica explosiva. O termo ignimbrito tem vários significados, sendo muito aplicado como sinônimo de tufos soldados, e este termo se aplica tanto a rocha como ao corpo ígneo. Atualmente, ignimbrito compreende todas as rochas e depósitos formados por fluxos piroclásticos, independente do grau de soldamento, e conseqüentemente, temperatura. Estes fluxos piroclásticos são controlados pela gravidade, têm temperaturas altas e às vezes fluidizados e são transportados a altas velocidades.

Os depósitos de fluxos piroclásticos transportam alta concentração de partículas com uma dispersão de gás e sólidos expandida e turbulenta. A presença de estruturas reliquias de fluxos unidirecionais como estratificações cruzadas de baixo ângulo, estratificação laminar de alta energia e feições de corte e preenchimento são características importantes destes depósitos, além de fragmentos líticos, conforme exemplificado nas Fotos 3.2A, 3.2B e 3.2C. As atitudes destas estruturas sedimentares são de difícil interpretação, em função de sua deposição sobre um paleorrelevo irregular. O metamorfismo é de baixo grau, sendo marcado pelo alinhamento de micas, principalmente sericita e clorita, com o desenvolvimento de textura lepidoblástica.

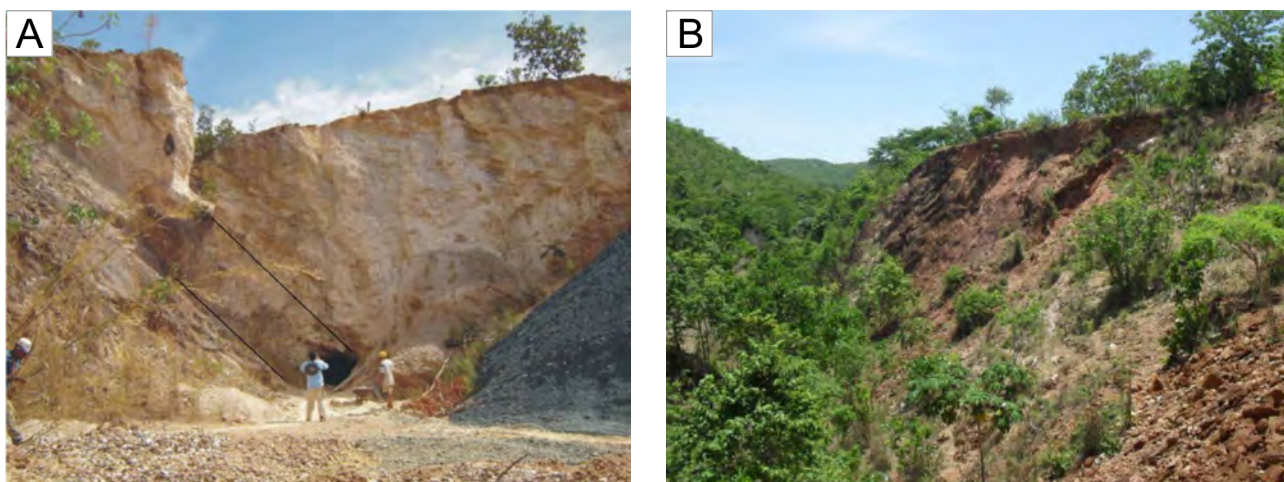


Foto 3.1 – A: Extensa bancada de rocha ignimbrítica de composição riodacítica e cor bege-esbranquiçada, desenvolvida durante atividade garimpeira (Garimpo do Araés). Notar veio de quartzo (filão) indicado pelas linhas paralelas, com túnel de exploração no centro e rejeito de filito carbonoso à direita; B: Frente de lavra garimpeira de ouro abandonada. (Ponto MO-084 / Coord. UTM 340445, 8381878).

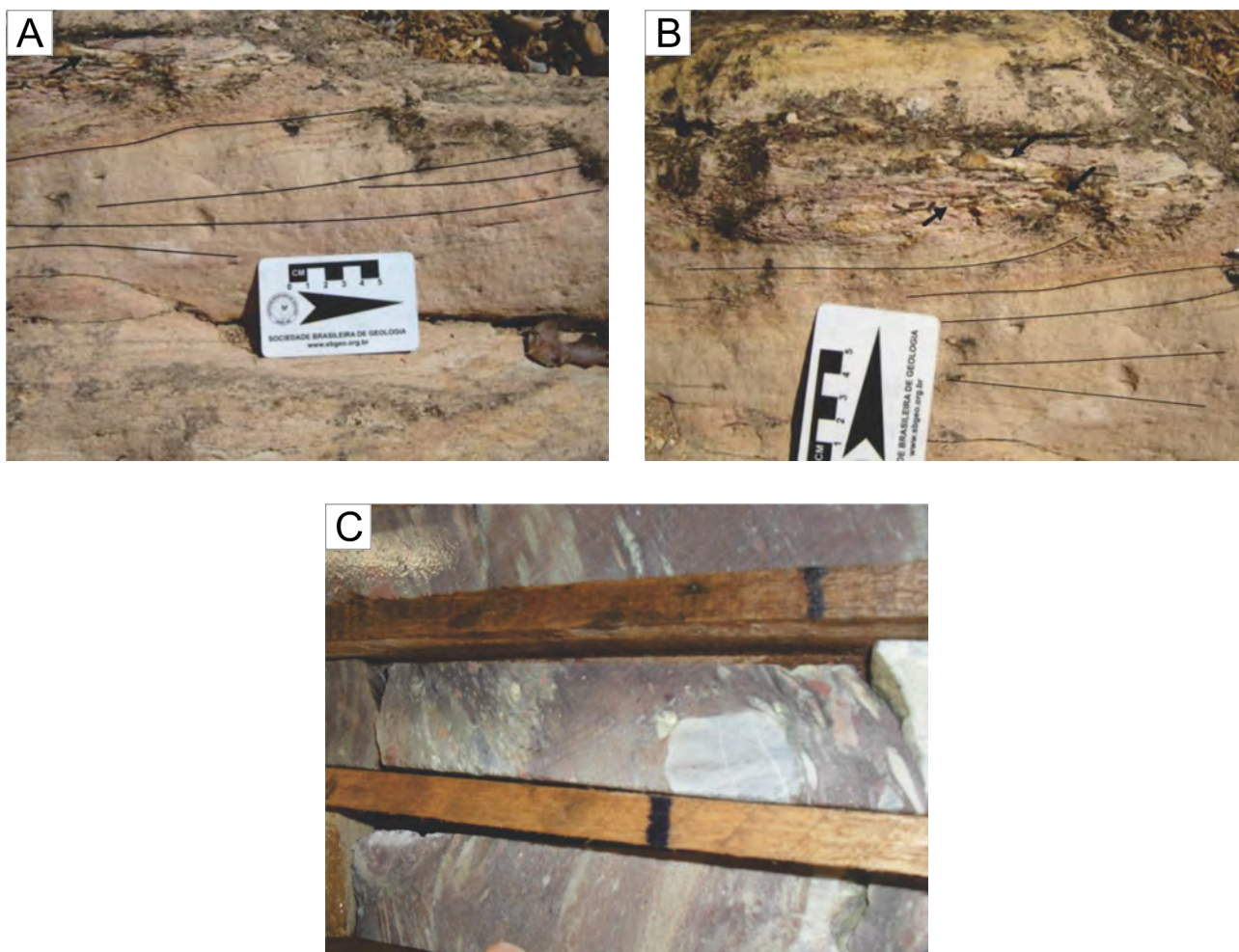


Foto 3.2 – A: Afloramento de tufo cinerítico mostrando laminação plano paralela e acunhamento das camadas, típicos de depósitos de surge. (Ponto MO-81 / Coord. UTM 341544, 8380759); B: Cinzas vulcânicas mostrando laminações cruzadas e cristais de quartzo (setas), oriundos de vulcanismo explosivo. (Ponto MO-81 / Coord. UTM 341544, 8380759); C: Testemunho de sondagem de metaignimbrito, evidência de estágio explosivo (implosão freática), composto por cinzas vulcânicas e lapillis, com fragmentos líticos e cristais achatados (Mineração Caraíba).

Microscopicamente é possível observar que estas rochas foram fortemente deformadas restando poucas estruturas reliquiárias preservadas. Em algumas rochas, as púmices estão estiradas formando níveis brancos que são preenchidos por esparito, ocorrendo neles ainda pequenas lentes preservadas de agregados de quartzo (Fotos 3.3A e 3.3B).

Intercalados aos níveis claros, ocorrem níveis escuros compostos por feldspatos euédricos e anédricos, opacos, argilas e diminutas lamelas de sericita (Fotos 3.3C e 3.3D). Mostram estruturas de fluxo marcadas por superfícies de dissolução por pressão (Foto 3.3E).

Metatufos cineríticos também são depositados em seqüências granodecrescente com laminação

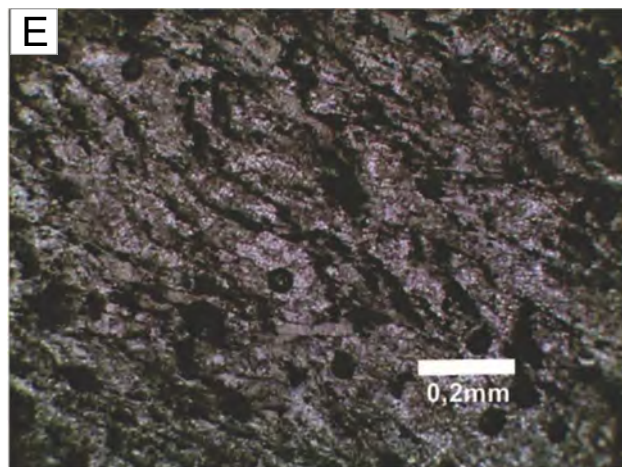
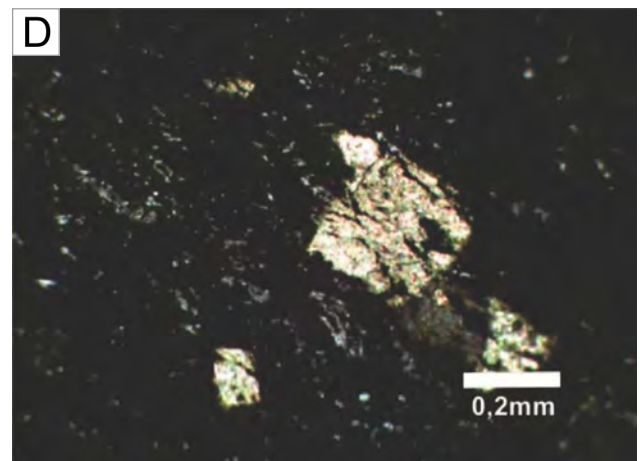
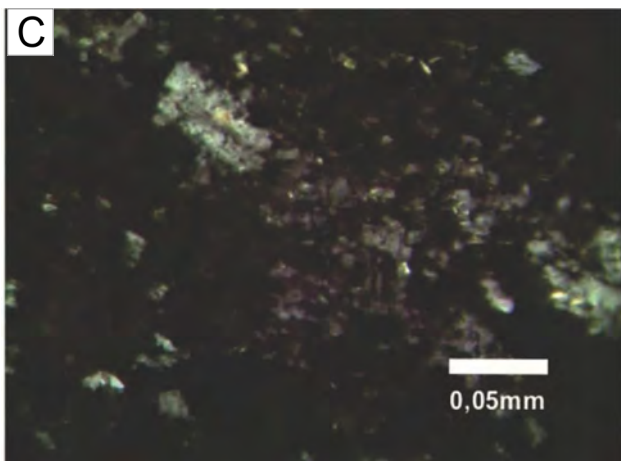
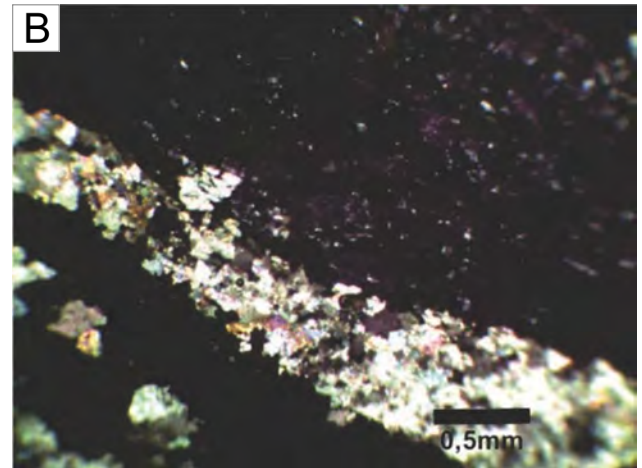
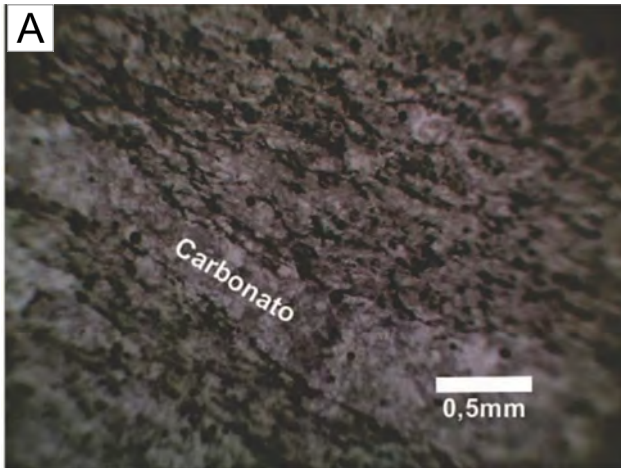


Foto 3.3 – A: (PPL) Púmice estirada preenchida com esparito (Lâmina MO-84 A / Coord. UTM 340446, 8381876); B: (PPX) Mesma exposição anterior onde a púmice fica mais distinta (Lâmina MO-84 A / Coord. UTM 340446, 8381876); C: (PPX) Feldspatos e sericita compoem as lâminas escuras (Lâmina MO-84 A / Coord. UTM 340446, 8381876); D: (PPX) Grãos de carbonato substituindo piroclastos nas lâminas escuras finas (Lâmina MO-84 A / Coord. UTM 340446, 8381876); E: (PPL) Estruturas de fluxo irregulares marcadas pelas superfícies de dissolução. (Lâmina MO-84 A / Coord. UTM 340446, 8381876).

planoparalela, texturas do tipo granoblástica e lepidoblástica, contatos concordantes e composições químicas distintas variando de cinzas intermediárias a ácidas. Na análise modal identifica-se quartzo (35-73%), muscovita (7-54%), carbonato (1-7%), plagioclásio (1-2%), clorita (1-5%), opacos (1-2%) e hidróxidos de ferro (5-7%). É comum a presença de grãos de carbonato oxidados romboédricos ou hexagonais. As camadas que apresentam granulometria mais fina são predominantemente muscovíticas, com grãos de carbonato e raros grãos de quartzo dispersos. Nas de granulometria mais grossa o quartzo é o mineral mais abundante, ocorrendo ainda feldspato, sericita e carbonato. Concordantes com o acamadamento ocorrem fraturas irregulares de alívio de pressão preenchidas por carbonatos e argilominerais (Fotos 3.4A, 3.4B e 3.4C).

Foram usados dados de Difractometria de Raio-X para verificar a possibilidade de mistura de sedimentos clásticos e de material vulcânico. As análises foram realizadas em Difractômetro de raios-x modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da

PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1$ 1,5406 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, X'Celerator. A aquisição de dados foi feita com o software X'Pert Data Collector, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o software X'Pert HighScore versão 2.1b, também da PANalytical. Foram utilizadas as seguintes condições de análise: Voltage (kV): 40; Current (mA): 30; Scan range ($^{\circ} 2\theta$): 5-75; Step size ($^{\circ} 2\theta$): 0,02; Scan mode: Continuous; Counting time (s): 10; Divergence slit: Slit Fixed 1/32 $^{\circ}$; Mask Fixed 10 mm; Anti-scatter slit Name: Slit Fixed 1/16. A identificação dos minerais é feita através da comparação do difratograma obtido com padrões (fichas) do banco de dados do ICDD-PDF (International Center for Diffraction Data – Powder Diffraction File).

Na análise do metatufu do ponto JO-73 a clorita é do tipo clinocloro (Figura 3.2). A paragênese é constituída por quartzo, plagioclásio e clorita indicando metamorfismo de fácies xisto verde inferior.

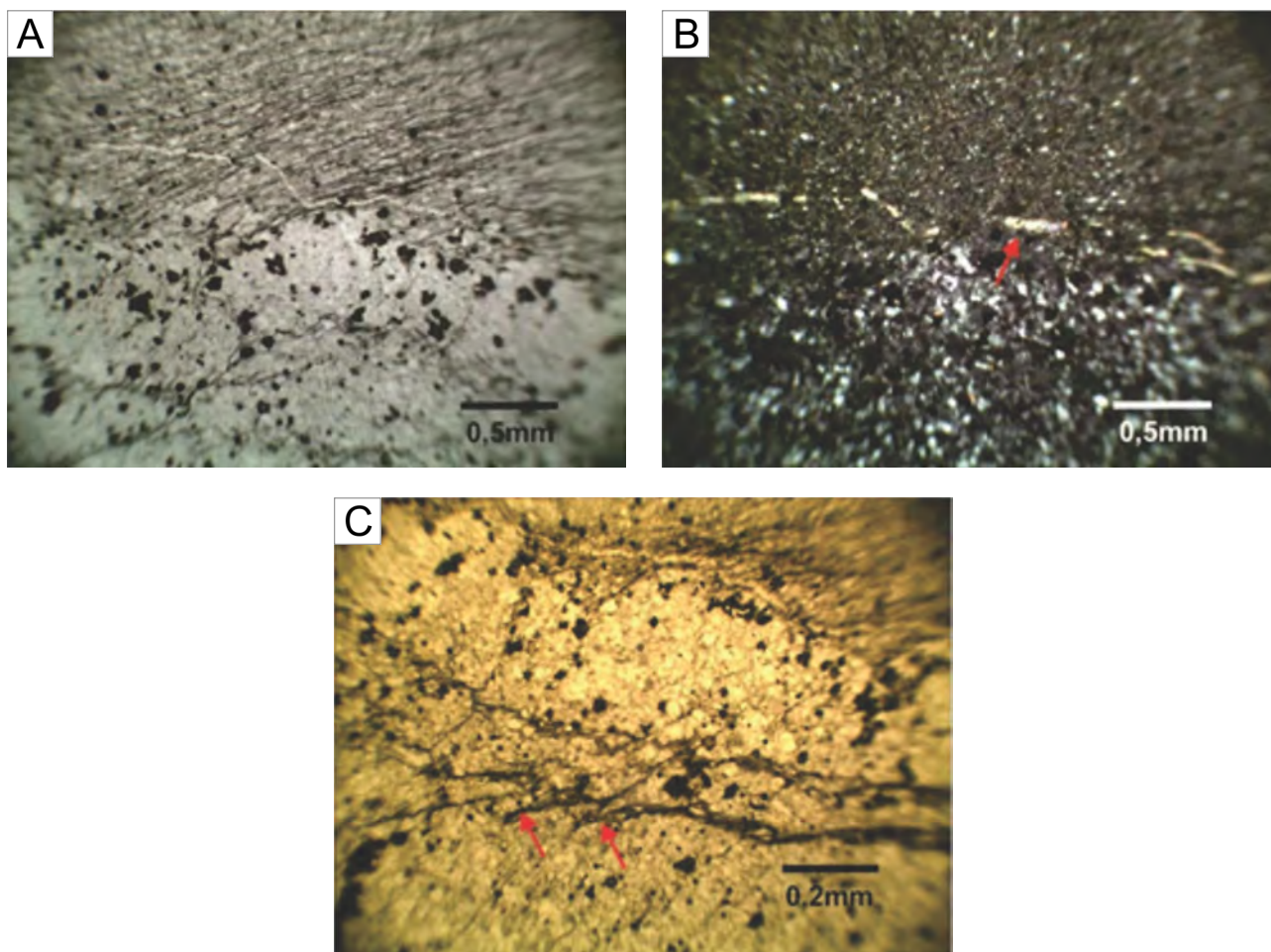


Foto 3.4 – A: (PPL) Duas camadas distintas variando suas composições de cinzas intermediárias, compostas por grãos de carbonato e raros grãos de quartzo, a ácidas destacadas compostas predominantemente por quartzo ocorrendo ainda feldspato, sericita e carbonato (Lâmina JO-73 A / Coord. UTM 336352, 8377203); B: (PPX) Fratura irregular preenchida por calcita (seta em vermelho) (Lâmina JO-73 A / Coord. UTM 336352, 8377203); C: (PPL) Fraturas de alívio irregulares deslocadas pela foliação principal (Lâmina JO-73 A / Coord. UTM 336352, 8377203).

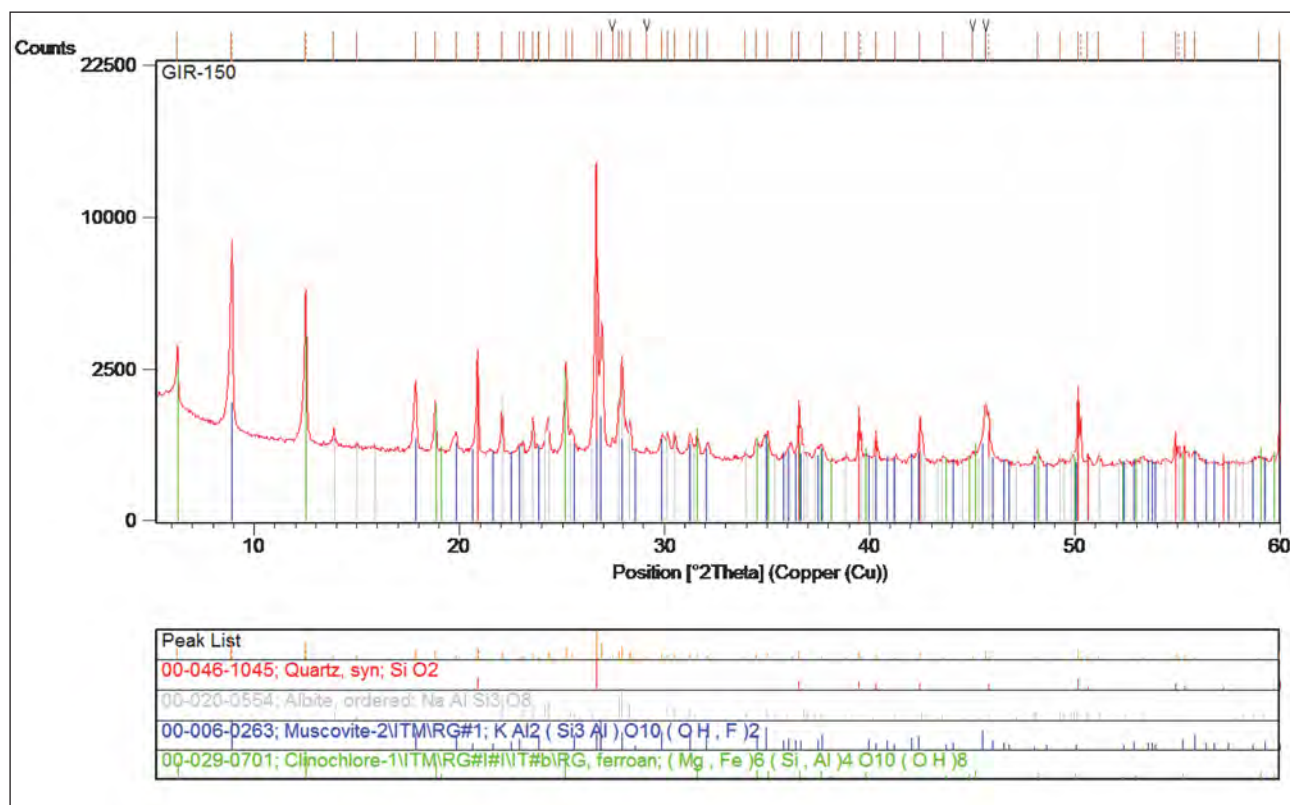


Figura 3.2 – Quartzo (vermelho) e mica (azul) são os minerais dominantes, seguidos de clorita (verde) e albite (cinza). (Amostra JO-73 A / Coord. UTM 336352, 8377203).

Afloramentos de brechas ou aglomerados vulcânicos autoclásticos, métricos, deparados tanto dentro das caldeiras vulcânicas quanto nas suas imediações, extracaldeira, nas margens esquerda e direita do rio das Mortes, estão presentes em ambas as folhas, próximos aos seus limites. São blocos rochosos constituídos essencialmente por fragmentos líticos de natureza vulcânica e clástica. (Foto 3.5A). Essas rochas apresentam tanto estruturas de fluxo magmático com orientação dos clastos, como também em arranjo caótico, sendo algumas vezes suportados pela matriz e outras suportados pelos clastos. A matriz é de composição sílico-ferruginosa, com cristais bastante fragmentados e angulosos de quartzo imersos, variando de 0,5 – 5 cm, derivados da erupção do magma, podendo ser do cumulado da câmara ou um pedaço de magma resfriado na borda do conduto. Os fragmentos líticos são predominantemente de rochas ácidas angulosas, prismáticas e subarredondadas, de coloração róseo-esbranquiçada e com 3 a 40 cm de diâmetro. Consiste de amostras estranhas ao magma, coletadas pelo magma da parede do conduto ou pelo fluxo piroclástico na porção externa ao conduto. Vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo euédrico e óxidos também são frequentes (Fotos 3.5A a 3.5E).

Próximo à mina aurífera encontram-se fragmentos balísticos do tipo escória (bombas

fluidais e vesiculares) depositados no talude de um morrote, restritamente, constituindo blocos decimétricos a métricos, de cor cinza-esverdeado a avermelhado, intemperizados exibindo crosta laterítica e com abundantes vesículas centimétricas (2 mm - 5 cm) (Fotos 3.6A e 3.6B). São oriundos de uma fase piroclástica básica dominada por um vulcanismo Stromboliano, característico dos magmas basálticos, muito menos viscosos, e menos ricos em voláteis que os calcioalcalinos, formados por uma série de explosões descontínuas e discretas, morfologicamente os cones de escórias tendem a aproveitar as estruturas preexistentes das caldeiras. A fase piroclástica é produzida pela vesiculação e fragmentação de magmas pouco viscosos. Em corte, as amostras de mão da escória possui coloração cinza-esverdeada, composta basicamente por clorita e rara celadonita, produto de alteração do mineral máfico primário e apresenta textura granolepidoblástica, púmices achatadas e vesículas bem arredondadas, o que denota vulcanismo explosivo subaéreo (Foto 3.7).

Em lâmina delgada é possível observar que as escórias apresentam vesículas bem formadas, subarredondadas, muitas vezes preenchidas por quartzo e argilo-minerais (Foto 3.8A). Pseudomorfos de olivina fraturadas também ocorrem, assim como hialoclastos (Foto 3.8B). A matriz é fina, composta por clorita, óxidos e hidróxidos de ferro.

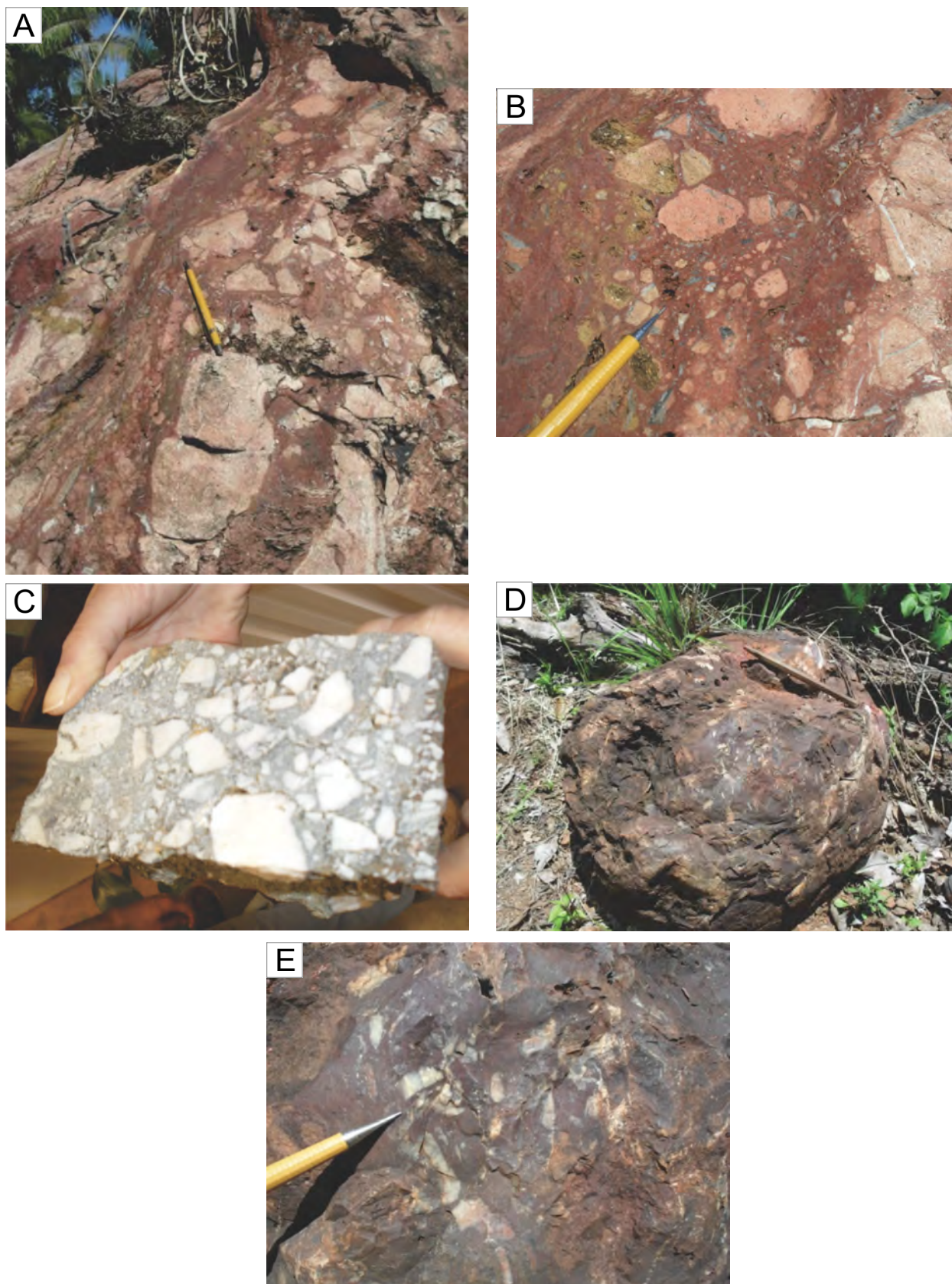


Foto 3.5 – A: Aspecto geral de brecha vulcânica, mostrando o fluxo piroclástico sílico-ferruginoso englobando os fragmentos líticos angulosos e arredondados de rochas ácidas (Ponto DS-14 / Coord. UTM 332376, 8370984); B: Detalhe da brecha vulcânica mostrando a matriz fêrrica, com cristais bastante fragmentados de quartzo, os fragmentos líticos maiores, cavidades (gases) e amígdalas preenchidas por óxidos (Ponto DS-14 / Coord. UTM 332376, 8370984); C: Brecha mostrando fragmentos angulosos de quartzo. Mineração Caraíba; D: Bloco de brecha de matriz fêrrica (Ponto MO-84 / Coord. UTM 340445, 8381878); E: Detalhe da brecha com destaque para o fluxo ferruginoso com cristais altamente fragmentados de quartzo imersos na matriz, notar as vênulas mais acima. (Ponto MO-84 / Coord. UTM 340445, 8381878).



Foto 3.6 – A: Bloco métrico de escória de coloração cinza-avermelhada, bastante lateritizado, com vesículas centimétricas bem arredondadas devido à baixa viscosidade (Ponto MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525); B: Amostra de mão, evidenciando coalescência de vesículas bem formadas, o que indica maiores temperaturas nesta região, decrescendo para os periféricos da amostra (Ponto MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525).

Os metabasaltos ocorrem de forma restrita, sob a forma de lajedos e como blocos soltos, alongados, aflorando principalmente ao longo do Córrego Laranjeiras (Fotos 3.9A, 3.9B e 3.9C). Apresentam textura afanítica e cores esverdeadas a cinza-esverdeadas, constituídos principalmente por uma massa de clorita, foliada e densa. A exposição localizada destas rochas explica-se

por um estiramento e rifteamento restrito da crosta e consequente abertura incipiente, com pouca exibição de rochas mantélicas, e/ou estas rochas estão encobertas e obliteradas por rochas adjacentes, oriundas da geotectônica que impôs a elas dobramentos e cavalgamentos, produtos de exumação, que, por sua vez, colocou-as subjacentes às demais.

Hialoclastitos foram identificados próximo à mina de calcário (Shalon). Apresentam coloração esverdeada com vesículas, por vezes, oxidadas e segregadas, ou seja, distribuídas de forma restrita pela rocha (Foto 3.9D). Exibem foliação pervasiva, indicando deformação tectônica tipo S. Representam lavas de composição básica formadas por fragmentos vítreos produzidos pela interação (arrefecimento) com um corpo d'água.

Em locais esparsos próximos a Mina de Araés ocorrem rochas básicas deformadas e metamorizadas em fácies xisto verde, alcançando até a fácies anfibolito baixo, classificadas como tremolítico, com coloração cinza-esverdeada e foliada (Fotos 3.10A e 3.10B). A presença de sulfetos disseminados (pirita e arsenopirita) em tremolíticos é melhor observada em testemunhos da Mineração NX Gold S.A. ou em afloramentos existentes nas imediações.

Em lâmina delgada é possível identificar que os hialoclastitos estão metamorizados. Foram

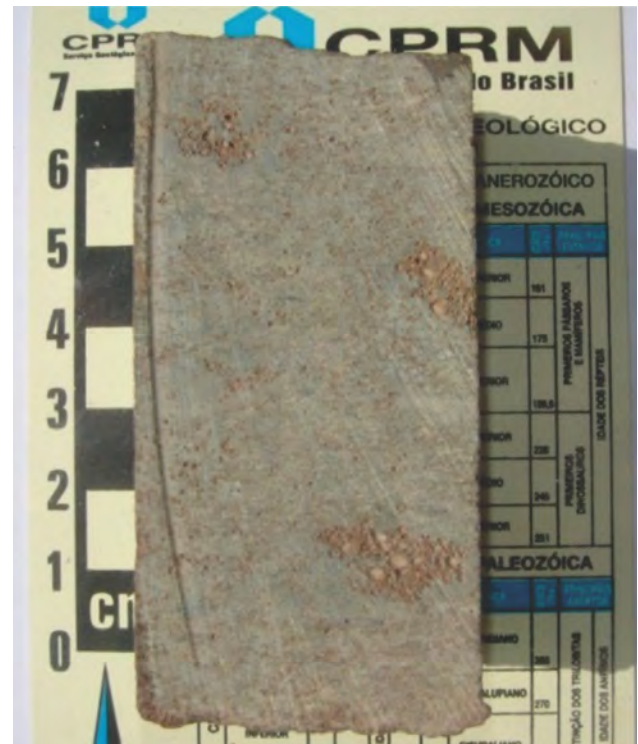


Foto 3.7 – Amostra da escória composta basicamente por clorita e com vesículas bem arredondadas de cor avermelhada (Ponto MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525).

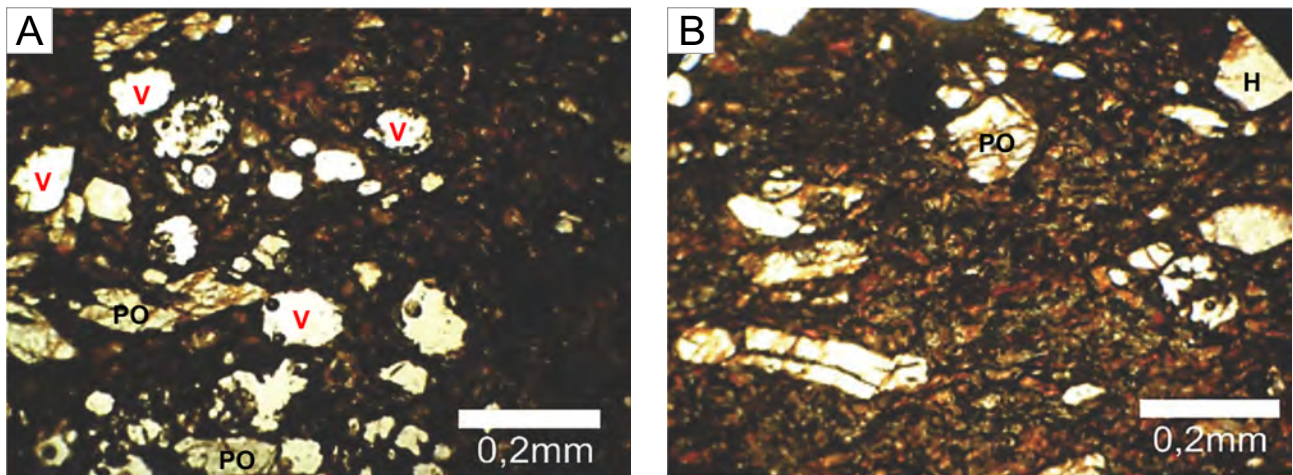


Foto 3.8 – A: (PPX) Pseudomorfos de olivina deformados (PO) e vesículas subarredondadas (V), cristais de olivina encontram-se bastante alterados (Lâmina MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525); B: (PPX) Pseudomorfos de olivina (PO), hialoclastos (H) imersos em matriz ferromagnésiana (Lâmina MO-82/ Coord. UTM 341320, 8382525).

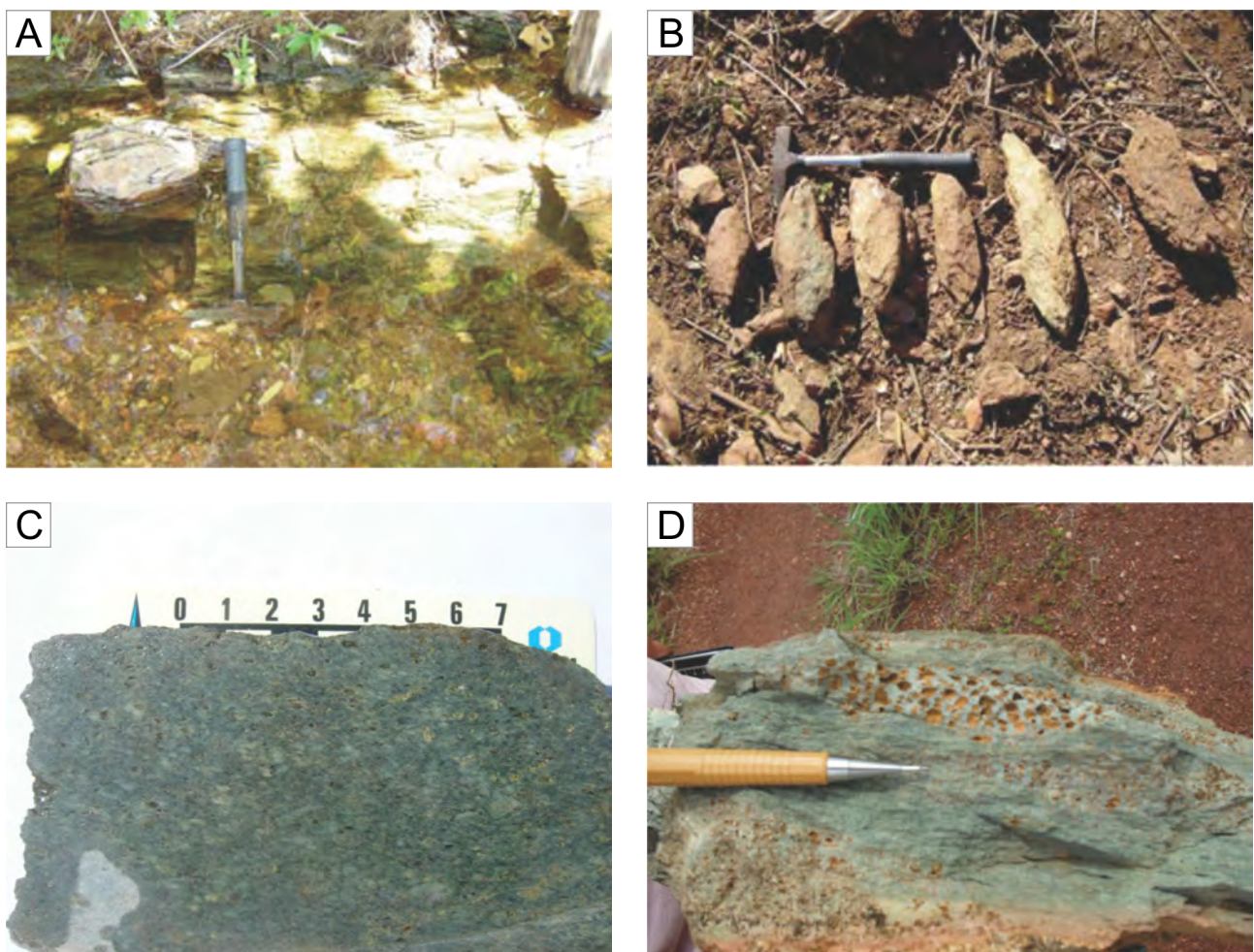


Foto 3.9 – A: Afloramento do metabasalto deformado no córrego Laranjeiras (Ponto MO-189 / Coord. UTM 340055, 8382260); B: Amostras de metabasaltos com formas alongadas em morrote margeando o Córrego Laranjeiras (Ponto MO-189 / Coord. UTM 340055, 8382260); C: Metabasalto hidrotermalizado composto essencialmente de clorita (Ponto MO-189 / Coord. UTM 340055, 8382260); D: Hialoclastito com vesículas avermelhadas dispersas. (Ponto MO-92 / Coord. UTM 341159, 8392325).

caracterizados em lâmina por grande quantidade de vidro vulcânico, com formato estilhaçado e achatado (Foto 3.11A). Devido ao alto grau de intemperismo

é difícil a identificação de alguns minerais. A foliação é marcada pela textura lepidoblástica e pela intercalação de lâminas claras e esverdeadas,

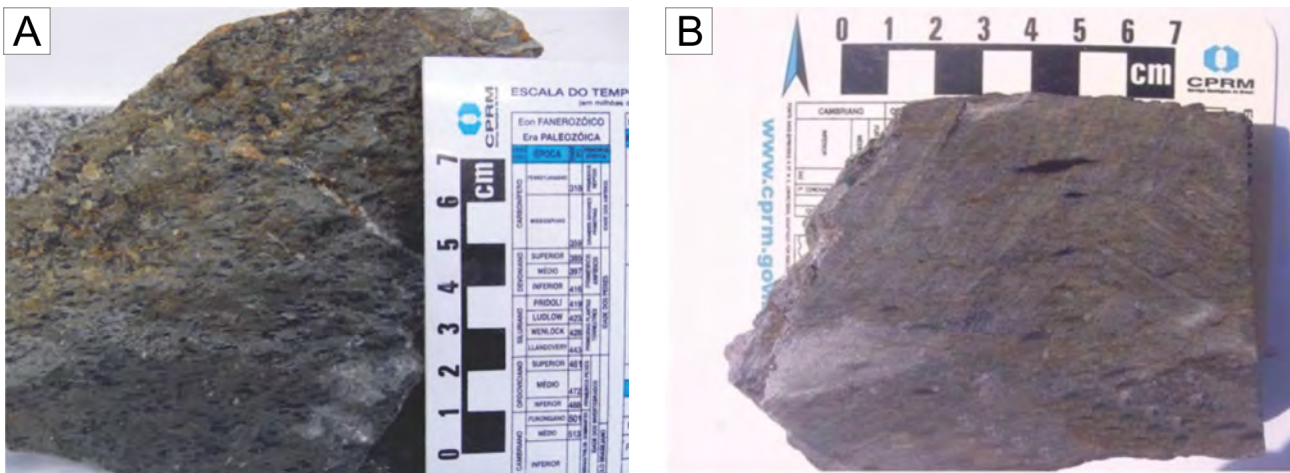


Foto 3.10 – A: Tremolito com textura maciça, cor cinza-esverdeada (Ponto MO-84 / Coord. UTM 340445, 8381878); B: Amostra de tremolito cortado em serra, com níveis concentrados de tremolita estirados (Ponto MO-84 / Coord. UTM 340445, 8381878).

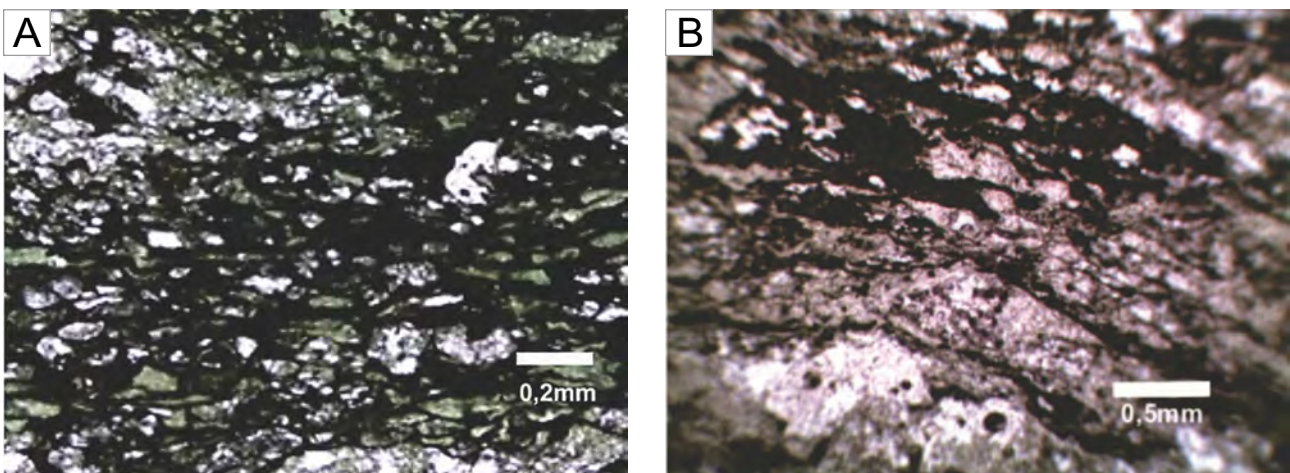


Foto 3.11 – A: (PPL) Vidros vulcânicos estirados e deformados com coloração esverdeada (V) e amígdalas arredondadas preenchidas por quartzo (A) (Lâmina MO-92 / Coord. UTM 341159, 8392325); B: (PPL) Intercalação de lâminas escuras (Óxidos) e claras (feldspatos e ± quartzo). (Lâmina MO-92 / Coord. UTM 341159, 8392325).

compostas basicamente por vidro e alguns agregados de feldspato e raro quartzo (Fotos 3.11A e 3.11B). As lâminas escuras são composta por material fortemente oxidado.

Alguns metabasaltos estão milonitizados e muito alterados por processos intempéricos. Na análise microscópica é possível observar porfiroclastos de feldspatos sericitizados envolvidos por uma matriz muito fina constituída de minerais máficos oxidados e de clorita, por vezes fibrosa e com *shards* desvitrificados (Fotos 3.12A a 3.12D). Os porfiroclastos de feldspato são subédricos, fraturados e muitas vezes fusiformes. Foi possível identificar ainda piratas goetizadas (Foto 3.12E). Estruturas e dobras de fluxo são preservadas (Foto 3.12F).

Rochas metaultramáficas de protólito vulcânico afloram na forma de lajedos no leito da estrada vicinal, na parte nordeste da Folha Placa Nativa. São de cor verde e marrom-avermelhado quando intemperizados e desenvolvem um regolito

argiloso avermelhado, o qual permite distinguir esta litologia das rochas metassedimentares circundantes.

Apresentam textura lepidoblástica marcada pelo alinhamento de clorita e rara muscovita, esta proveniente de hidrotermalismo. Apresentam óxidos euédricos e granulometria fina a média, sendo classificada como talco-clorita xisto (Fotos 3.13A e 3.13B). Na análise por difratometria de Raios X identificou-se clorita e talco, respectivamente, pelos argilo-minerais clinocloro e willemseita, este um talco de níquel, ficando mais clara a natureza ultramáfica dessas rochas. A presença de magnésio-hornblenda, oriunda da alteração de piroxênio, reforça sua origem. A hidratação das rochas ultramáficas, e consequentemente de seus minerais anidros, está certamente condicionada a sua permeabilidade global e à existência de um fluxo constante de soluções essencialmente aquosas através dela.

Em lâmina delgada as rochas de caráter máfico não oferecem boas condições para

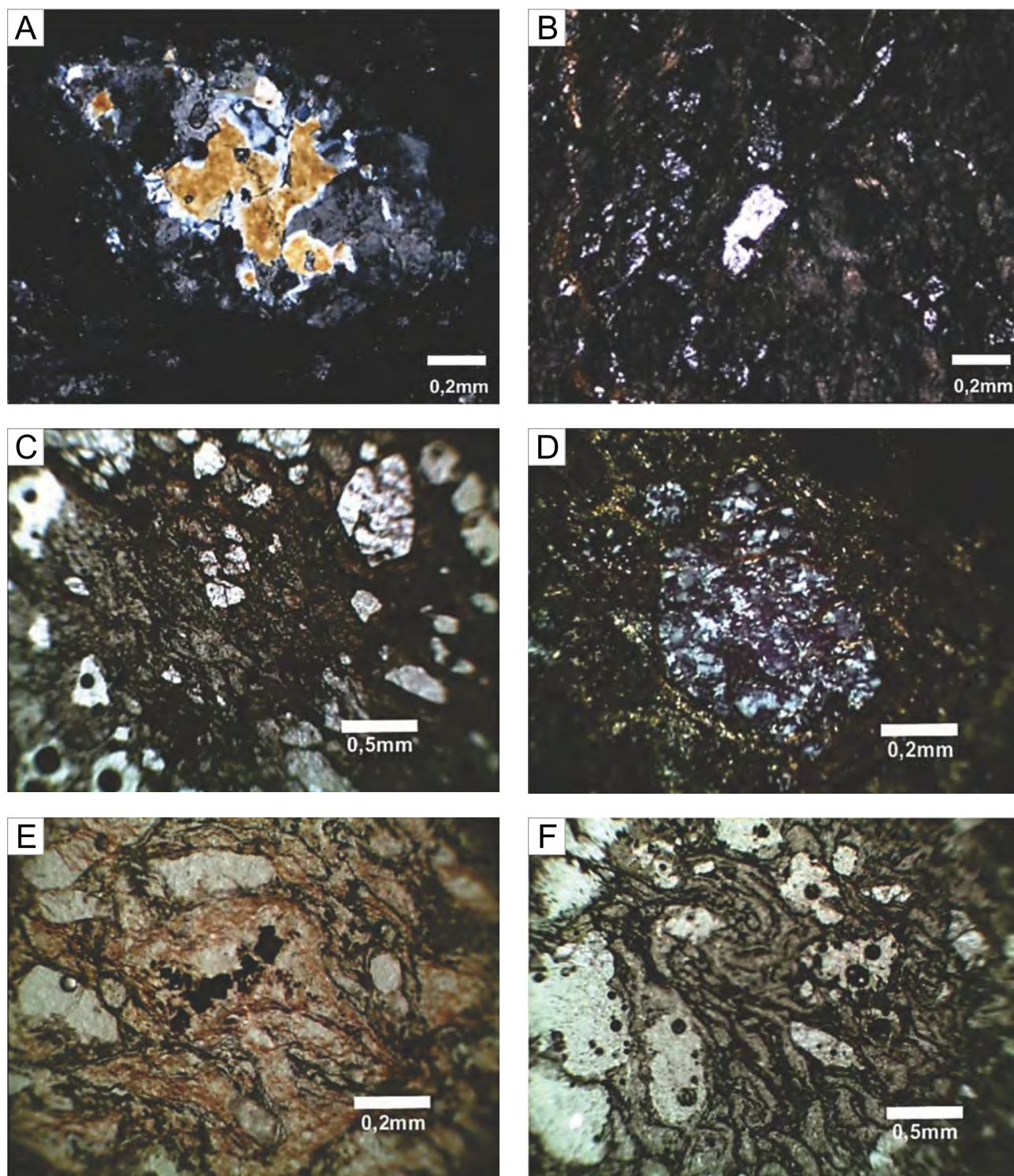


Foto 3.12 – A: Amígdala preenchida por argilas, carbonato e quartzo (Lâmina MO-189/ Coord. UTM340055, 8382260); B: Matriz composta de clorita fibrosa em crescimento radial (seta) e shards desvitrificados com cristalização de quartzo (S) (Lâmina -84/ Coord. UTM 340445, 8381878); C: (PPL) Grãos de feldspato na matriz (Lâmina MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525); D: (PPL) Porfiroclastos subédricos de feldspatos (Lâmina MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525); E: (PPL) Pirritas oxidadas em áreas de menor pressão (Lâmina MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525); F: (PPL) Dobras de fluxo (Lâmina MO-82 / Coord. UTM 341320, 8382525).

observações devido ao alto grau de intemperismo. Os porfiroclastos preservados consistem de opacos. Observam-se agregados de feldspato e de piroxênio muito alterados. Micas brancas, clorita, talco, biotita são observadas (Fotos 3.14A, 3.14B e 3.14C). Opacos aciculares estão alinhados, assim como as micas em

textura lepidoblástica. Exibe muitas cavidades tipo *box work*.

Na análise por Difração de Raio-X foi possível identificar os minerais Clorita (clinocloro) e Willenseita (Ni-talco), além de pequena quantidade de anfibólio e traços de quartzo (Figura 3.3).

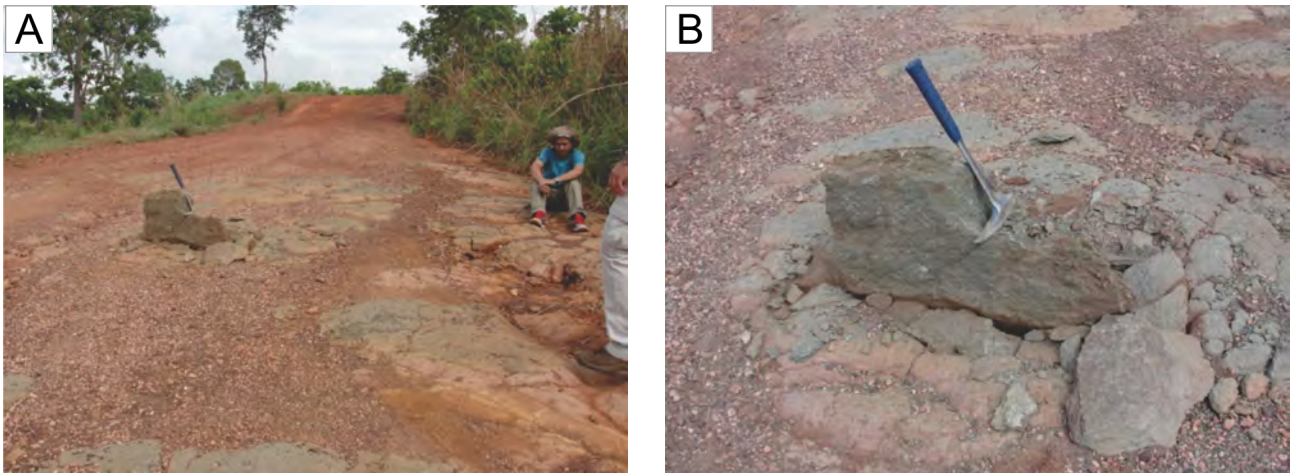


Foto 3.13 – A: Afloramento em lajedos de rocha metaltramáfica, coloração cinza-esverdeada, com regolito argiloso bem avermelhado (Ponto DS-17 / Coord. UTM 334476, 8396110); B: Talco-clorita xisto, cor cinza esverdeada, bastante deformado. (Ponto DS-17 / Coord. UTM 334476, 8396110).

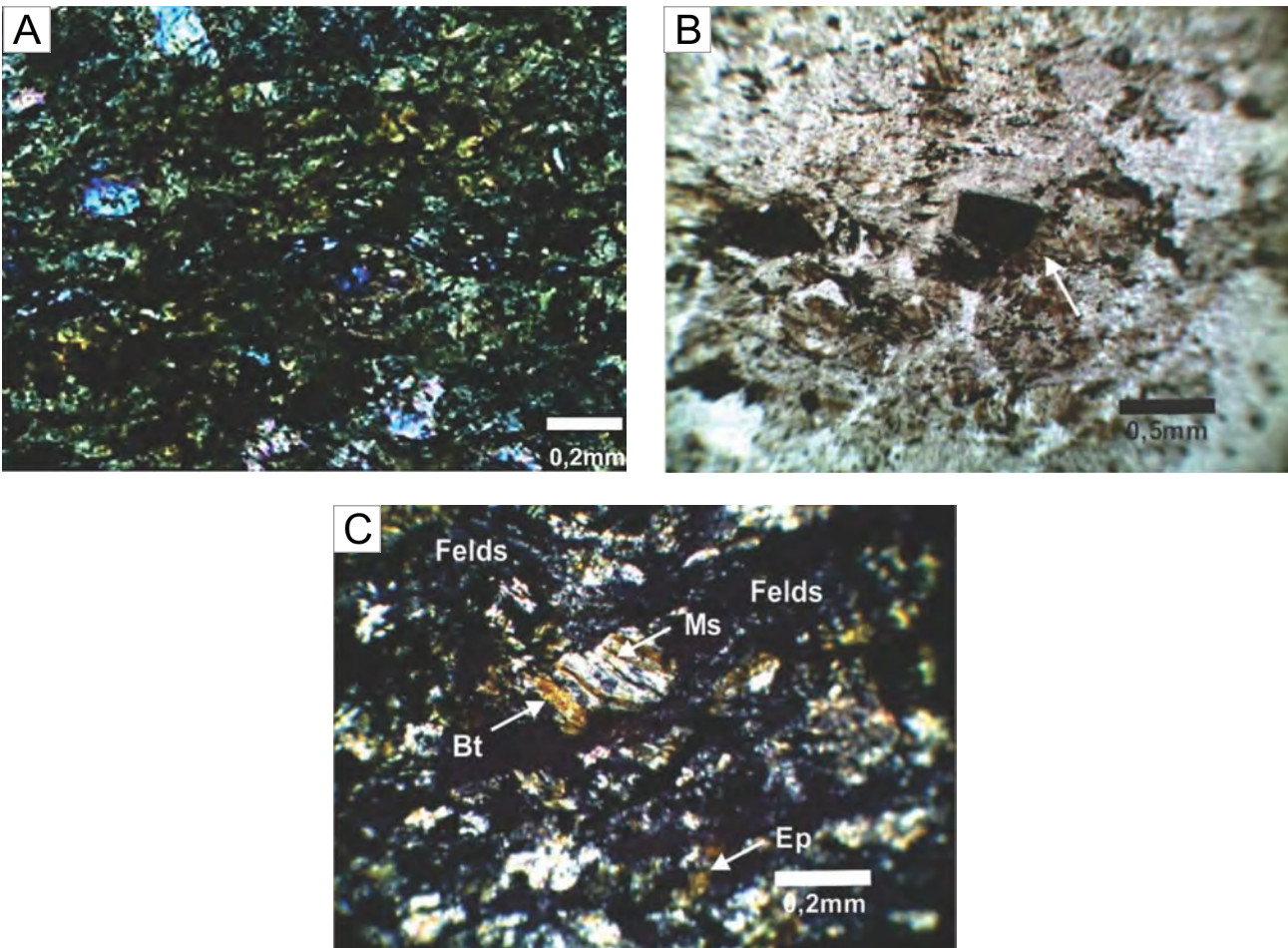


Foto 3.14 – A: (PPL) Talco e biotita em agregados fibrosos (seta) e piroxênios (PX) com bordas alteradas (Lâmina DS-17 / Coord. UTM 334476, 8396110); B: (PPL) Provável franja de strain controlada pela faces em pseudomorfo de sulfeto, indicando cisalhamento (seta) (Lâmina DS-17 / Coord. UTM 334476, 8396110); C: (PPX) Biotita, muscovita, epidoto e agregados de feldspato (Lâmina DS-17 / Coord. UTM 334476, 8396110).

- Litoquímica da Unidade Piroclástica e Efusiva

Não foi executada classificação petroquímica das rochas metavulcanossedimentares desta unida-

de devido à mobilidade química dos mesmos. Consequentemente, mudanças composicionais relacionadas à alteração (metamórfica e/ou hidrotermal) podem ter influência considerável nas suas variações primárias.

Nas Tabelas 3.1, 3.2 e 3.3 são apresentados resultados químicos de elementos maiores, menores e traços, incluindo ETR's, de rochas vulcânicas da Unidade Piroclástica e Efusiva.

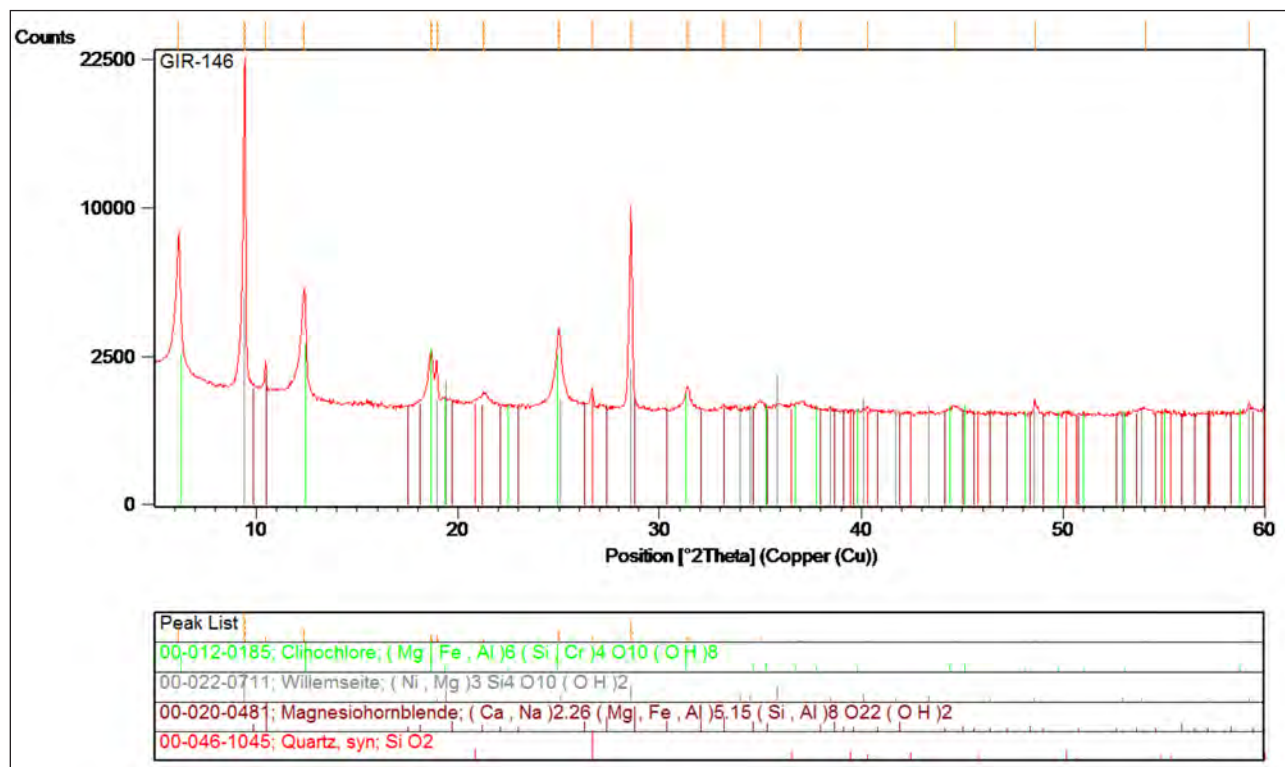


Figura 3.3 – Resultado da DRX da amostra DS-17 (Coord. UTM 334476, 8396110).

Tabela 3.1 – Análises químicas de elementos maiores, menores e traços de rochas vulcânicas da Unidade Piroclástica e Efusiva.

AMOSTRAS	ROCHA	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	LOI	Sum
MO-80 A		15.26	5.9	0.02	10.47	0.31	5.65	0.14	5.16	0.16	57.44	1.03	1.96	103.51
MO-82		13.06	1	0.06	15.5	1.1	8.69	0.1	0.03	0.74	50.4	3.36	5.03	99.08
MO-92 A		12.43	0.5	0.07	17.37	<0.01	9.96	0.1	0.01	0.58	45.63	6.58	5.73	98.94
MO-159 B		17.51	1.29	0.05	11.69	2.24	3.98	0.02	3.68	0.84	50.02	2.69	4.46	98.48
DS-017		13	0.15	0.2	18.78	0.03	14.55	0.19	<0.01	0.15	37.51	0.96	12.57	97.95
MO-24 B		12.7	1.69	1.92	5.35	2.6	2.09	0.07	2.61	0.181	68.7	0.71	X	X
MO-91		22.2	0.02	3.83	7.89	5.45	0.55	0.04	0.45	0.103	58.9	0.92	X	X
MO-30		19.9	0.61	4.3	8.86	3.93	2.56	0.13	0.28	0.977	57.1	0.85	X	X
AMOSTRAS		Ba	Be	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W
MO-80 A		348	2.5	0.28	22.5	1.48	6.18	7.1	2.8	278.5	0.52	2.1	0.22	1.6
MO-82		466	3.7	1.46	25.1	8.58	116.27	34.8	3.1	69.6	6.03	19.6	2.6	2.9
MO-92 A		603	3.8	0.12	35	22.54	214.57	1.1	6	91.7	11.36	30.4	3.52	7
MO-159 B		923	5.2	1.8	23.4	5.23	61.23	58.4	2.7	44.5	3.78	5.5	9.14	1.6
DS-017		72	1.5	0.37	14.2	1.74	14.84	0.3	<0.3	4.4	<0.05	4.3	0.65	<0.1
MO-24 B		526	2	4.09	17.5	6.87	15.66	109	3.5	272.6	1.17	9.9	2.69	1.2
MO-91		681	4	7.19	29.1	5.91	25.5	208.5	5.4	147.1	1.76	23.3	3.08	2.6
MO-30		1511	2.5	4.83	27.1	6.45	22.75	163.2	5.3	275.4	1.8	19.2	4.47	2.3

Tabela 3.2 – Análises químicas de elementos menores, traços e ETR's de rochas vulcânicas da Unidade Piroclástica e Efusiva.

AMOSTRAS	Y	Zr	Ag	Au	As	Bi	Cd	Co	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb
MO-80 A	18.61	50.6	<0.01	<0.1	1	<0.02	0.05	25.7	49	<0.01	0.5	44.2	0.6
MO-82	29.32	303.4	<0.01	<0.1	9	<0.02	0.38	73.8	12.4	<0.01	0.76	412.5	5.2
MO-92 A	69.28	955.3	<0.01	<0.1	2	0.04	0.33	82.6	49.4	0.04	0.16	333.9	8.5
MO-159 B	49.37	223.9	<0.01	<0.1	21	0.04	0.18	38.8	95.9	0.07	3.47	154.7	5.1
DS-017	104.25	68.8	0.07	<0.1	14	0.14	0.14	137	39.7	<0.01	3.48	5139.1	24.1
MO-24 B	37.08	274.6	0.38	<0.1	4	0.12	0.02	14.4	60.9	<0.01	1.01	34.9	15.2
MO-91	41.1	215.4	0.2	<0.1	<1	0.31	<0.01	14.4	17.7	<0.01	0.33	29.9	4.8
MO-30	272.47	241.1	<0.01	<0.1	1	0.16	0.03	27.4	20.7	<0.01	0.65	45.1	4.1
AMOSTRAS	Sb	Se	Zn	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr
MO-80 A	<0.05	<1	59	24.1	3.85	2.09	2.09	4.42	0.8	12.7	0.25	14.7	3.09
MO-82	0.15	<1	183	209.3	6.87	2.26	3.72	10.7	1.35	111.4	0.24	80.3	21.8
MO-92 A	<0.05	1	261	400.3	14.73	6.46	8.78	27.14	2.44	243	0.47	218.5	56.03
MO-159 B	0.51	5	98	113.5	10.31	4.64	2.78	9.02	1.8	59.8	0.26	51.8	13.46
DS-017	0.06	3	784	48.6	16.59	7.19	8.16	28.19	2.74	330.5	0.85	237.4	62.46
MO-24 B	0.56	<1	62	79.7	6.28	3.56	1.31	6.91	1.28	41.1	0.49	38.2	9.84
MO-91	0.37	<1	45	156	8.54	4.67	2.14	10.41	1.66	84.9	0.63	72.7	19.96
MO-30	0.26	9	181	170.6	63.33	36.5	8.37	62.28	12.99	79.6	3.23	101.3	23.37

Tabela 3.3 – Análises químicas de ETR's e FeO de rochas vulcânicas da Unidade Piroclástica e Efusiva.

AMOSTRAS	Sm	Tb	Tm	Yb	FeO
MO-80 A	5.5	0.59	0.26	1.6	
MO-82	13.5	1.5	0.47	2.4	
MO-92 A	35.6	3.48	0.83	4	
MO-159 B	10.3	1.49	0.59	3.6	
DS-017	35.5	2.85	0.84	5.4	2.59
MO-24 B	7.2	1.13	0.53	3.3	
MO-91	13.8	1.58	0.67	4.6	
MO-30	33.7	10.42	4.67	24.8	

- Litoquímica das rochas metavulcânicas ácidas (piroclásticas)

As rochas metavulcânicas ácidas (piroclásticas) representativas lançadas no diagrama classificatório modificado de Pearce (1996); Winchester e Floyd (1977), utilizando-se os elementos traços imóveis ou fracamente móveis em condições hidrotermais (Zr, Nb, Y, Ti e P), mostram que suas composições variam entre riodacitos e andesitos, representado por três

amostras, MO-30, MO-24 B e MO-91, respectivamente (Figuras 3.4 e 3.5).

No diagrama ETR normalizado ao condrito de Nakamura (1974), as amostras supracitadas mostram um forte enriquecimento em terras raras leves e anomalias negativas de európio, evidenciando a existência de feldspato retido na fonte. Mostra ainda elementos terras raras pesados com leve fracionamento (Figura 3.6)

Esse enriquecimento em mais de 100 vezes em relação ao condrito dos ETRL indica o magmatismo herdado da fonte crustal destas rochas, enquanto que o empobrecimento dos ETRs pesados relativos aos leves pode indicar a presença de granada na fonte ou podem estar relacionados a processos de cristalização fracionada.

Nos diagramas multielementares normalizados ao MORB de Pearce (1983) e ao manto primitivo Sun e McDonough (1989) mostram conteúdo elevado de LILE e moderados a altos de HFSE, e os padrões caracterizados por significativo enriquecimento em tório e fortes anomalias negativas em P e Ti (Figuras 3.7 e 3.8). Estas anomalias sugerem fracionamento de apatita e óxidos de Fe-Ti, respectivamente. Schinjo e Kato (2000) sugerem para este tipo de processo que a geração do magma ácido, requer uma fonte basáltica em profundidade na base

crosta (*underplate*). O calor produzido durante o *underplating* pode contribuir com grandes volumes de fusão crustal e o magma ácido gerado herda as características da fonte crustal, que tem assinatura cálcio-alcálica.

Conclui-se baseado nos padrões dos elementos traços e ETR, associados aos gráficos litoquímicos de afinidade que as rochas possuem associação magmática cálcio-alcálica, com o magmatismo típico de herança crustal.

Nb/Y – Zr/Ti plot (modified by PEARCE, 1996)

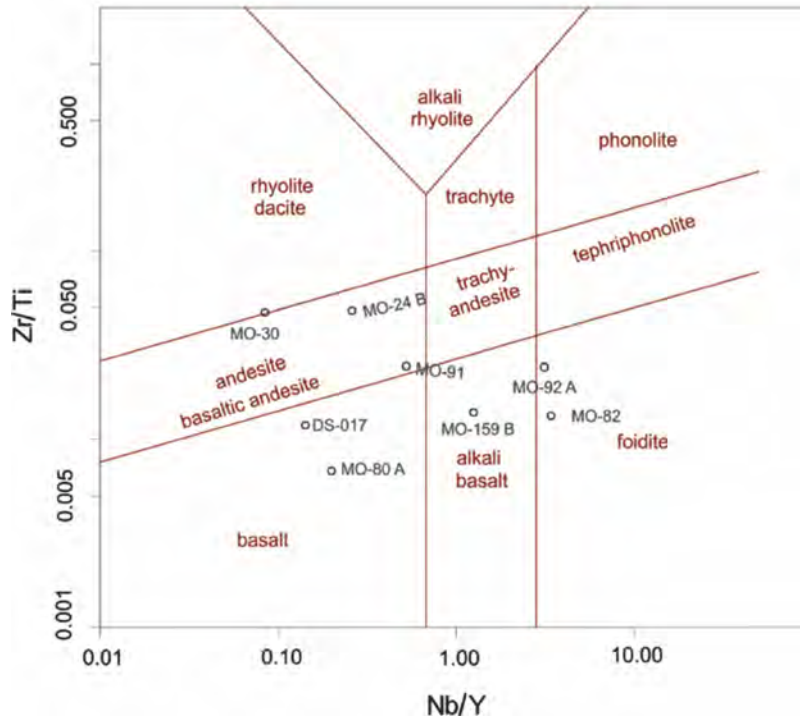


Figura 3.4 – Diagrama classificatório Nb/Y – Zr/Ti para as principais rochas vulcânicas do Grupo Nova Xavantina.

Nb/Y – Zr/TiO₂ plot (WINCHESTER; FLOYD, 1977)

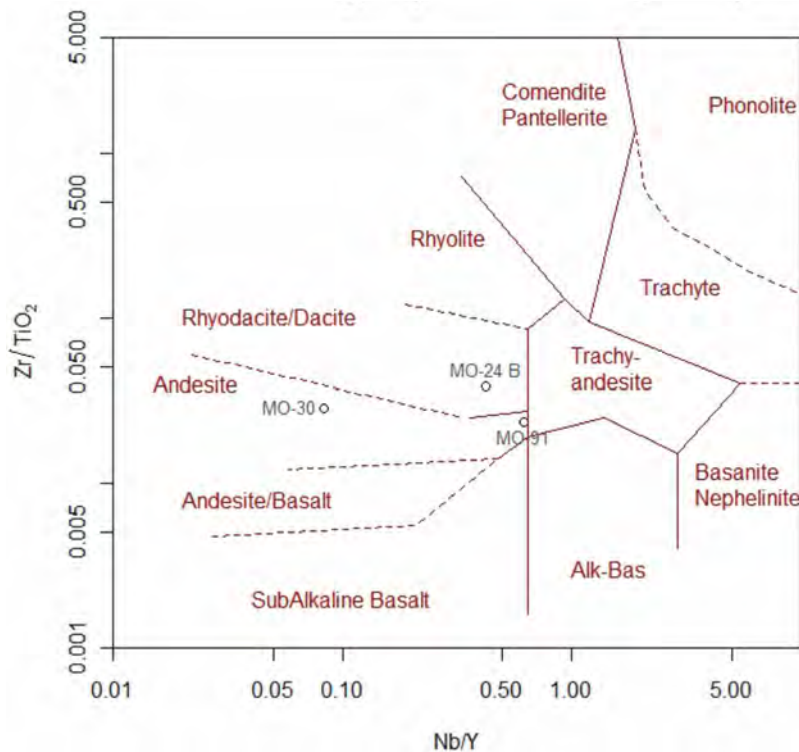


Figura 3.5 – Diagrama Nb/Y – Zr/TiO₂ para as principais rochas vulcânicas do Grupo Nova Xavantina.

Spider plot – REE chondrite (NAKAMURA, 1974)

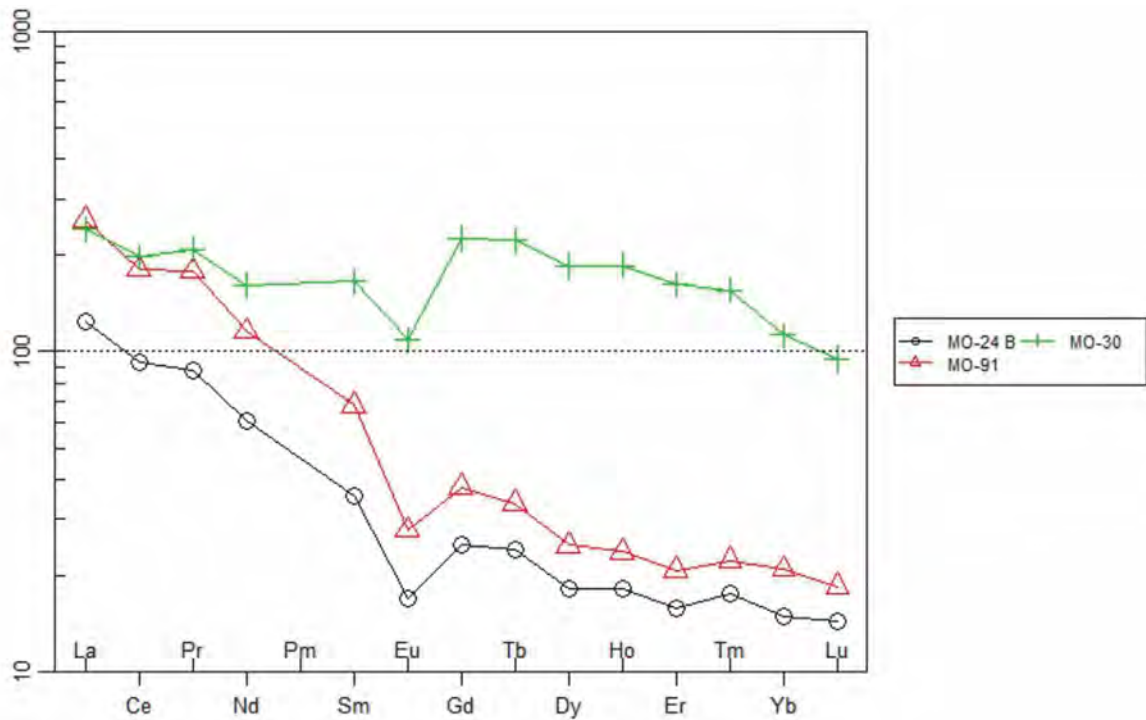


Figura 3.6 – Diagrama dos elementos terras raras, normalizado ao condrito, das rochas piroclásticas da Unidade Piroclástica e Efusiva.

Spider plot – MORB (PEARCE, 1983)

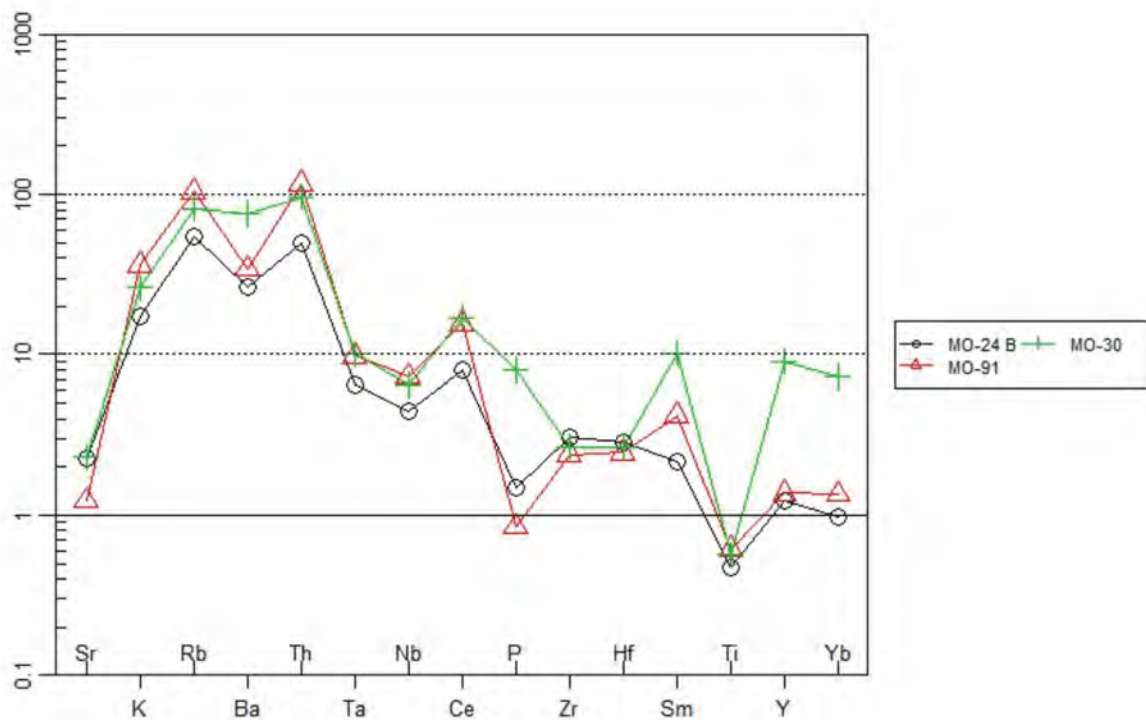


Figura 3.7 – Spidergram de elementos traço versus MORB Pearce (PEARCE, 1983), para as rochas metapiroclásticas intermediárias a ácidas do Grupo Nova Xavantina.

Spider plot – Primitive Mantle (SUN;McDONOUGH, 1989)

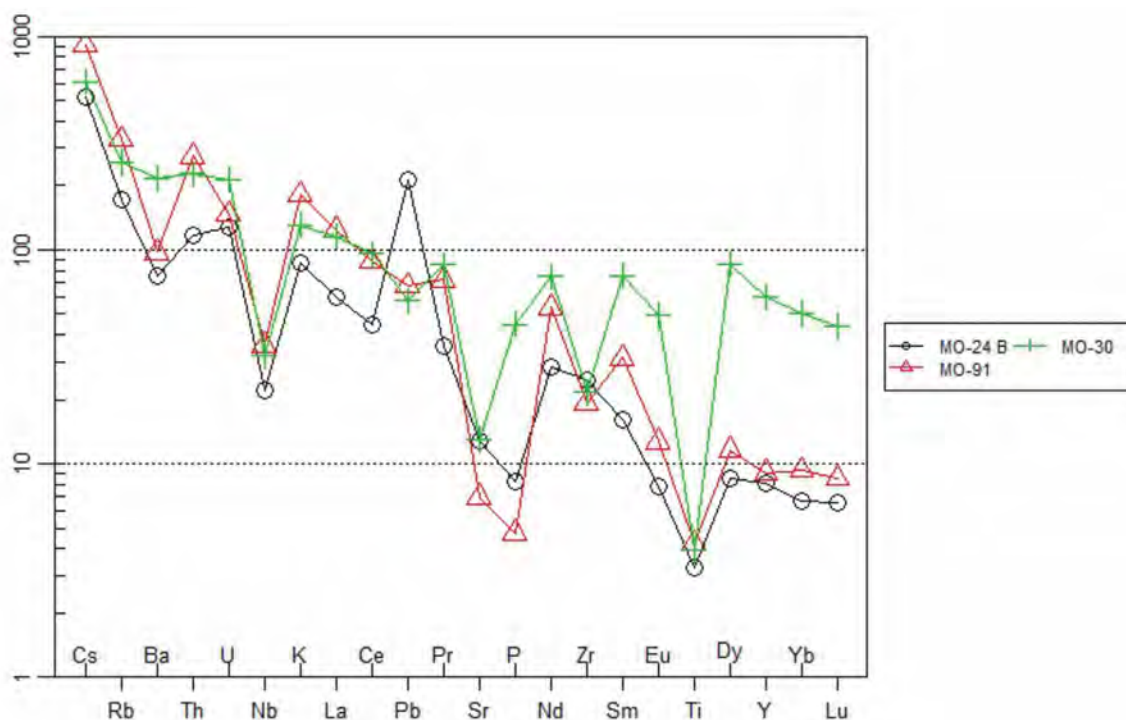


Figura 3.8 – Spidergram de elementos traço versus Manto Primitivo de Pearce de Sun e McDonough (1989), para as rochas piroclásticas intermediárias a ácidas do Grupo Nova Xavantina.

- Litoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas

As rochas representativas das associações máficas e ultramáfica, com exceção do gabro, que cartograficamente está incluído em outra unidade, serão plotadas juntamente, independentes de serem efusivas ou piroclásticas, representadas pelas amostras MO-82, MO-159B e MO-92A, melhor discriminadas nos diagramas de afinidades químicas e séries magmáticas de Pearce (1996), plotadas no campo dos álcali-basaltos, já a amostra DS-17 de associação ultramáfica, cai no campo dos basaltos (Figura 3.9).

Os álcali-basaltos quando lançados nos diagramas comparativos de assinatura geoquímica das fontes dos basaltos de Pearce 1983, que utiliza as razões Th/Yb versus Ta/Yb, e nos diagramas que comparam os basaltos e as fontes tipo E-MORB e OIB, Nb/Y versus Zr/Y (Figuras 3.10 e 3.11), mostram fontes mantélicas enriquecidas, as quais apresentam afinidade com os basaltos intraplaca continental (*continental flood basalts*). São basaltos mais primitivos, com teores de SiO₂ em média de 45 % e altos teores de MgO, com tendência para os basaltos de fontes mantélicas do tipo OIB.

Utilizando-se o diagrama de Pearce (1982) essas rochas confirmam afinidade com basaltos intraplaca,

com exceção do DS-17, que trata-se de nítida exposição mantélica, plotados no campo dos basaltos de cadeias meso-oceânicas, junto a amostra MO-80 A, a qual será descrita a posteriori (Figura 3.11).

O padrão de ETR normalizado ao condrito de Nakamura (1974) mostra um enriquecimento em terras raras leves e anomalia de európio e fraco a moderado fracionamento em ETRP (Figura 3.12). As amostras DS-17 e MO-92A possuem forte enriquecimento em ETRL e empobrecidos em ETRP, com enriquecimento em La e Ba, conforme visualiza-se nas Figura 3.12 e 3.13. Outra característica da amostra DS-17 é que possui forte anomalia negativa em Ce, sugerindo circulação de fluidos oxidantes metamórficos hidrotermais, isto é, processos de oxidação primária em provável fundo oceânico.

As amostras analisadas se assemelham aos basaltos de intraplaca continental e aos basaltos de ilha oceânica conforme está mostrado no diagrama multielementares normalizado ao MORB de Pearce (1983) (Figuras 3.14 e 3.15), sendo que as do primeiro conjunto mostra enriquecimento de K, Rb e Ba, que sugere que estas rochas passaram por contaminação crustal (Figura 3.14). Estas rochas podem ser consideradas como típicas rochas álcali-basálticas intraplaca, uma vez que não mostra significativa anomalia de empobrecimento em Nb-Ta relativo à La.

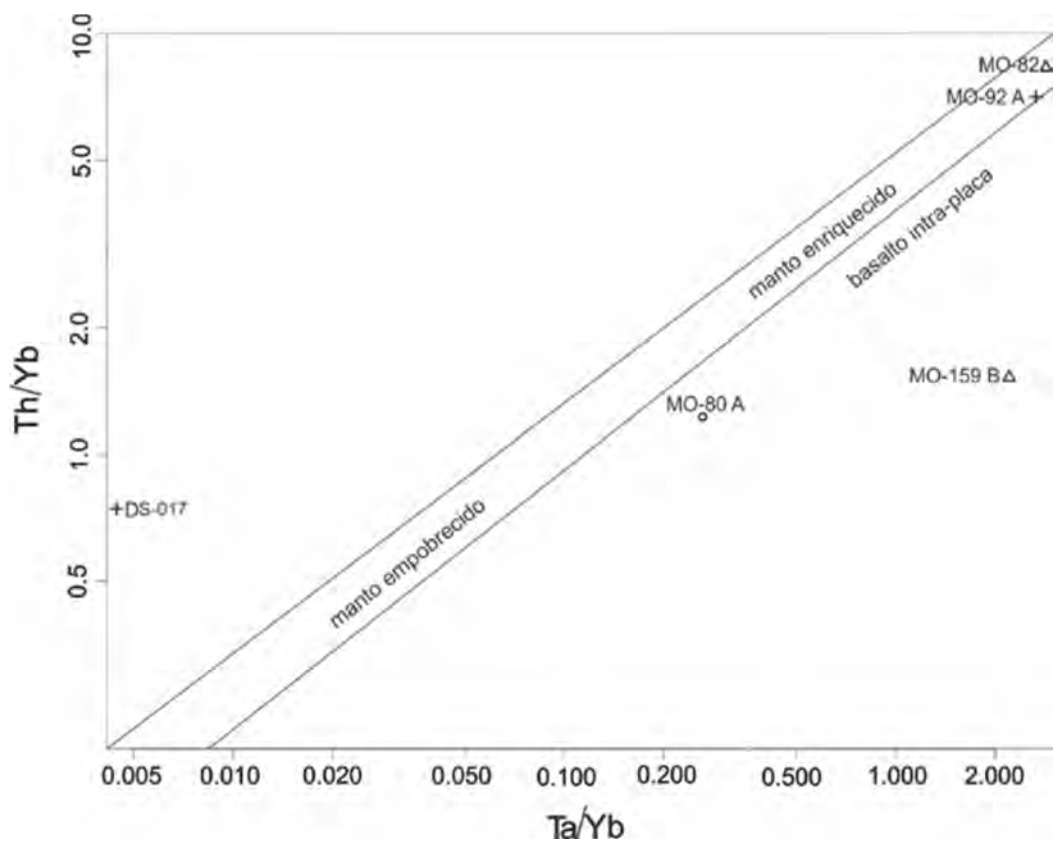


Figura 3.9 – Diagramas comparativos da assinatura geoquímica das fontes das rochas básicas da região, diagrama Th/Yb versus Ta/Yb, mostram fontes mantélicas enriquecidas. Diagrama de Pearce (1983).

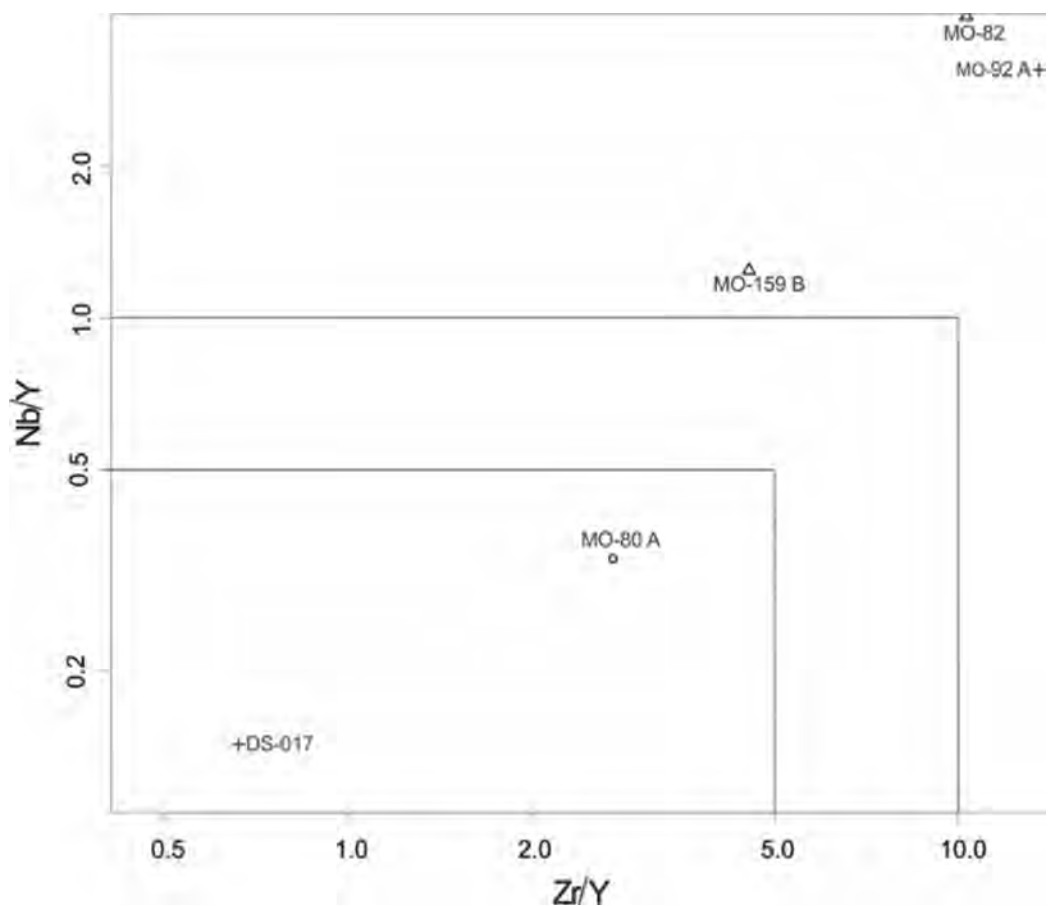


Figura 3.10 – Diagrama de Nb/Y versus Zr/Y comparando as básicas e as fontes tipo E-MORB e OIB.

Zr – Ti (PEARCE, 1982)

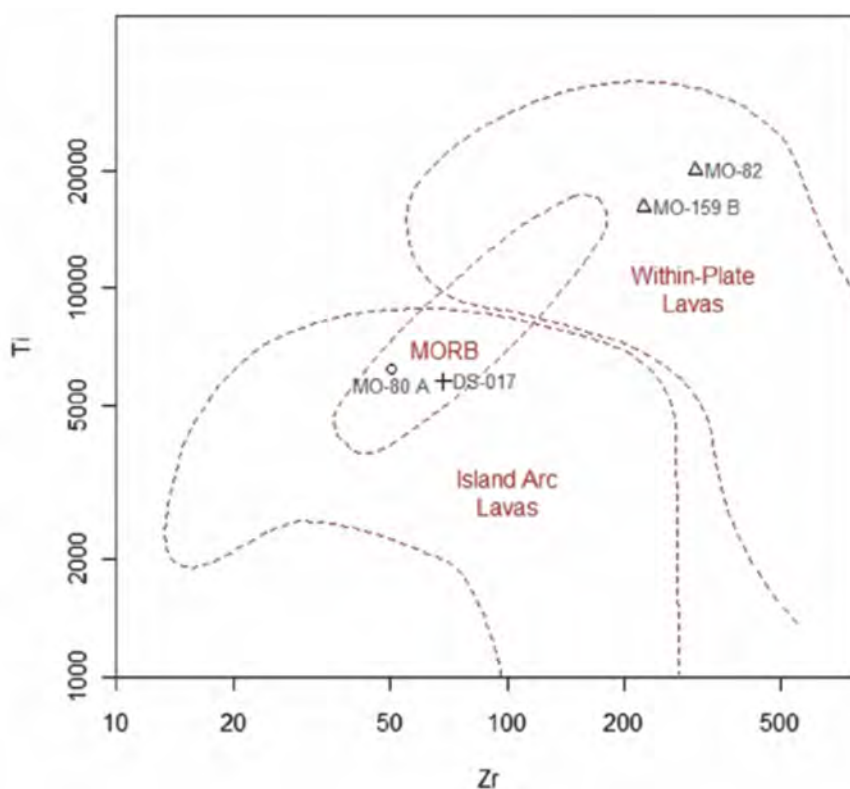


Figura 3.11 – Diagrama geotectônico de Pearce (1982) mostrando a afinidade intraplaca.

Spider plot – REE chondrite (NAKAMURA, 1974)

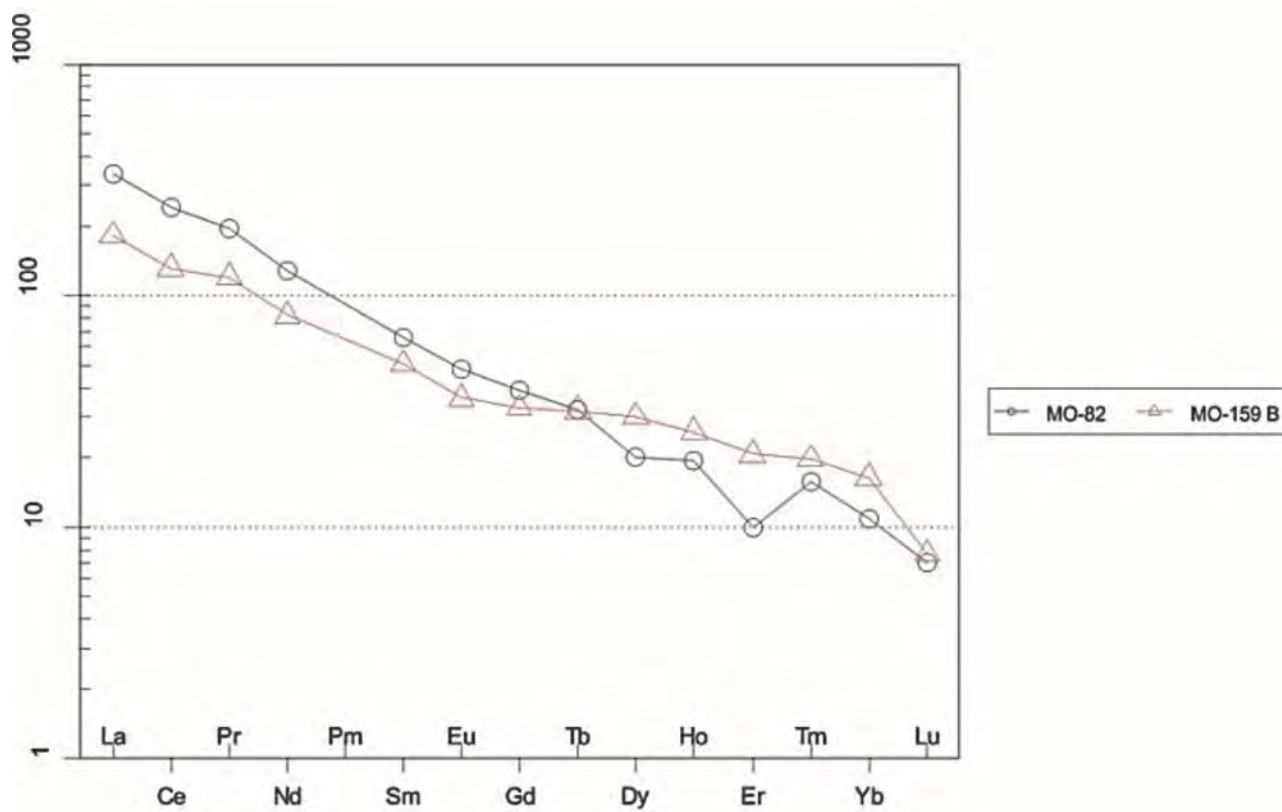


Figura 3.12 – Diagrama dos elementos terras raras normalizados ao condrito.

Spider plot – REE chondrite (NAKAMURA, 1974)

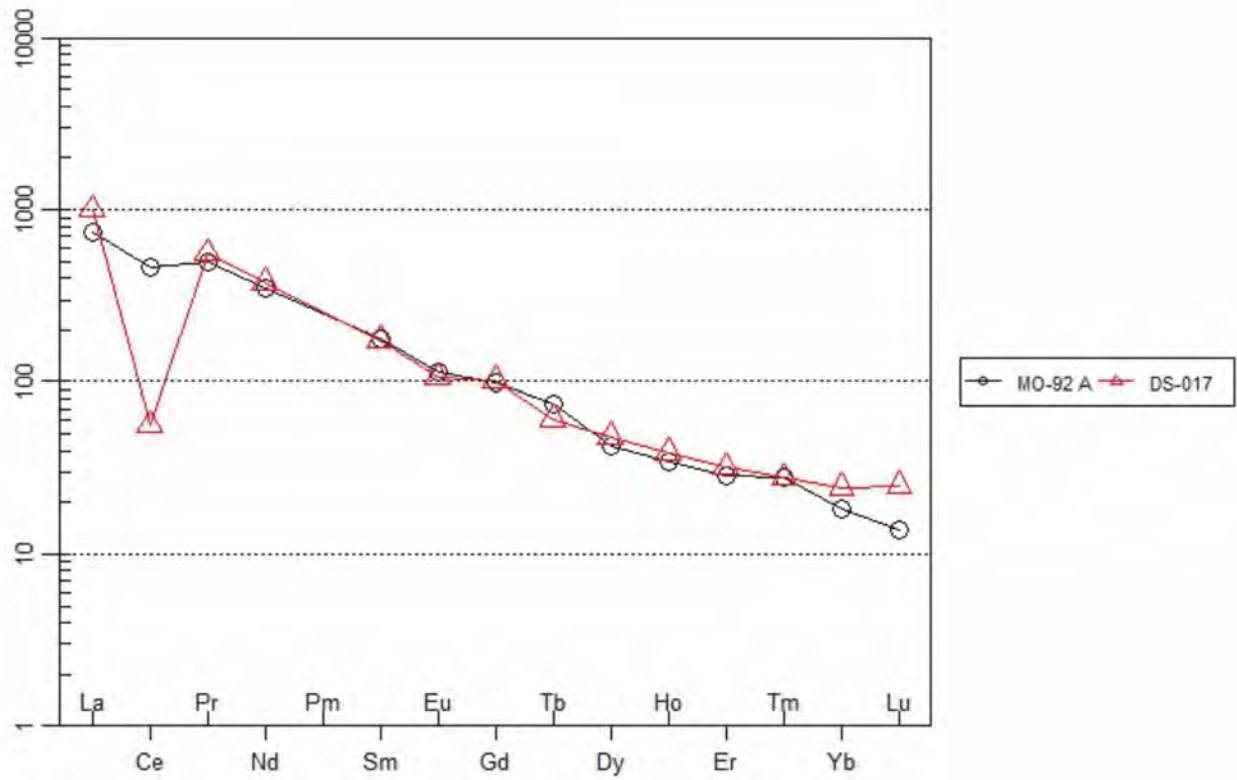


Figura 3.13 – Diagrama dos elementos terras raras normalizados ao condrito.

Spider plot – MORB (PEARCE, 1983)

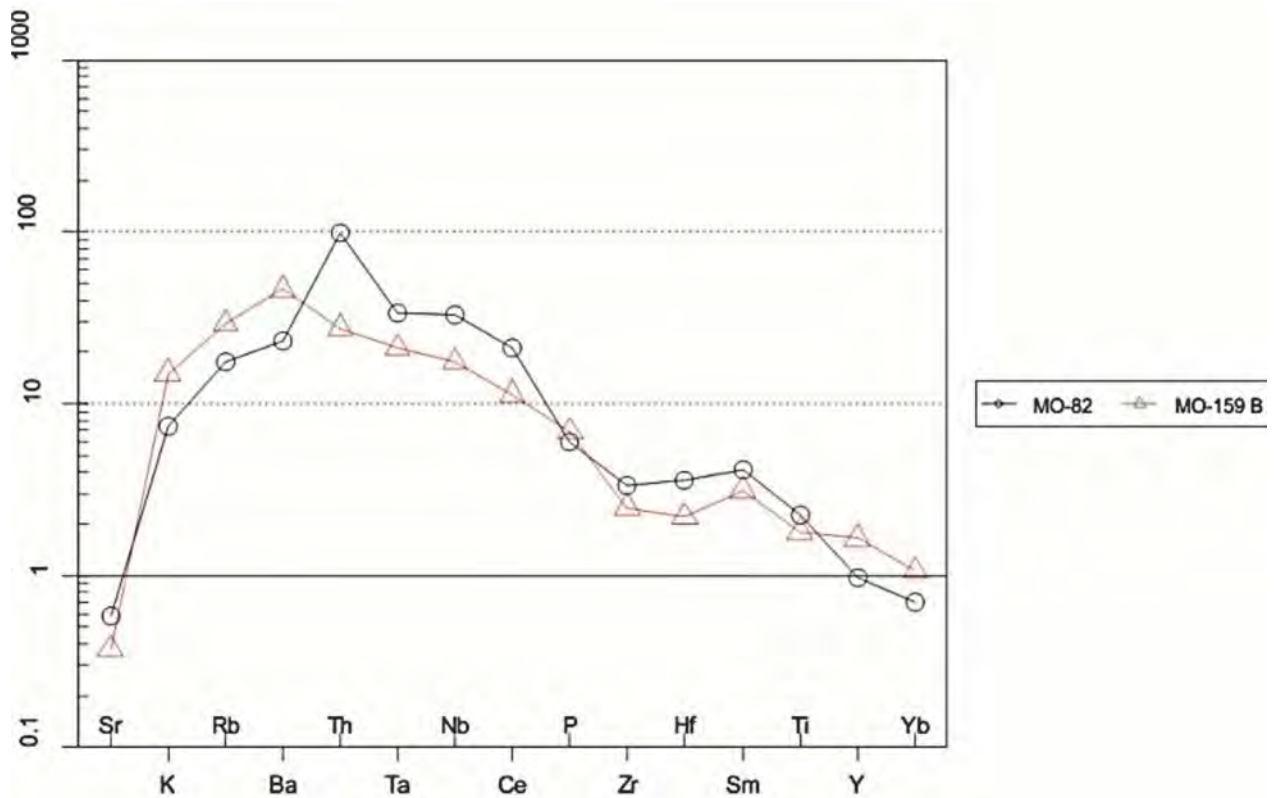


Figura 3.14 – Spidergrams de elementos traço normalizados à MORB de Pearce (1983).

Spider plot – MORB (PEARCE, 1983)

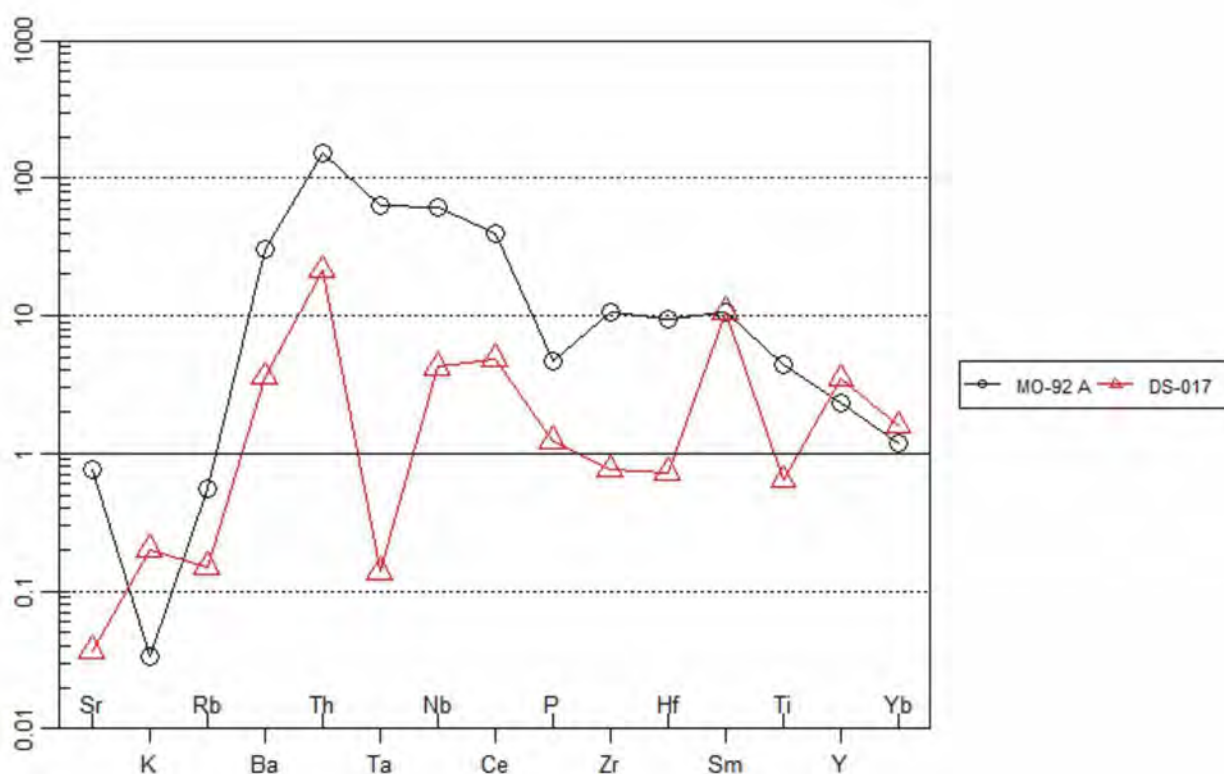


Figura 3.15 – Spidergrams de elementos traço normalizados à MORB de Pearce (1983).

3.1.2 - Unidade Piroclástica e Sedimentar (NP2npxs)

A Unidade Piroclástica e Sedimentar tem uma variação litológica diversa sendo constituída por filitos de origem vulcânica e sedimentar, ora por arcóseos e subarcóseos por vezes com baixo metamorfismo, e quartzitos.

Na região sul e oeste da Folha Nova Xavantina os filitos de protólitos vulcânicos, com exposições mais descontínuas além de respostas radiométricas mais atenuadas em comparação aos filitos da Unidade Piroclástica e Efusiva, encontram-se intercalados com rochas metassedimentares, na escala métrica a centimétrica, tornando-se bastante complexo o mapeamento da continuidade das camadas ou lentes destas rochas. Em vários afloramentos, as estruturas primárias vulcânicas como púmices, lapilis, fragmentos líticos e vesículas encontram-se obliteradas pelo metamorfismo e deformação, dificultando a identificação do protólito. Os filitos (metatufos) têm coloração cinza-amarelado ou cinza-avermelhado, variando em função do grau de intemperismo. Os contatos com os subarcóseos/metasubarcóseos, arcóseos/metarcóseos e filitos sedimentares, em sua maioria, são normais e interdigitados, onde há deposição de material vulcânico fino e grosseiro concomitante à deposição de material clástico psamo-pelítico aluvionar e/ou

lagunar (Fotos 3.15A e 3.15B). As rochas de origem sedimentar também são oriundas da desagregação, transporte e deposição das rochas do embasamento e da caldeira, tendo como fonte os materiais dos muros e escarpas tanto da estrutura anelar da caldeira quanto das falhas lítricas sintéticas e antitéticas do rifte. Estruturalmente estão verticalizados, dobrados, cisalhados em regime dúctil e posteriormente fraturados em regime rúptil, preenchidos por veios extensionais escalonados de quartzo leitoso. O que denota este contato litológico primário entre os filitos de origem vulcânica e metassedimentos é a homogeneidade do metamorfismo, não havendo discrepância de zonas mais e menos metamorfizadas com paragêneses diferentes.

Em alguns locais ainda se consegue encontrar lapilitufos e tufo-cristal preservados (Fotos 3.16A e 3.16B). Os fragmentos minerais estão preservados, compostos basicamente por quartzo e feldspato, este em menor proporção, com tamanho variando de 2 mm até 4-5 cm, imersos em matriz (cinza vulcânica) de cor cinza-amarelada com vesículas. Os filitos de origem vulcanoclástica também apresentam vesículas, e por vezes lateritizados. Ocorrem como “janelas”, expostas ao longo da planície de inundação do rio Araguaia (Formação Araguaia) sendo bastante utilizado como material de empréstimo para pavimentação de estradas.



Foto 3.15 – A: Filitos de origem vulcanoclástica, intercalados com metarenitos (Ponto MO-64 / Coord. UTM 343625, 8355415); B: Filito vulcanoclástico amarelo-avermelhado intercalado com metarenitos em zonas de cisalhamentos predominantemente transpressivas. (Ponto MO-25 / Coord. UTM 346534, 8353684).

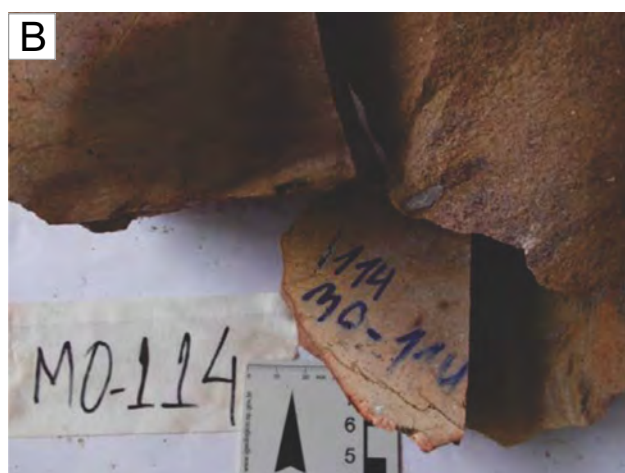


Foto 3.16 – A: Lapilitufo com cristais e shards de quartzo (Ponto MO-114/ Coord.UTM 349488, 8372901); B: Lapili tufo em corte, notar o fragmento achatado de quartzo (1 - 2 cm) e matriz com feldspatos alterados (Ponto MO-114 / Coord.UTM 349488, 8372901).

Em lâmina delgada os lapili-tufos têm matriz de granulometria muito fina e clastos que podem atingir até 0,9 mm de tamanho. O arcabouço é sustentado pela matriz com poucos contatos suturados entre os grãos (Foto 3.17A). Os clastos predominantes são de quartzo (20%) sendo identificados também litoclastos (3-5%) e óxidos e hidróxidos de ferro (6%). A matriz é composta por quartzo, feldspato e argilominerais oxidados chegando a constituir 65% da amostra. Alguns grãos mostram-se corroídos por fluidos vulcânicos (Foto 3.17B). Os litoclastos dominantes são de chert. Observa-se zonas de percolação de óxidos de ferro originados por percolação de fluidos hidrotermais. Ocorrem muitas cavidades do tipo *box work*. A rocha apresenta recristalização dinâmica causando extinção ondulante e orientação de subgrãos nos grãos de quartzo (Fotos 3.17C e 3.17D).

Os tufos cineríticos têm coloração avermelhada e granulometria fina. São constituídos essencialmente de grãos anédricos de quartzo. Muitos exibem perlitos bandados (Foto 3.18A). *Shards* são comuns com formas tortuosas, anédricas, indicando deposição em estado plástico. Exibem vesículas com formas irregulares (Foto 3.18B).

Metasubarcóseos vulcanoclásticos também são comuns. Têm coloração cinza amarelada, são foliados, granulação fina a média e são densos e compactos. Microscopicamente distinguem-se grãos de quartzo como porfiroclastos alongados além de fragmentos de k-feldspato e plagioclásio envolvidos imersos em matriz quartzo-sericítica. Ocorrem ainda fragmentos de turmalina, palhetas de muscovita, biotita e clorita na matriz assim como raros grãos de zircão. Grãos alongados de quartzo indicam *shards* deformadas. Exibem foliação

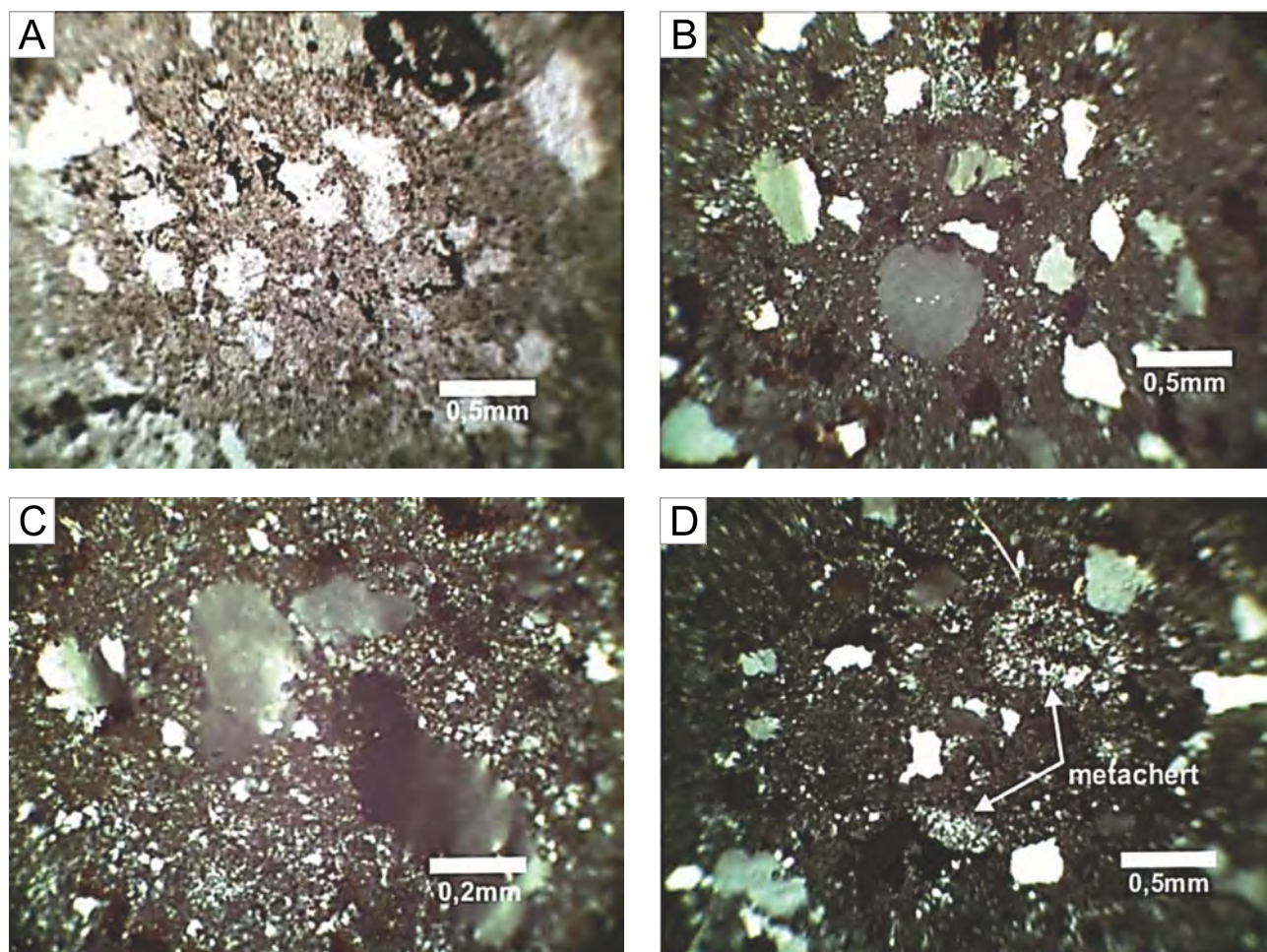


Foto 3.17 – A: Arcabouço sustentado pela matriz (Lâmina MO-114 / Coord. UTM 349488, 8372902);
 B: Grãos de quartzo com limites irregulares e corroídos (Lâmina MO-114 / Coord. UTM 349488, 8372902);
 C: Grãos de quartzo com subgranulação (Lâmina MO-114 / Coord. UTM 349488, 8372902);
 D: Fragmentos de metachert (Lâmina MO-114 / Coord. UTM 349488, 8372902).

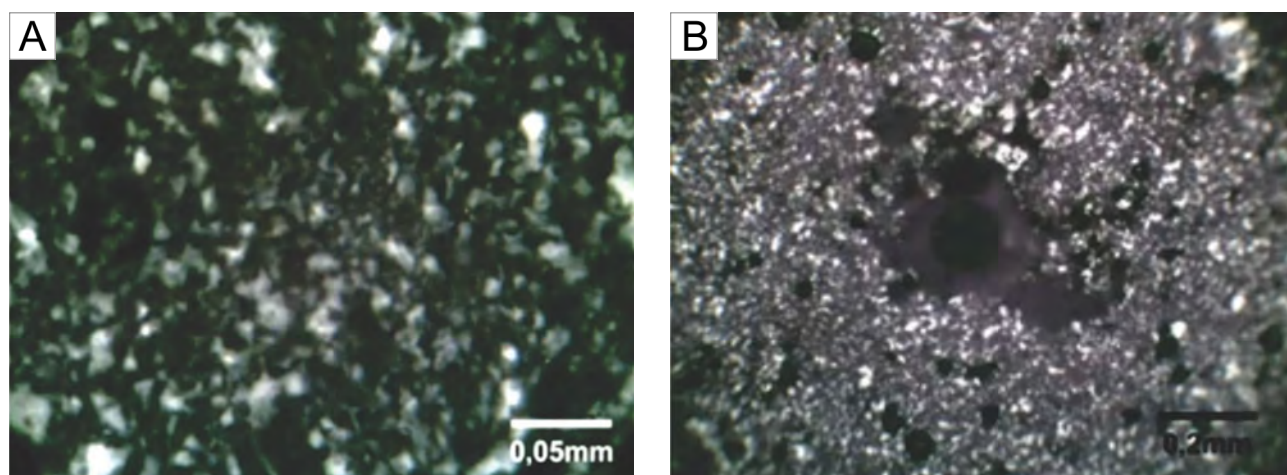


Foto 3.18 – A: Perlitos (Lâmina DS-14 / Coord. UTM 332376, 8370984); B: Vesículas de formas irregulares (Lâmina DS-14 / Coord. UTM 332376, 8370984).

milonítica, sendo classificados como protomilonitos (Fotos 3.19A a 3.19D).

Muitas dessas rochas contêm ainda os minerais pistacita e clinozoisita, carbonato e titanita, indicando que esses metasubarcóseos

foram submetidos a hidrotermalismo (Fotos 3.20A e 3.20B). Grãos de quartzo com golfos de corrosão são comuns (Foto 3.20C). Essas características indicam componente vulcânica em sedimento clástico transportado.

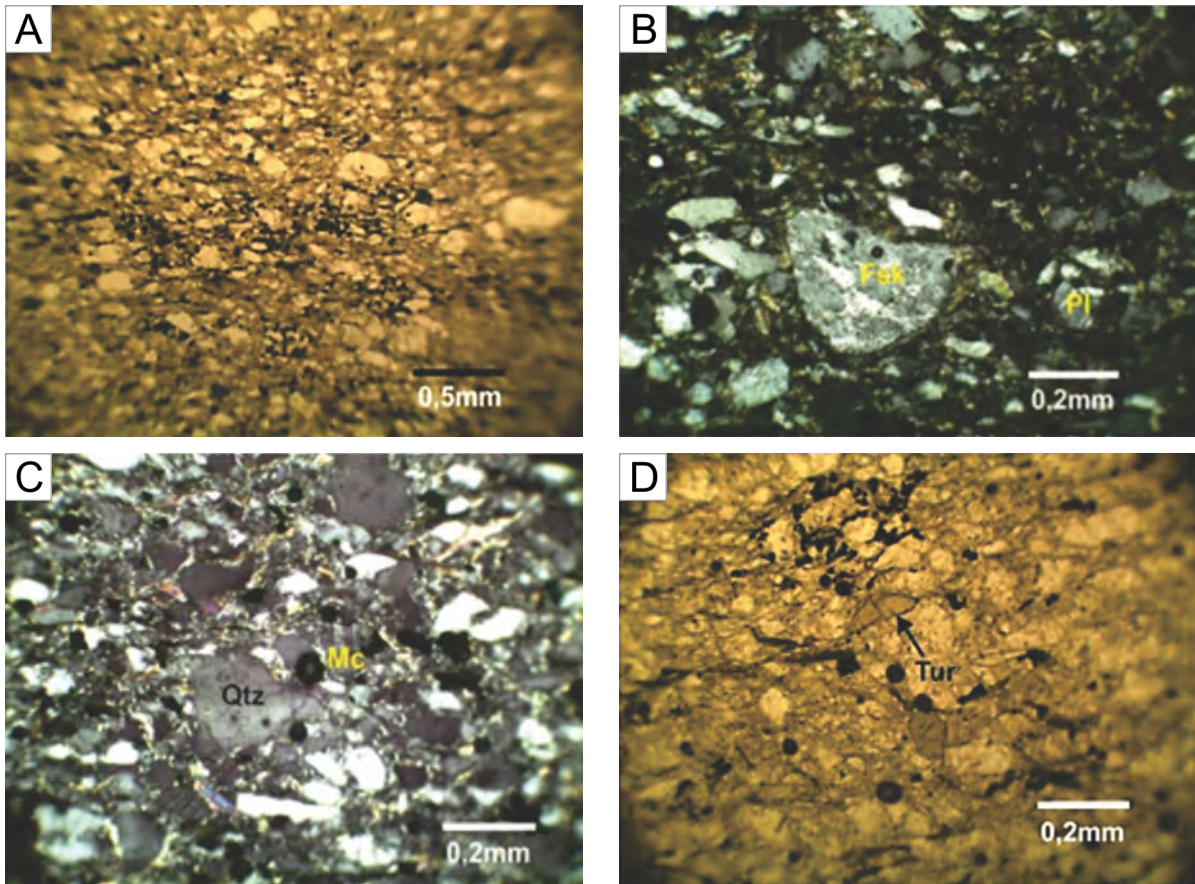


Foto 3.19 – A: (PPL) Metasubarcóseo com textura milonítica (Lâmina MO-55 / Coord. UTM 344038, 8341141);
 B: (PPX) Porfiroclastos de feldspatos em matriz quartzo-sericítica (Lâmina MO-55 / Coord. UTM 344038, 8341141);
 C: (PPX) Microclínio (Mc) e Quartzo (Qtz) (Lâmina MO-55 / Coord. UTM 344038, 8341141);
 D: (PPL) Fragmentos de turmalina (Tur) (Lâmina MO-55 / Coord. UTM 344038, 8341141).

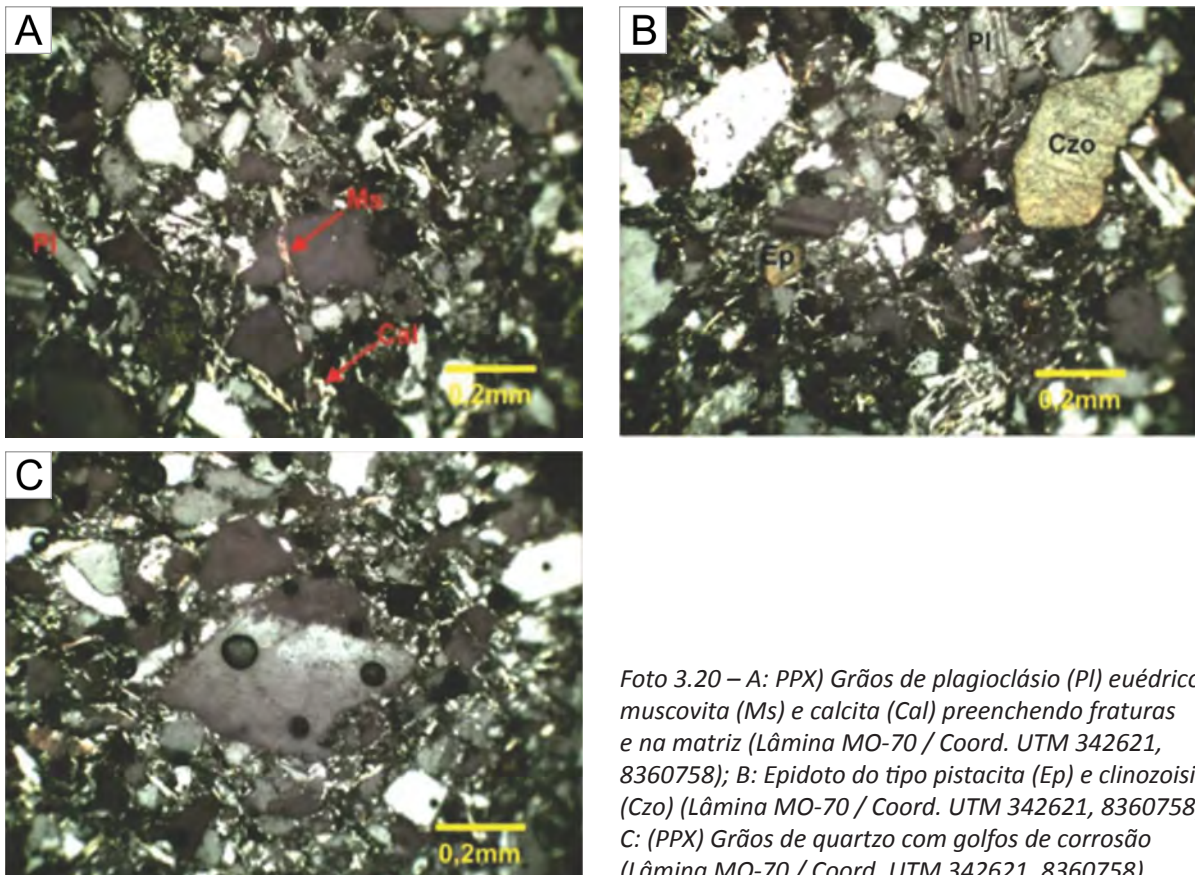


Foto 3.20 – A: (PPX) Grãos de plagioclásio (Pl) euédricos; muscovita (Ms) e calcita (Cal) preenchendo fraturas e na matriz (Lâmina MO-70 / Coord. UTM 342621, 8360758); B: Epidoto do tipo pistacita (Ep) e clinozoisita (Czo) (Lâmina MO-70 / Coord. UTM 342621, 8360758); C: (PPX) Grãos de quartzo com golfos de corrosão (Lâmina MO-70 / Coord. UTM 342621, 8360758).

Intercalados ainda na sequência há lentes de metassiltitos e filitos. Essas rochas tem coloração cinza-esverdeada e granulação fina a muito fina, siltico-argilosa. A textura é lepidoblástica dada pelo alinhamento das palhetas de mica branca e cloritas (Foto 3.21). Diminutos grãos de quartzo e feldspatos ocorrem de forma dispersa.

As rochas piroclásticas não foram tratadas quimicamente por apresentarem-se bastante alteradas (metamorfizadas), apresentando valores de perda ao fogo (LOI) bastante elevados, não havendo acurácia para o tratamento dos dados e conseqüente caracterização litoquímica, mostrando dispersão muito grande dos resultados quando plotados.

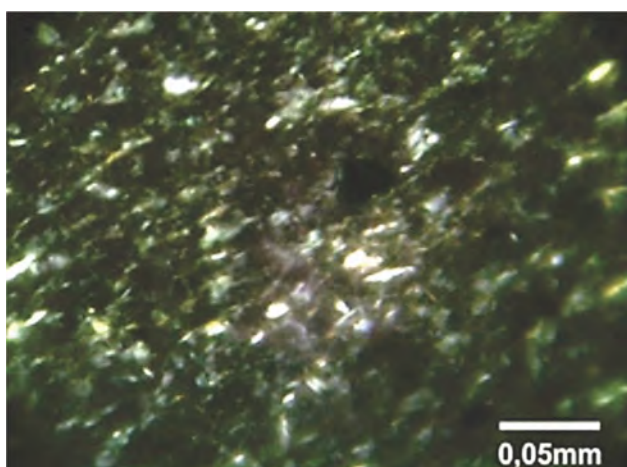


Foto 3.21 – (PPX) Palhetas de mica branca orientadas segundo a foliação (Lâmina MO-21 / Coord. UTM 346104, 8364874).

3.1.3 Unidade Hipoabissal (NP2nxh)

A referida Unidade é constituída por gabros/metagabros e microgabros que ocorrem a oeste de Nova Xavantina, próximo ao rio das Mortes, na fazenda Morro Redondo. Os gabros/metagabros e microgabros ocorrem em contato intrusivo com os filitos e rochas sedimentares químicas (BIFs e cherts). Ocorrem na forma de blocos e matações arredondados e por vezes alongados, de cor verde acinzentado e com uma fina capa esbranquiçada quando intemperizados (Foto 3.22A). São compostos por plagioclásio, piroxênio e clorita, textura fanerítica fina a média e, na maioria das vezes, apresentam-se isotrópicos preservados da deformação. Nas bordas dos corpos são afetados por zonas de cisalhamento dúctil (zona de alto *strain*), imprimindo à rocha uma foliação anastomosada, com feições sigmoidais e clivagens de crenulação, obliterando as estruturas primárias (Foto 3.22B). Parece tratar-se de diques e sills encaixados nos filitos e rochas metassedimentares. Os saprolitos desenvolvidos sobre estes litotipos são argilosos, de cor avermelhada

e possuem valores radiométricos variando entre 40 e 60 cps, contrastante com as encaixantes ácidas que possuem valores acima de 180 cps.

Macroscopicamente essas rochas exibem coloração esverdeada com fenocristais brancos de plagioclásio com granulação de até 3 mm. Em lâmina delgada as rochas são classificadas gabros. São constituídos essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio (augita) (Foto 3.23A). Os plagioclásios são subédricos e estão parcialmente sericitizados sendo difícil sua distinção, mas os poucos cristais analisados possuem composição da andesina. Os raros grãos de quartzo apresentam forma anédrica (Fotos 3.23B e 3.23C). Perovskita é um mineral comum nessas rochas e geralmente mostra-se parcialmente substituído por opacos (Foto 3.23D). Clorita é o mineral acessório (Foto 3.23E).

As rochas gabróicas ocorrem restritamente, sendo que apenas no centro do corpo elas se encontram isotrópicas, permitindo caracterizá-la pela litoquímica e classificá-la como basaltos toleíticos de



Foto 3.22 – A: Amostra de gabro exibindo a capa de alteração, e o núcleo preservado de cor esverdeada, composto por piroxênio e plagioclásio (Ponto MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854); B: Metagabro deformado mostrando a foliação e clivagem de crenulação (Ponto MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854).

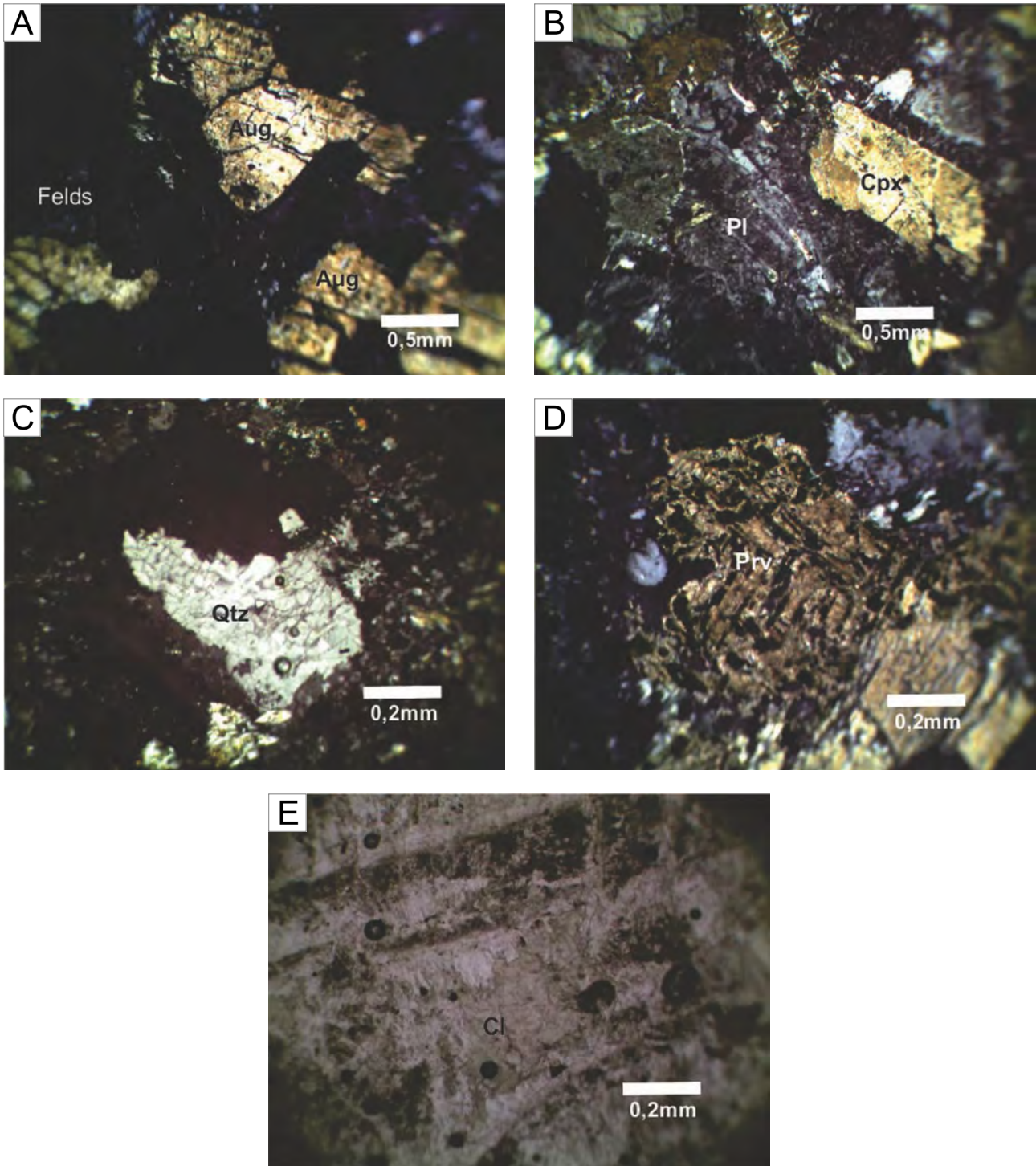


Foto 3.23 – A: (PPX) Augita e plagioclásio (Lâmina MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854); B: (PPX) Cristais subédricos a euédricos de plagioclásio e augita (Lâmina MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854); C: (PPX) Raros grãos anédricos de quartzo. (Lâmina MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854); D: (PPX) Grande cristal de perovskita (Lâmina MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854); E: (PPL) Clorita com pleocroísmo verde claro a quase incolor (Lâmina MO-80 / Coord. UTM 344047, 8379854).

baixo K_2O , semelhante às rochas geradas em fundo oceânico. No diagrama classificatório modificado de Pearce (1996) nota-se que a amostra é posicionada no campo dos basaltos (Figura 3.4). Apresentam fraco enriquecimento em ETRL e levemente empobrecidos em terras raras pesadas (Figura 3.16).

As fontes mantélicas para a origem destas rochas são similares a ambiente do tipo T-MORB

(transicionais). Sistemáticamente os basaltos plotam no campo do T-MORB levemente enriquecimento em ETRL, com *trend* de enriquecimento, bem visível em diagramas Th/Yb versus Ta/Yb de acordo com Pearce (1983); e Nb/Y versus Zr/Y (Figuras 3.9 e 3.10). Ressalta-se o posicionamento desta amostra no gráfico geotectônico de Pearce (1982) plotada no campo dos MORB.

Nos diagramas multielementares normalizados ao MORB e manto primitivo, também sugerem que estas rochas são MORB ligeiramente enriquecidos (PEARCE, 1983; SUN-MCDONOUGH, 1989), contudo certos elementos traços sofrem efeito de alteração e mobilidade, tais como: Sr, K, Rb e Ba,

que podem mostrar variação de enriquecimento ou empobrecimento relativo. Os elementos Y e Ti são empobrecidos, característicos em T-MORB. Ausência de anomalia de Nb confirma a natureza essencialmente MORB desta rocha (Figuras 3.17 e 3.18).

Spider plot – REE chondrite (NAKAMURA, 1974)

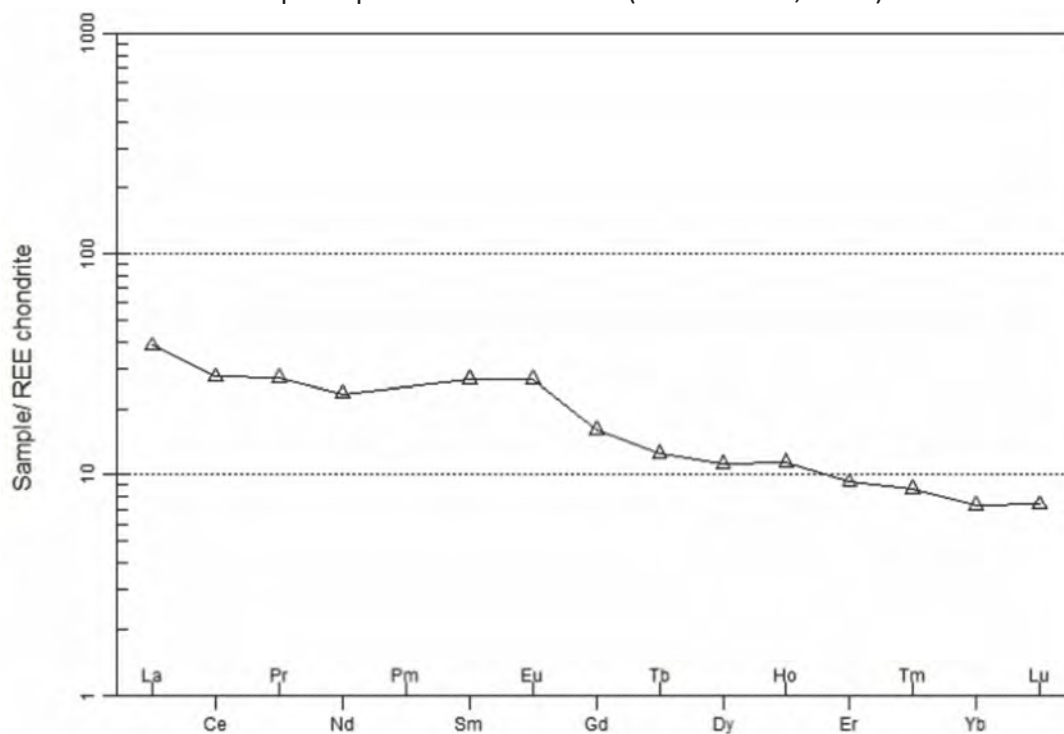


Figura 3.16 – Diagrama de ETR normalizados em relação ao condrito (NAKAMURA, 1974).

Spider plot – MORB (PEARCE, 1983)

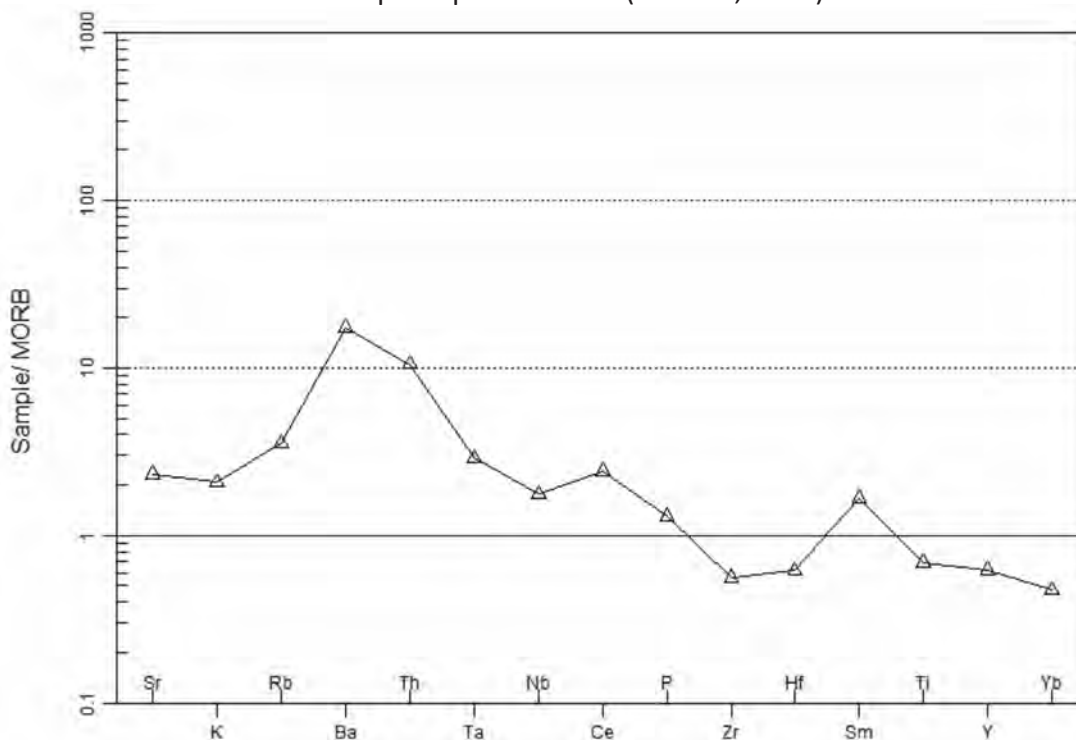


Figura 3.17 – Spidergram de elementos traço normalizado pelo MORB Pearce (1983).

Spider plot – Primitive Mantle (SUN;McDONOUGH, 1989)

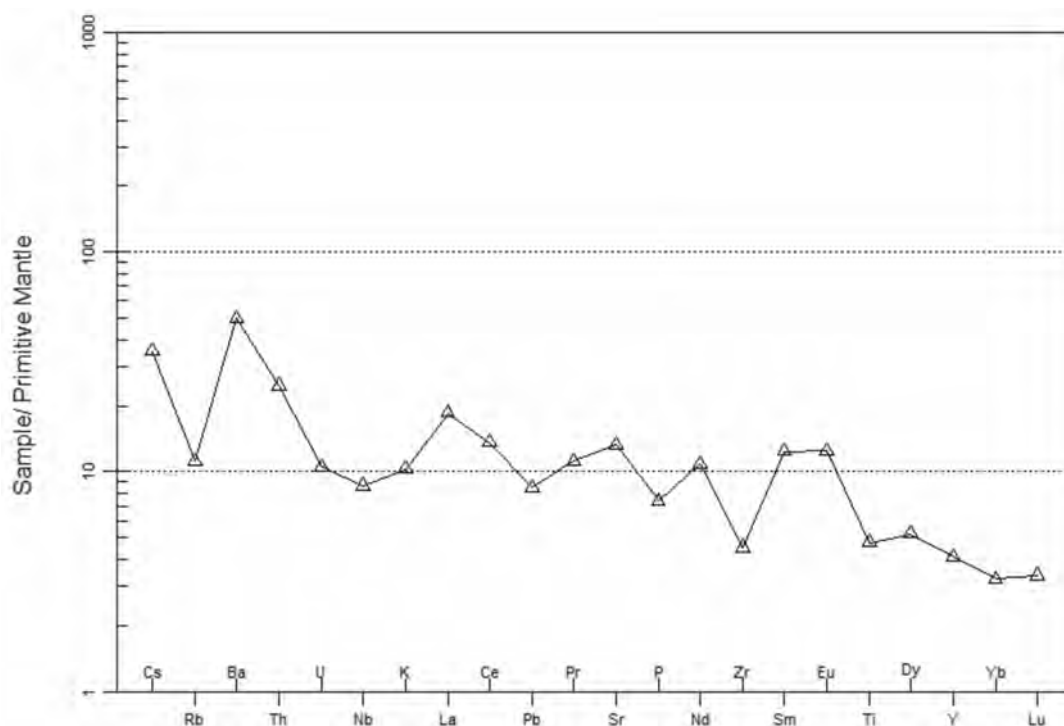


Figura 3.18 – Spidergram normalizado ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

O número reduzido de amostras isotrópicas destes termos composicionais menos diferenciados impossibilita uma discussão mais efetiva, interpretando-a como vestígios de basalto de fundo oceânico, tipo T-MORB de associação toleítica, considerando-as semelhantes as rochas geradas em fundo oceânico.

3.1.4 Unidade Sedimentar Química (NP2nxsq)

A Unidade Sedimentar Química é constituída predominantemente por lentes de formações ferríferas bandadas (BIFs), as quais exibem contatos normais com as rochas metaignimbríticas e contato tectônico com as rochas metavulcânicas básicas. Possuem níveis milimétricos a centimétricos de hematita e/ou magnetita, de cor cinza escuro, preto e avermelhado quando oxidados e níveis de quartzo microcristalino (jaspe), assim como níveis onde há a preponderância dos óxidos de ferro, compondo os hematititos, além de lentes de *metacherts* (Fotos 3.24 e 3.25A, 3.25B e 3.25C). Essas formações ocorrem prioritariamente na porção central da Folha Nova Xavantina, a norte e a sul do rio das Mortes, compondo cristas e morrotes alinhados com direção nordeste, mas também encontram-se intercalados aos filitos carbonosos e ignimbritos, porém de forma mais descontínua e estreita, não cartografável na escala do projeto. Normalmente o acamamento (S0) apresenta mergulhos altos ou verticalizados, principalmente nos flancos dos dobramentos.

Quando as formações ferríferas formam os morrotes mais arredondados, as camadas encontram-se horizontalizadas, por vezes onduladas, notam-se também impregnações nas fraturas de material preto manganêsífero.

Veios de quartzo cortam os bandamentos férricos com ângulos variados, preenchendo as fraturas extensionais, que em várias ocasiões compõem o padrão de fraturamento par conjugado em "X", característico das fraturas escalonadas *tension gashes*, localmente feições texturais do tipo *stockwork*. Associadas às formações ferríferas e como afloramentos descontínuos, crostas lateríticas por vezes sulfetadas (*gossans*). O material lateritizado exhibe coloração marrom-avermelhada, aspecto maciço ou poroso e densidade média a elevada as quais apresentam moderadas a altas anomalias magnéticas. Algumas destas crostas lateríticas costumam estar capeadas por blocos e nódulos botrioidais de óxidos de manganês, assim como impregnações de manganês nos bandamentos férricos.

As formações ferríferas mapeadas se enquadram na classificação do tipo *Rapitan*, proposto por alguns autores para designar as formações ferríferas Neoproterozoicas (entre 0,8 a 0,6 Ba), de tamanho e importância econômica consideravelmente menor que as correspondentes do tipo Superior.

O aspecto geomorfológico característico, representado pelas cristas dos morros, com orientação NE, deve-se conspicuamente à competência das camadas de *metacherts*, sugestivos para a



Foto 3.24 – Pequena elevação onde afloram às formações ferríferas bandadas. Observa-se solo avermelhado e vegetação exuberante e preservada (Ponto MO-45 / Coord. UTM 361890, 8385122).



Foto 3.25 – A: Detalhe da formação ferrífera bandada, a qual exibe alternância de níveis quartzosos, notar impregnações de manganês em cor preta (Ponto MO-45 / Coord. UTM 361890, 8385122); B: Bloco de BIF com veios extensionais de quartzo, gerados em regime rúptil, cortando o bandamento (Ponto MO-01 / Coord. UTM 343528, 8379188); C: Bloco de metachert de cor amarela-esbranquiçada, notar estrutura stockwork próximo ao martelo (Ponto MO-99 / Coord. UTM 348642, 8386983).

representação do acamamento original, com aspectos brechoides por estarem posicionados em zonas de falhas predominantemente transpressivas. Diversos blocos possuem textura *stockwork*, formado por uma massa de rocha densa e irregularmente fraturada, em diversas direções, por pequenas fraturas descontínuas ao longo das quais se alojou a silicificação.

Subordinadamente ocorrem os filitos carbonosos, encaixante, em grande parte, dos veios de quartzo mineralizados. Posicionam-se encaixados

nas rochas metaignimbríticas e têm espessuras que variam de centímetros a até 1-2 metros. Apresentam-se com uma foliação penetrativa, possuem coloração preta a cinza e são melhores observados em subsuperfície, (frente de lavra da Mineração Caraíba).

Os veios de quartzo leitosos estão associados a produtos de alteração hidrotermal, responsáveis pela reconcentração do ouro e minerais metálicos associados, atribuídos a estes as mineralizações primárias, contendo sulfetos, principalmente

pirita, arsenopirita, calcopirita, galena e esfalerita. Os principais veios mineralizados apresentam-se concordantes com a foliação mais proeminente, posicionando-se na direção N600-800E, com mergulhos variáveis para NW. Ocorrem ainda veios encaixados em fraturas com direções NW-SE, N-S e NE-SW, geralmente subverticalizados. As espessuras são variáveis, desde alguns centímetros a mais de um metro, com predomínio dos veios centimétricos. (Fotos 3.26A e 3.26B).

Em lâmina delgada nota-se nesses BIFS níveis escuros alternados com claros, menores que 3mm de espessura compostos por quartzo, bem compactados, equigranulares, com contatos côncavo-convexos, textura granoblástica poligonal indicando metamorfismo. Os níveis escuros são de hematita. Esses níveis são cortados por fraturas, as quais estão preenchidas por goethita e também por vênulas de quartzo (Fotos 3.27A, 3.27B e 3.27C).

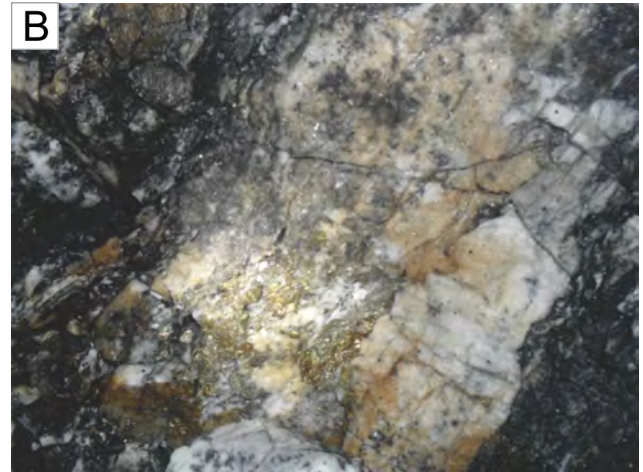


Foto 3.26 – A: Veios de quartzo concordantes à foliação (sistema filoniano), hospedados nas rochas ignimbríticas. Mina subterrânea da Mineração Caraíba; B: Veio de quartzo mineralizado em Au, contendo arsenopirita e pirita. Encontra-se encaixado no filito carbonoso. Mina subterrânea da Mineração Caraíba.

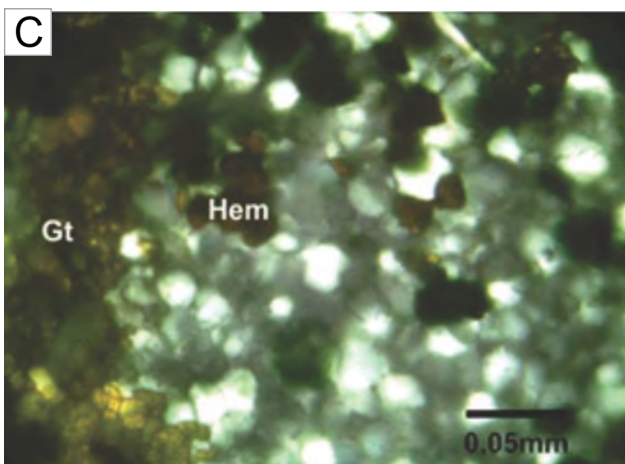
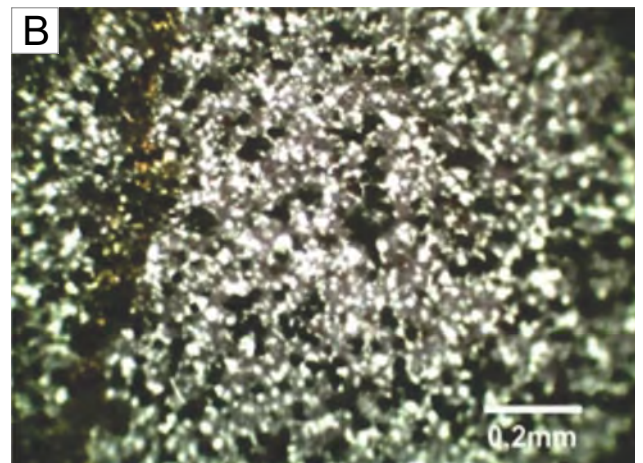
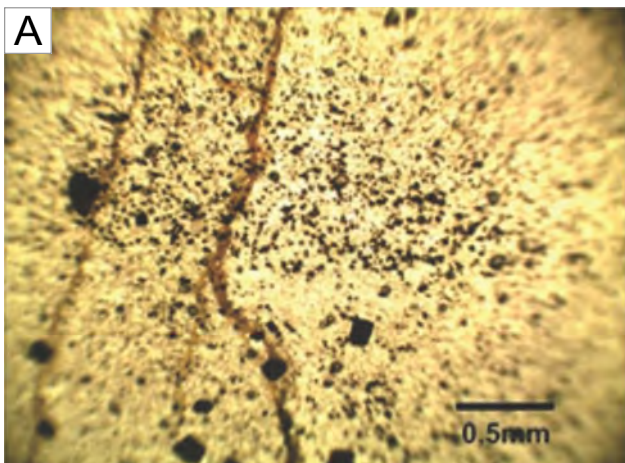


Foto 3.27 – A: (PPL) Fraturas preenchidas por hidróxidos de ferro (Lâmina MO-46 / Coord. UTM 362050, 8385103); B: Textura granoblástica nos agregados de quartzo (Lâmina MO-46 / Coord. UTM 362050, 8385103); C: (PPL) Grãos de goetita (Gt) e hematita (Hem) (Lâmina MO-46 / Coord. UTM 362050, 8385103).

As análises químicas em amostras de formações ferríferas indicaram teores maiores que 75 % de Fe_2O_3 .

3.1.5 - Unidade Sedimentar Clástica (NP2nxc)

Os afloramentos são em corte e leitos de estrada, em encostas de serras e em beiras de drenagens (Foto 3.28A). Essa unidade é constituída por quartzarenitos, subarcóseos a arcóseos, sublitanenitos e litarenitos (Fotos 3.28B e 3.28C). Em muitas regiões essas litologias estão metamorizadas e/ou deformadas. Ocorrem também metassiltitos, filitos e xistos intercalados subordinadamente.

As rochas desta unidade afloram na parte leste da Folha Placa Nativa tendo sua continuidade na região oeste e nordeste da Folha Nova Xavantina. Ocorrem intercaladas com a maioria das outras rochas do Grupo, apresentando contatos concordantes ou transicionais e contatos tectônicos por falhas de cisalhamento compressional ou transpressional. Afloram na forma de cristas e

morrotes, geralmente em anticlinais e sinclinais apertadas e muitas vezes com flancos verticalizados.

Os quartzarenitos têm textura granular, coloração cinza, creme e porções arroxeadas, granulometria areia grossa a muito grossa, podendo haver grânulos. As rochas são porosas, moderadamente selecionadas e exibem muitos alvéolos devido à lixiviação de minerais. Os grãos são subangulosos a subarredondados (Fotos 3.29A e 3.29B). O quartzo constitui o mineral predominante (80-96%), havendo ainda micas (1-3%), litoclastos (1%), opacos (<1%), turmalina (<1%), zircão (<1%). Microscopicamente é possível identificar superfícies irregulares de dissolução sob pressão, parcialmente preenchidas por hidróxidos de ferro, envolvendo os grãos. O quartzo é na maioria monocristalino com poucos policristalinos, sendo identificado, algumas vezes, desenvolvimento de subgrão. A rocha é bem compactada, com os contatos entre os grãos longitudinais e côncavo-convexos. O cimento é de microquartzo e/ou calcedônia e algumas palhetas de micas (clorita e mica branca) ocorrem entre os grãos. Franjas de sílica ou sericita são formadas



Foto 3.28 – A: Afloramento em corte de estrada de metaquartzo arenito dobrado, mostrando os planos de acamadamento (Ponto MO-09 / Coord. UTM 343955, 8387712); B: Bloco de quartzo arenito cinza com veios extensionais escalonados preenchidos por quartzo (Ponto MO-09 / Coord. UTM 343955, 8387712); C: Amostra de mão de metaquartzo arenito cinza escuro (Ponto MO-09 / Coord. UTM 343955, 8387712).

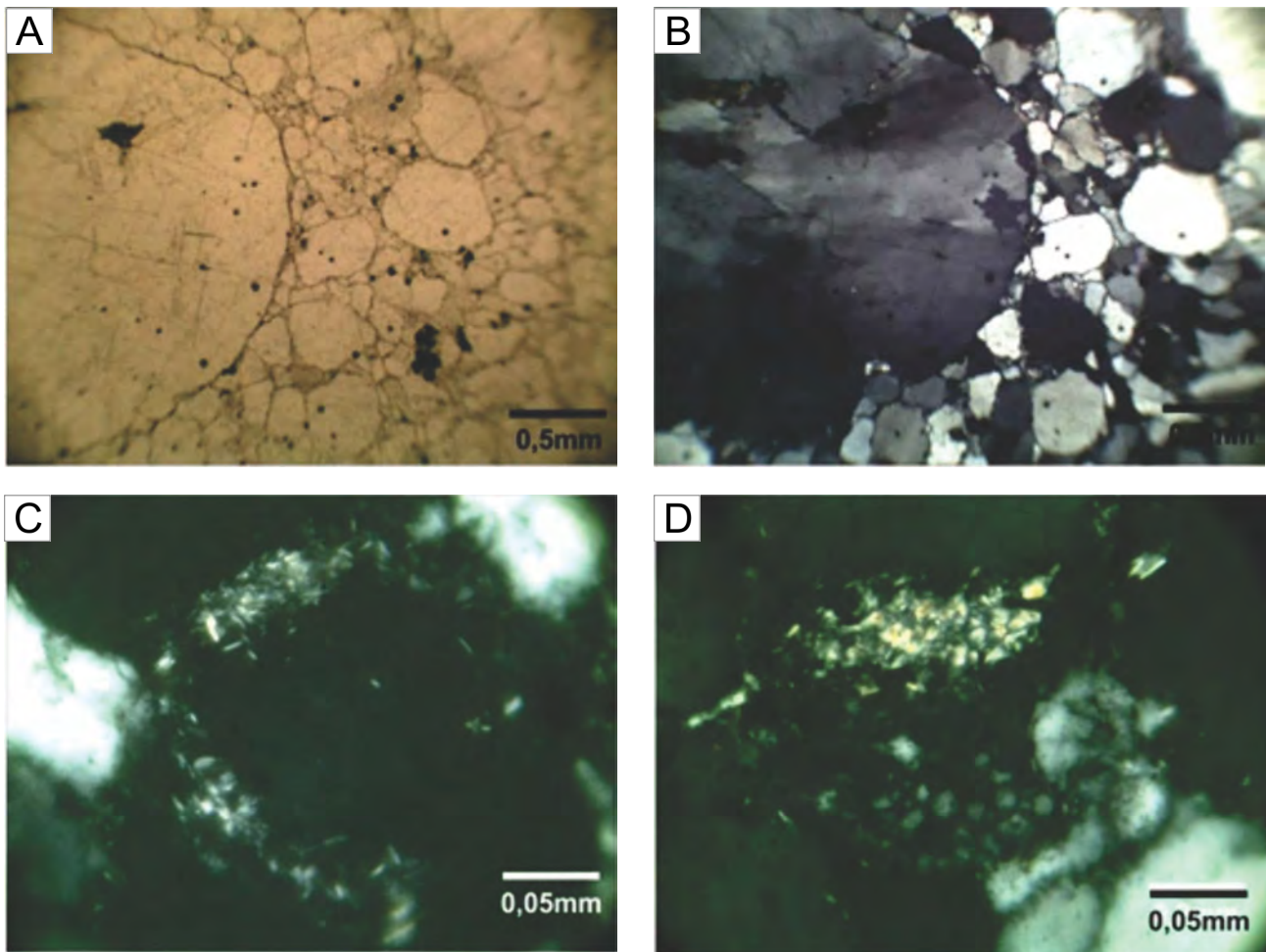


Foto 3.29 – A: (PPL) Grão subarredondado chegando a medir até 3mm, enquanto outros não ultrapassam 0,5mm (Lâmina JO-56B / Coord. UTM 308320, 8344054); B: (PPX) Cristal de quartzo fortemente subgranulado e fraturado (Lâmina JO-56B / Coord. UTM 308320, 8344054); C: Franjas de sericita na borda de grãos (Lâmina JO-56B / Coord. UTM 308320, 8344054); D: Calcedônia e sericita intergranulares (Lâmina JO-56B / Coord. UTM 308320, 8344054).

localizadamente indicando porosidade secundária por dissolução intergranular (fotomicrografias 3.29C e 3.29D). Os litoclastos são de silexito e chert. Os tipos deformados apresentam cataclase localizada formando faixas ou lâminas onde os minerais estão muito fragmentados e com os subgrãos de quartzo orientados.

Os tipos metamorfizados são classificados como quartzitos e metaquartzarenitos, podendo ser cataclásticos a protomiloníticos. Alguns grãos de quartzo estão orientados e com fraturamento interno e lamelas de deformação, formando uma foliação protomilonítica com caudas de pressão (Fotos 3.30A, 3.30B e 3.30C). O material intersticial é constituído de grãos menores de quartzo, originados por processo de *bulging* ou cominuição. Palhetas de micas alinhadas formam incipiente foliação. O zircão está muito fraturado ou fragmentado entre os grãos de quartzo (Foto 3.30D). Pelas feições de recuperação de defeitos cristalinos, juntamente com a orientação e

deformação dos grãos, a rocha foi submetida a altas pressões e temperaturas moderadas, podendo ter atingido metamorfismo na fácies xisto verde superior.

Os sublitarenitos e litarenitos têm coloração cinza a rosado, granulometria areia grossa a muita grossa e matriz areia fina a média. A matriz é de sericita, quartzo e raro feldspato e constitui 10 – 19 % da rocha, podendo ser considerada segundo a classificação de Folk (1954) como uma grauvaça (Foto 3.31A). A composição se dá por quartzo (50-70%), fragmentos líticos (15-25%), feldspatos (2-5%), opacos (7-8%), zircão (<1%). As rochas são muito porosas e exibem muitos vazios móldicos e fraturas. Exibem superfícies de dissolução por pressão parcialmente preenchidas por opacos (Foto 3.31B). Os grãos de quartzo são na maioria monocristalinos, subgranulados e os feldspatos estão argilizados (Fotos 3.31C e 3.31D). Os fragmentos líticos são de chert e de rocha vulcânica com golfos de corrosão. Os tipos metamorfizados

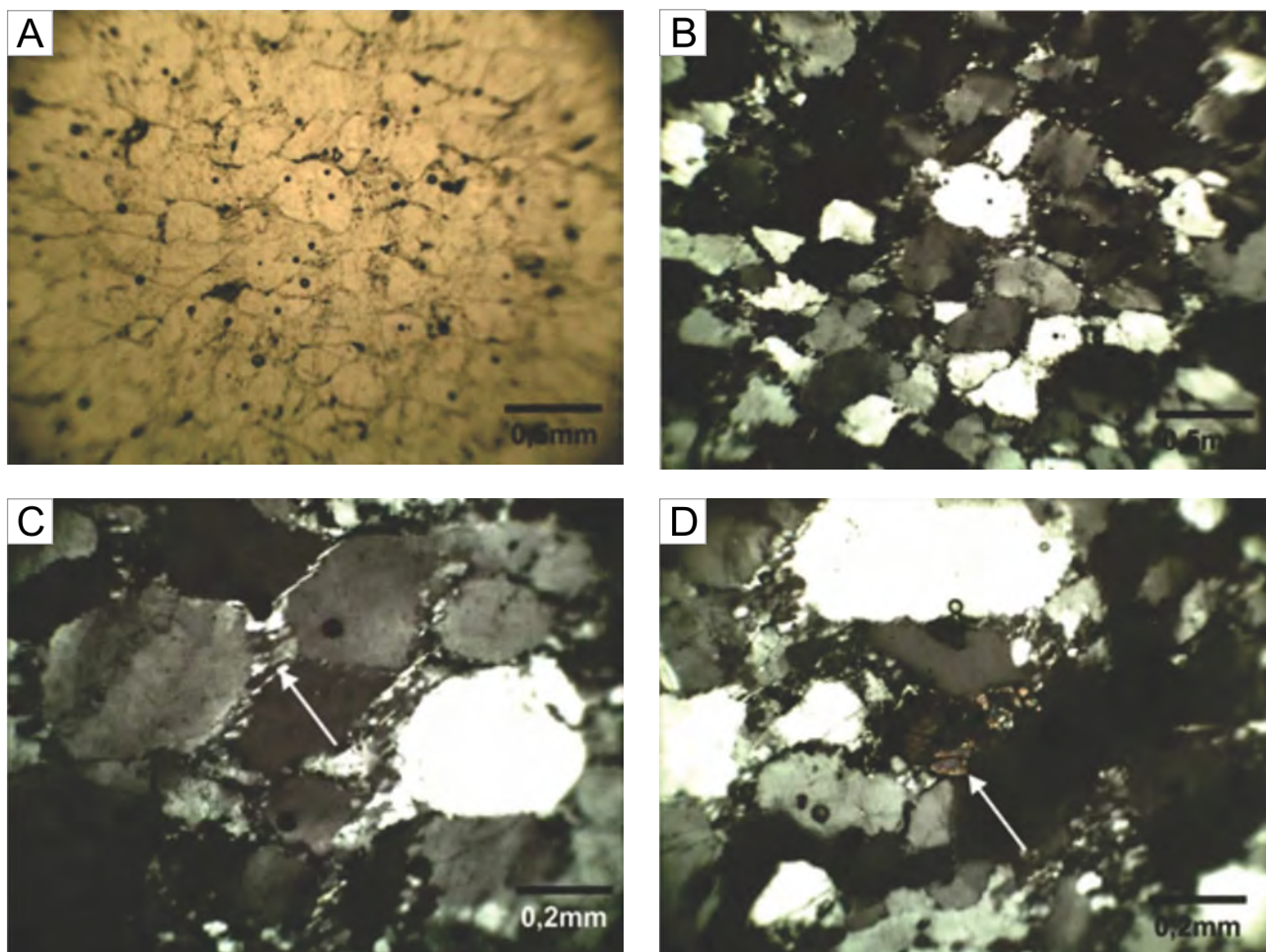


Foto 3.30 – A: (PPL) Opacos em superfícies de dissolução por pressão (Lâmina MO-09 A / Coord. UTM 343956, 8387712); B: Grãos de quartzo deformados na mesma direção das superfícies de dissolução (Lâmina MO-09 A / Coord. UTM 343956, 8387712); C: (PPX) Grãos com cauda de pressão (Lâmina MO-09 A / Coord. UTM 343956, 8387712); D: (PPX) Grão fraturado de zircão (seta) (Lâmina MO-09 A / Coord. UTM 343956, 8387712).

e deformados apresentam textura protomilonítica, os grãos estão fortemente orientados, levemente estirados e alguns com cauda de pressão. Opacos ocorrem junto aos porfiroclastos, como produtos de reação.

Os metassiltitos, filitos e xistos têm colorações que vão de cinza a amarelo claro e granulometria silte a areia fina (Foto 3.32). Apresentam laminações de granulometrias diferentes bem marcadas e distribuição bimodal. A textura é lepidoblástica, lepidogranoblástica e milonítica (Foto 3.33A). Alguns litotipos mantêm estruturas reliquiares como estratificações planoparalelas ou cruzadas planares e os grãos, quando preservados, são subangulosos a angulosos. Essas rochas são compostas por micas e caulinita (10 – 87 %), quartzo (1- 15%), feldspato (3-5%), opaco (1-4), hidróxidos de ferro (4%). Calcedônia também pode estar presente, não ultrapassando 2% da rocha (Foto 3.33B). Ocorrem porfiroclastos de muscovita, feldspatos e de quartzo sendo que também deste último são encontrados também porfiroblastos (Fotos 3.33C,

3.33D e 3.33E). Essas rochas apresentam fraturas preenchidas por hidróxidos de ferro, crenulação e foliação milonítica.

Em análise DRX, o quartzo e a muscovita corroboram a origem sedimentar das rochas metapelíticas em questão (Figuras 3.19, 3.20 e 3.21).

Os resultados da Difractometria de Raios-X indicam que as rochas não apresentam contribuição vulcânica direta. Apesar de haver interdigitação entre os litotipos vulcânicos e os sedimentares, os resultados tanto de DRX como análise petrográfica indicam que a deposição da Unidade Sedimentar Clástica se deu em vários momentos distintos devido à diferença de contribuição dos sedimentos. Os litotipos quartzo-feldspáticos pobres em litoclastos indicam que foram depositados em sistemas flúvio-aluvionares no início do soerguimento tectônico e estágio *gráben*, em ambiente tectônico *rift*. O restante das litologias foi depositado em ambientes fluviais, deltaicos e lacustrinos, quando cessou ou diminuiu a atividade vulcânica piroclástica.

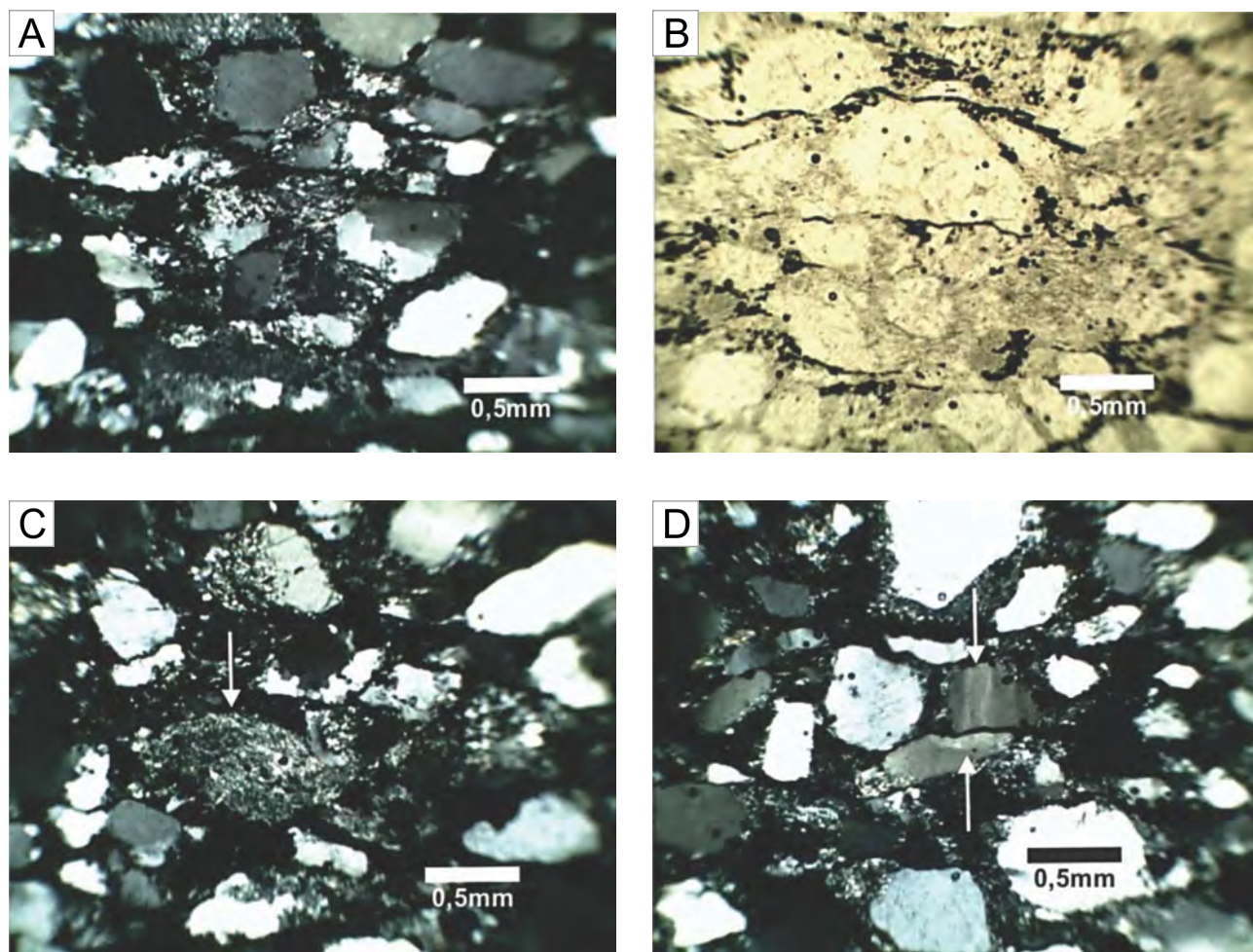


Foto 3.31 – A: (PPX) Grãos deformados de quartzo em uma matriz sericítica (Lâmina DS-35B / Coord. UTM 331834, 8384870); B: (PPL) Superfícies de dissolução por pressão preenchidas por opacos (Lâmina DS-35B / Coord. UTM 331834, 8384870); C: (PPX) Porfiroclastos de fragmentos líticos, quartzo e feldspatos argilizados (Lâmina DS-35B / Coord. UTM 331834, 8384870); D: (PPX) Porfiroclastos com desenvolvimento de subgrão com direções variadas. (Lâmina DS-35B / Coord. UTM 331834, 8384870).



Foto 3.32 – Metassiltitos foliados cinza-avermelhados intercalados com filitos carbonosos com médio a alto grau de alteração (Ponto MO-165 / Coord. UTM 344681, 8383030).

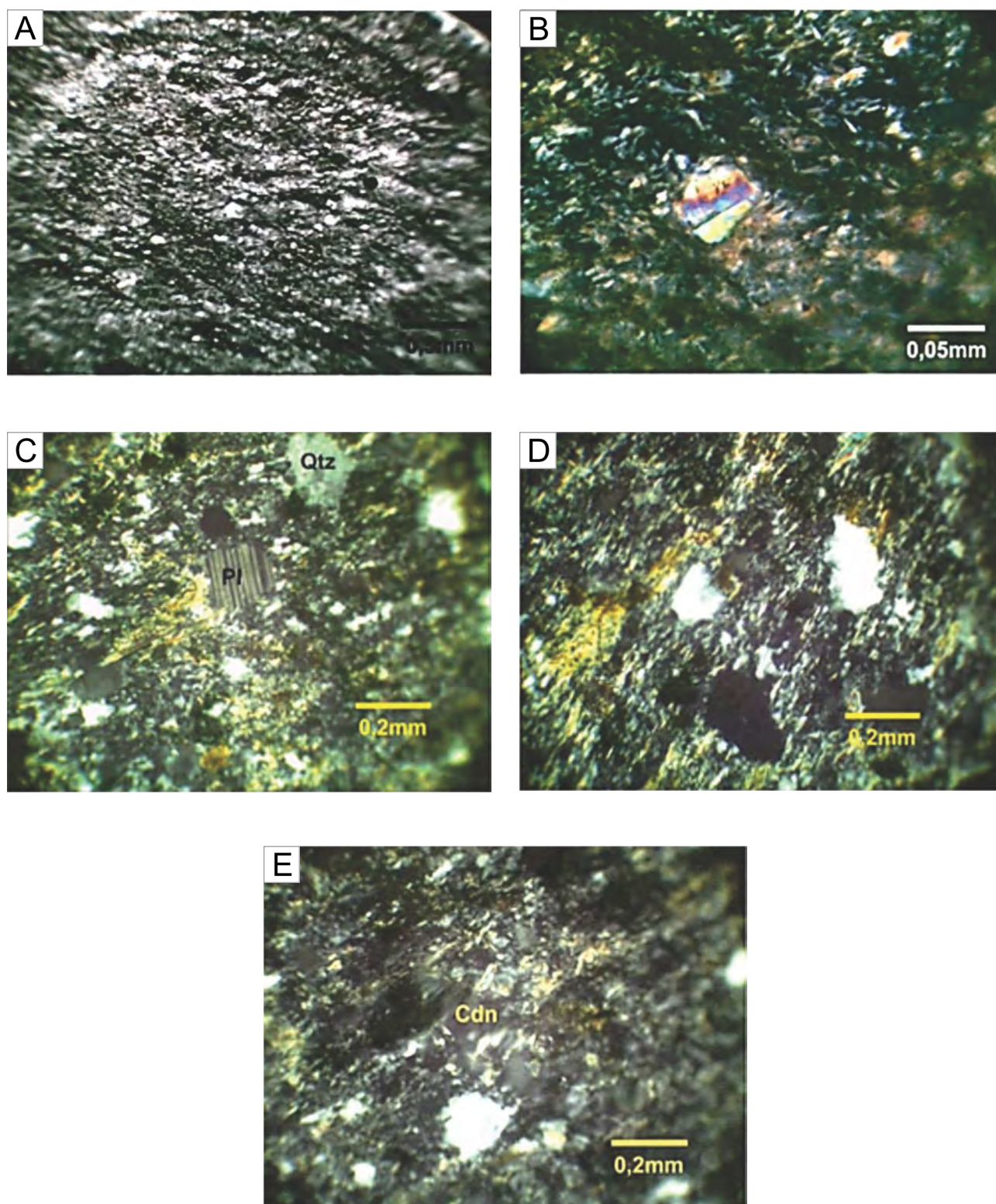


Foto 3.33 – A: Foliação milonítica em sericita xisto (Lâmina DS-31B / Coord. UTM 331347, 8390077);
B: Porfiroclastos de muscovita e agregados de sericita (Lâmina DS-31B / Coord. UTM 331347, 8390077);
C: (PPX) Porfiroclastos de plagioclásio e porfiroblastos de quartzo (Lâmina MO-128A / Coord. UTM 343158, 8387754);
D: Grãos de quartzo junto às micas anteriores aos porfiroblastos de quartzo (Lâmina MO-128A / Coord. UTM 343158, 8387754); E: (PPX) Geração tardia de calcedônia truncando a foliação (Lâmina MO-128A / Coord. UTM 343158, 8387754).

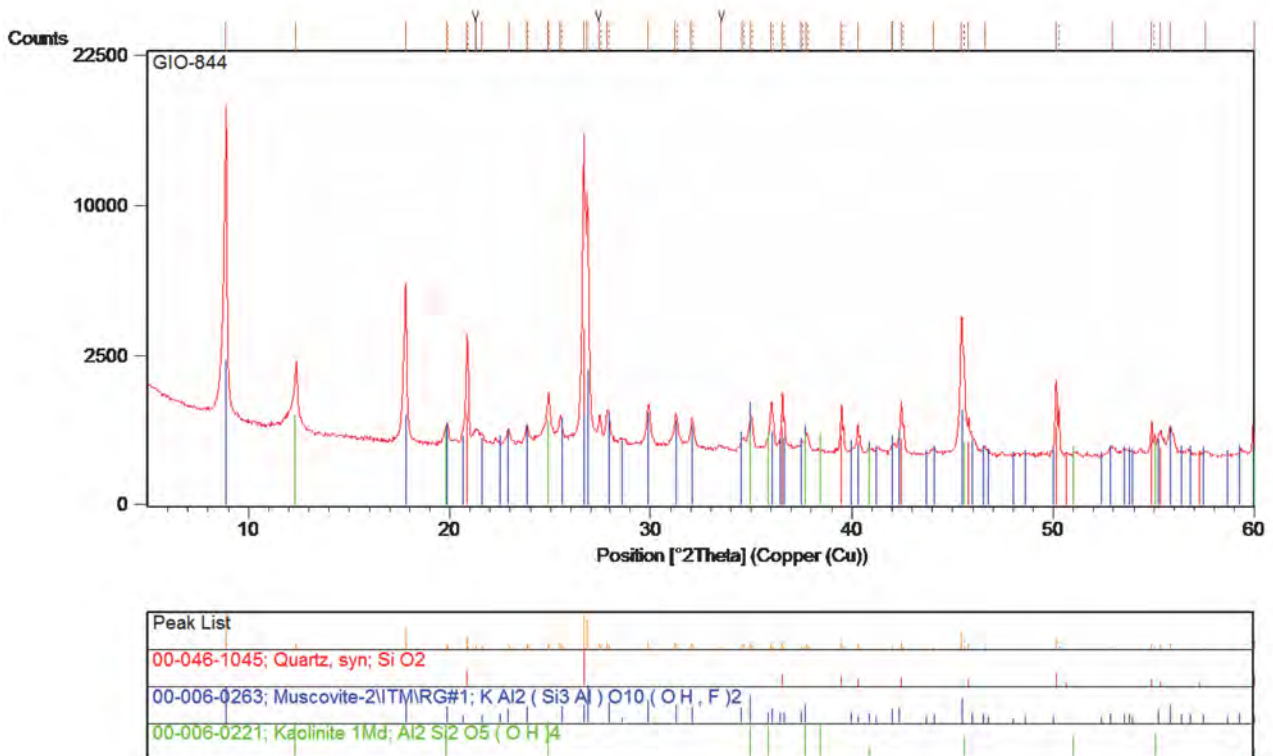


Figura 3.19 – Quartzo (vermelho) e muscovita (azul) são os minerais dominantes, seguidos de caulinita (verde). Possível presença de feldspatos, goethita (Gt) e hematita (Hem) (Amostra DS-31B / Coord. UTM 331347, 8390077).

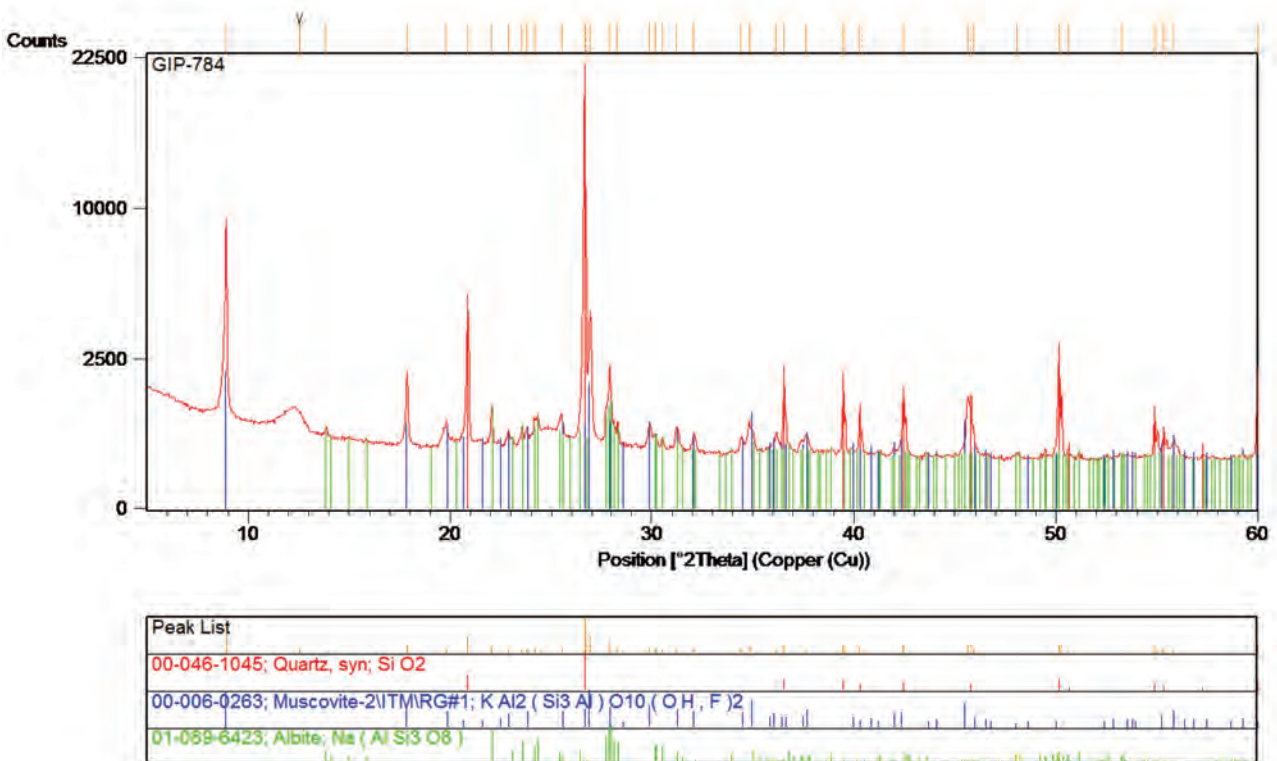


Figura 3.20 – Quartzo (vermelho) e muscovita (azul) dominantes, seguido de albita (verde). Caulinita (Kln) de baixa cristalinidade (pico largo) (Amostra MO-128 / Coord. UTM 343158, 8387754).

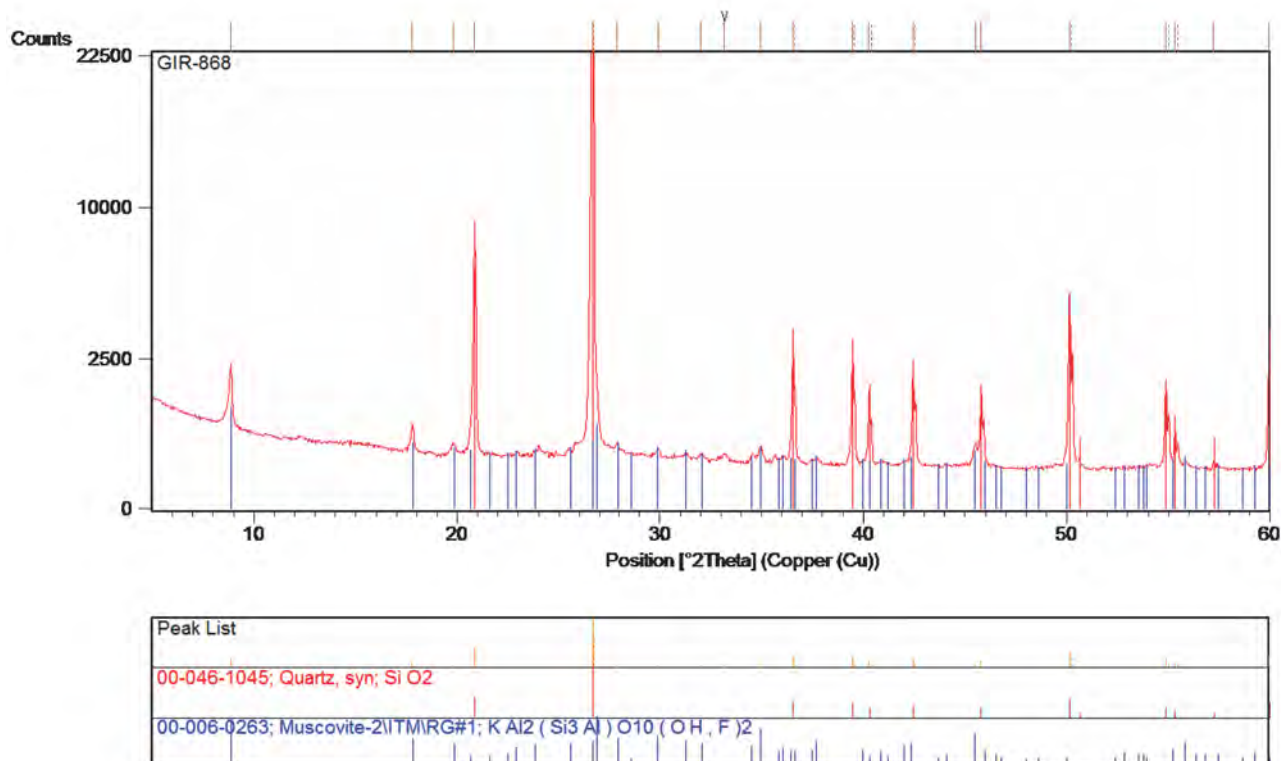


Figura 3.21 – Quartzo (vermelho) dominante, mica (azul) em menor quantidade (Amostra JO-69 / Coord. UTM 328384, 8361624).

3.1.6 - Unidade Carbonática (NP2nxc)

As principais áreas de ocorrência desta unidade situam-se a noroeste de Nova Xavantina, onde ocorre capeando a Unidade Sedimentar Clástica ou em contato tectônico com a Unidade Piroclástica e Efusiva. A sudoeste de Nova Xavantina, a unidade ocorre sob a forma de faixa alongada associada com rochas piroclásticas e sedimentares. Os contatos com essas unidades são concordantes ou transicionais e contatos tectônicos por falhas de cisalhamento compressional ou transpressional. Afloram também no extremo norte da área, onde os calcários estão sendo explorados para uso agrícola (Mineração Shalom) (Fotos 3.34A e 3.34B). Ocorrem também a oeste de Nova Xavantina, a sul do Rio das Mortes. Os melhores afloramentos são encontrados na Mina Shalom em bancadas e paredões, sendo também observados em cortes de estrada, leitos de drenagem e encostas de morros.

A Unidade é composta por uma sequência de calcissiltitos, calcarenitos, dolomitos e paraconglomerados de matriz carbonática que se sucedem em contato de maneira transicional. Em alguns locais estão metamorfizados e/ou deformados.

Os calcissiltitos e calcarenitos são rochas cinza-claro a cinza, maciças ou laminadas e de

textura cristalina a granular clástica. São constituídos por calcita (68-95%), quartzo (3-20%), muscovita (1-10%), feldspatos (1,5%), intraclastos (<1%) e opacos (<1%). Os calcissiltitos apresentam recristalização para pseudoesparito, os grãos de quartzo são autigênicos e menores que 0,1mm, há alguns vazios intercrystalinos e palhetas de muscovita branca dispersas (Fotos 3.35A e 3.35B).

Os calcarenitos têm grãos angulosos a subangulosos de quartzo, grãos angulosos de carbonatos e raros de opacos, em uma matriz pseudoesparítica (Foto 3.36A). O quartzo apresenta desenvolvimento de subgrão (Foto 3.36B). Os grãos de plagioclásio geralmente estão parcialmente ilitizados (Foto 3.36C). A matriz geralmente foi recristalizada com zonas de dimensões variadas de cristais mostrando a irregularidade no processo de recristalização. Vazios móldicos são comuns. Ocorrem também micas brancas dispersas, feldspatos e calcitas magnesianas (Foto 3.36D). Observam-se em alguns tipos de intraclastos como grãos de microesparito, calcilito, fragmentos e agregados de oólitos, assim como fantasmas destes (Foto 3.36E).

Intercalações milimétricas de calcarenitos, calcissiltitos e até calcilitos também são frequentes. Lâminas de grãos mais finos se intercalam com lâminas de grãos mais grossos, proporcionando uma diferenciação de cores,

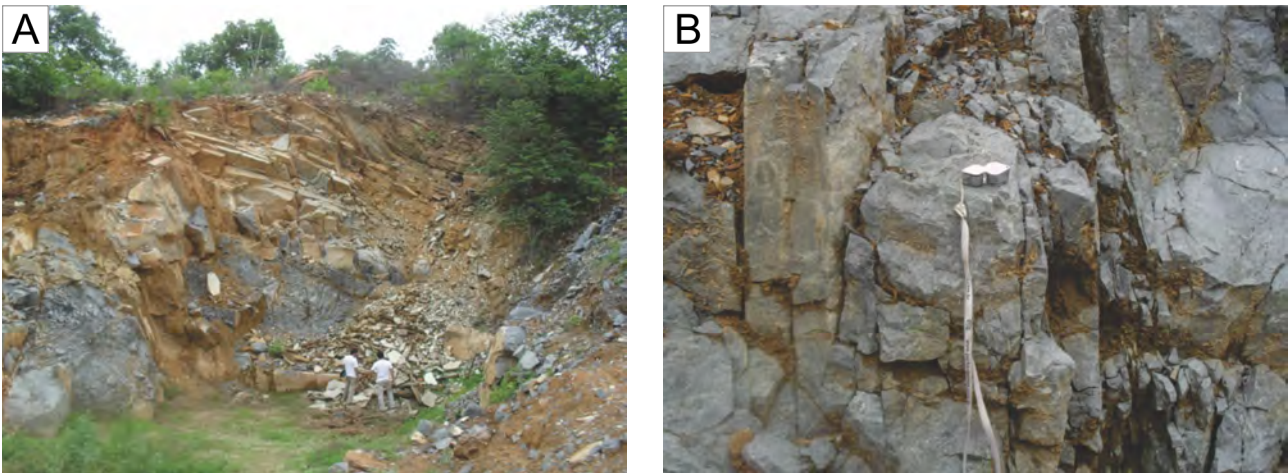


Foto 3.34 – A: Bancada de exploração de calcarenito da Mineração Shalon. Observam-se os calcarenitos de cor cinza, capeados por calcissiltitos de cor bege-avermelhada (Ponto MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889); B: Calcarenito cinza-escuro fraturado. Mineração Shalon. (Ponto MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889).

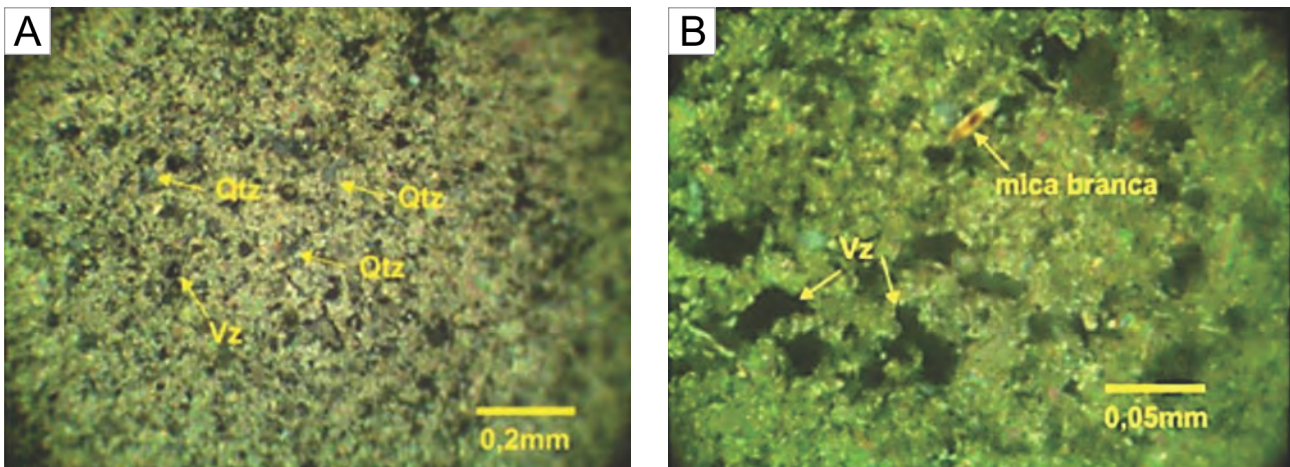


Foto 3.35 – A: Quartzo autigênico e vazios entre cristais (Amostra MO-131 A / Coord. UTM 347394, 8369747); B: Rocha totalmente recrystalizada (Amostra MO-131 A / Coord. UTM 347394, 8369747).

que se observa macroscopicamente. As porções mais finas são formadas por micrita, podendo desenvolver foliação conspícua, a qual não se desenvolve nas de granulometria grossa, compostas por grãos de sílex, quartzo e feldspato (Fotos 3.37A, 3.37B e 3.37C). Os grãos de quartzo muitas vezes exibem formas irregulares corroídos por fluidos hidrotermais (Foto 3.37D).

Os dolomitos têm coloração cinza-clara e geralmente são laminados, com alternância de níveis mais puros e impuros (Foto 3.38A). São compostos por dolomita (83%), quartzo (6%), feldspatos (1%), opacos (4,6%), muscovita (<1%) (Foto 3.38B). As lâminas tem forma lenticular, sendo que as de granulometria fina são de coloração escura exibindo mais grãos de opacos. As lâminas de grãos grossos são mais claras, pois contém quartzo e feldspatos angulosos, assim

como pseudomorfos fibrosos de aragonita (Fotos 3.38C e 3.38D). São comuns as superfícies de dissolução por pressão preenchidas por resíduos.

Os paraconglomerados são cinza esverdeados, matriz com textura granular clástica, cristalina e granulometria fina até grânulos e clastos com tamanho de seixos até matações, formados por calcários e quartzo. Essas rochas são caracterizadas por grãos arredondados, angulosos e sigmoidais, muitas vezes mostrando os parâmetros de rotação (vorticidade) regional, totalmente envolvidos por calcário cristalino. Observa-se uma diferenciação de camadas dada pela maior ou menor concentração de grãos em cimento carbonático. Quando estão deformados apresentam forte foliação e os seixos encontram-se alongados chegando a formar cauda de pressão (Fotos 3.39A e 3.39B).

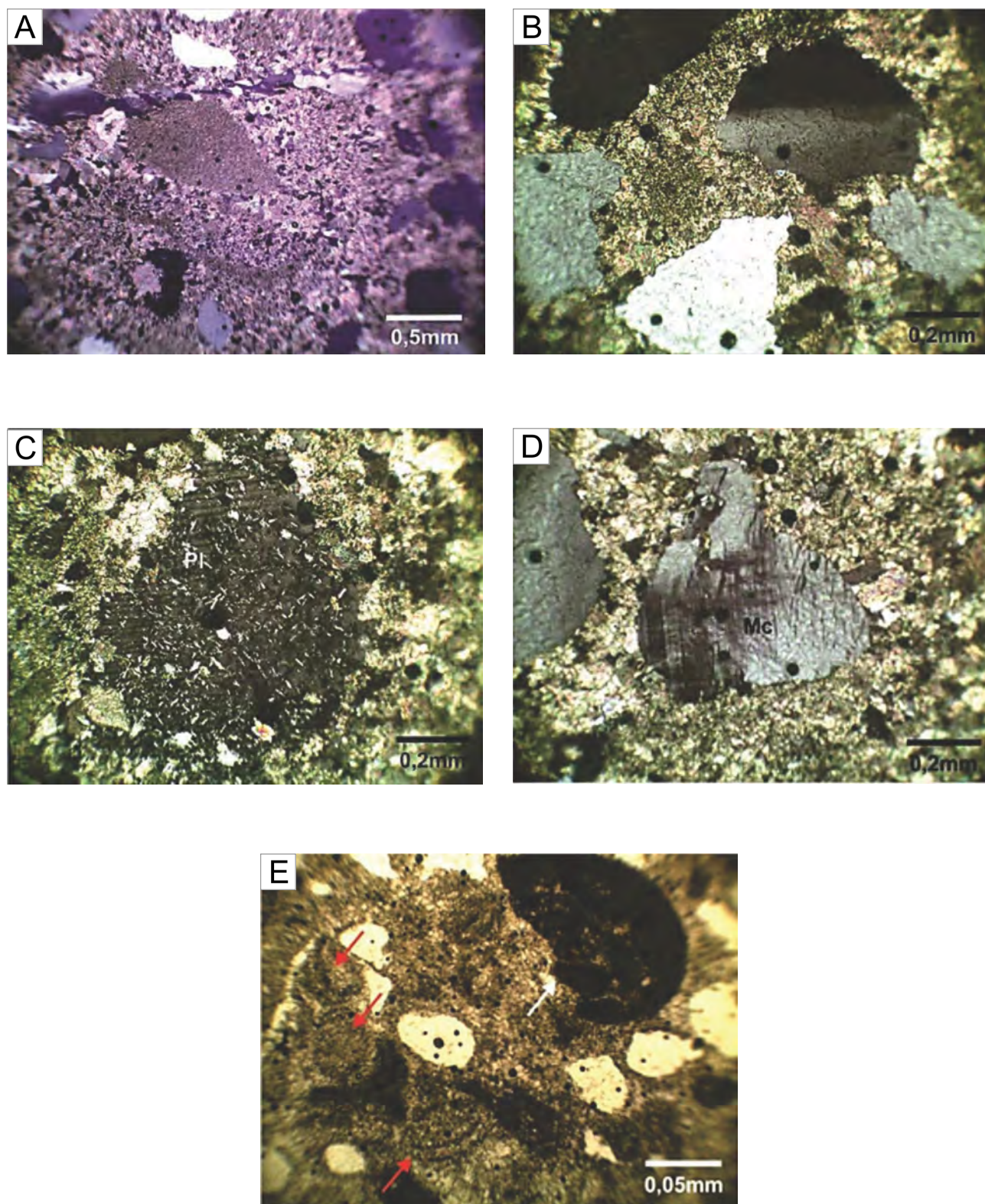


Foto 3.36 – A: Fratura, com deslocamento, preenchida por cristais de quartzo. Rocha colorida por alizarina red S, mostrando o predomínio de calcita (Amostra MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889); B: Subgranulação no quartzo (Amostra MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889); C: Grãos de Plagiocásio com lamelas de ilita (Amostra MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889); D: Grãos de microclínio (Amostra MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889); E: Fragmentos de oólitos e fantasmas de oólitos (setas) (Amostra MO-33 / Coord. UTM 340931, 8394889).

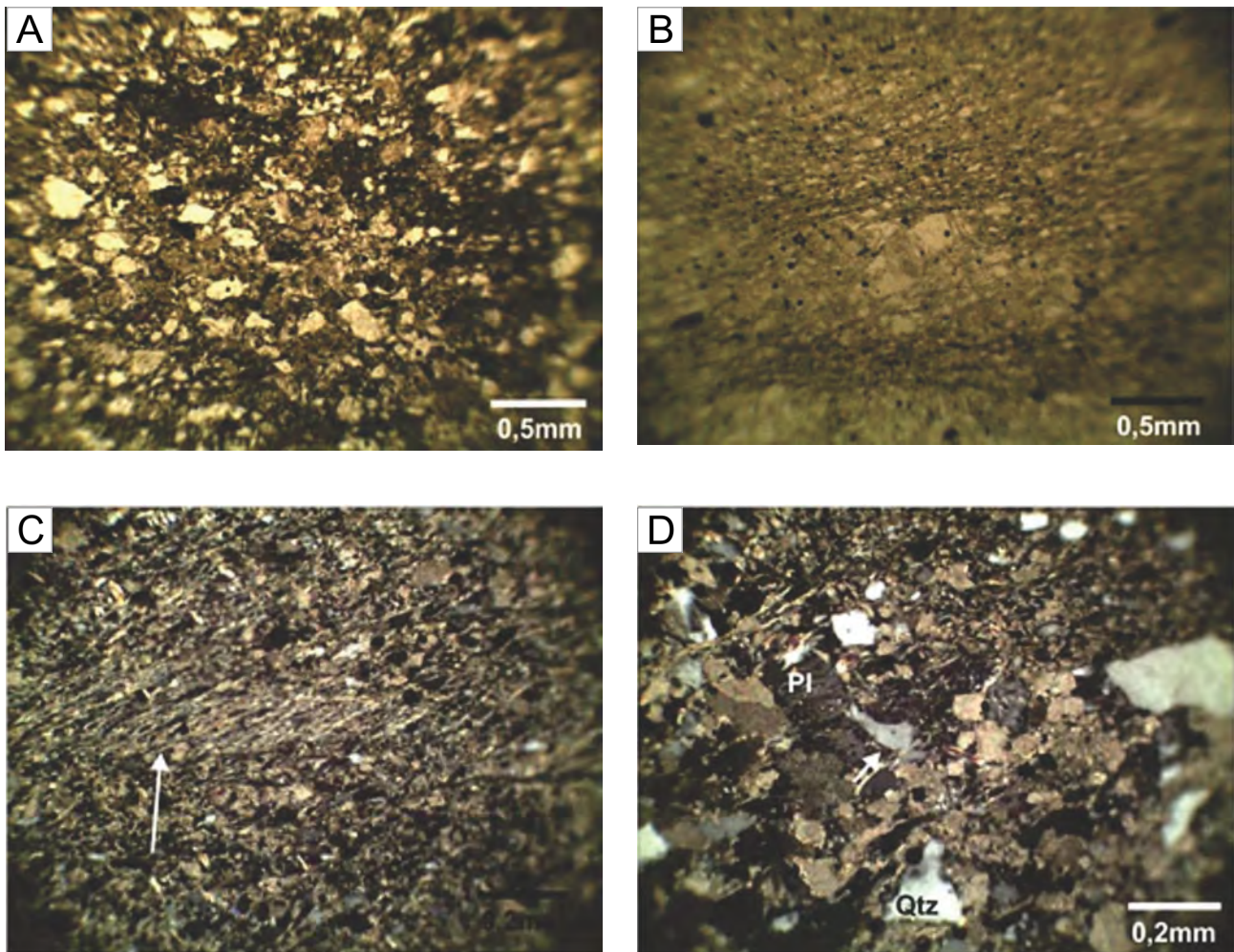


Foto 3.37 – A: Grãos quartzo e feldspato em matriz carbonática (Amostra MO-35 A / Coord. UTM 339583, 8394094); B: Foliação evidenciada nas camadas de granulometria mais fina (Amostra MO-35 A / Coord. UTM 339583, 8394094); C: Porção fina de calcisillito (Amostra MO-35 A / Coord. UTM 339583, 8394094); D: Grãos de feldspato e grãos de quartzo vulcânicos corroídos em lâminas calcareníticas (Amostra MO-35 A / Coord. UTM 339583, 8394094).

Em lâmina delgada os paraconglomerados são compostos por matriz carbonática (22-61%), quartzo (28-35%), fragmentos líticos (10%), feldspatos (3-5%), muscovita (2-5%), opacos (1-2%), zircão (<1%). Os grãos de quartzo são monocristalinos e policristalinos, muitas vezes com desenvolvimento de subgrão e crescimento secundário (Foto 3.40A). Os feldspatos encontram-se parcialmente substituídos por calcita, às vezes com maclas polissintéticas (Fotos 3.40B e 3.40C). Em algumas amostras a matriz está parcialmente substituída por cimento carbonático. Os litoclastos são de natureza múltipla de fonte cataclástica, vulcânica e de sedimentos clásticos. São comuns fraturas preenchidas por calcita e veios de quartzo com crescimento de grãos sintaxiais (Fotos 3.40D e 3.40E).

Em alguns paraconglomerados há níveis diferenciados por granulometria e composição de grãos. Intercalam-se lâminas de granulometria areia grossa, textura granular clástica com quartzo, feldspato e fragmentos de rocha e lâminas compostas

apenas por carbonato e alguns opacos (Fotos 3.41A e 3.41B). Nessas rochas os grãos são angulosos a arredondados e moderadamente a mal selecionados. Os litoclastos são de silexito ou *chert*. A matriz fina entre os grãos é micrítica (Fotos 3.41C e 3.41D). Alguns grãos de calcita já foram neomorfizados para pseudoesparito. Grãos de monazita são raros (Foto 3.41E).

Os tipos metamorfizados e/ou deformados apresentam textura protomilonítica, fraturas preenchidas por calcita e veios de quartzo. A matriz, formada por quartzo e carbonato, mostra-se deformada e recristalizada (Fotos 3.42A e 3.42B). Notam-se feldspatos ainda preservados e raros grãos de zircão (Fotos 3.42C e 3.42D). Fraturas de dissolução por pressão são preenchidas por material opaco e amorfo e há o desenvolvimento de micas e carbonatos paralelamente a elas (Foto 3.42E). Pseudomorfo de carbonato e opaco desenvolvem-se a partir da titanita, esta proveniente do metamorfismo em zona de alta pressão. Os grãos de quartzo geralmente

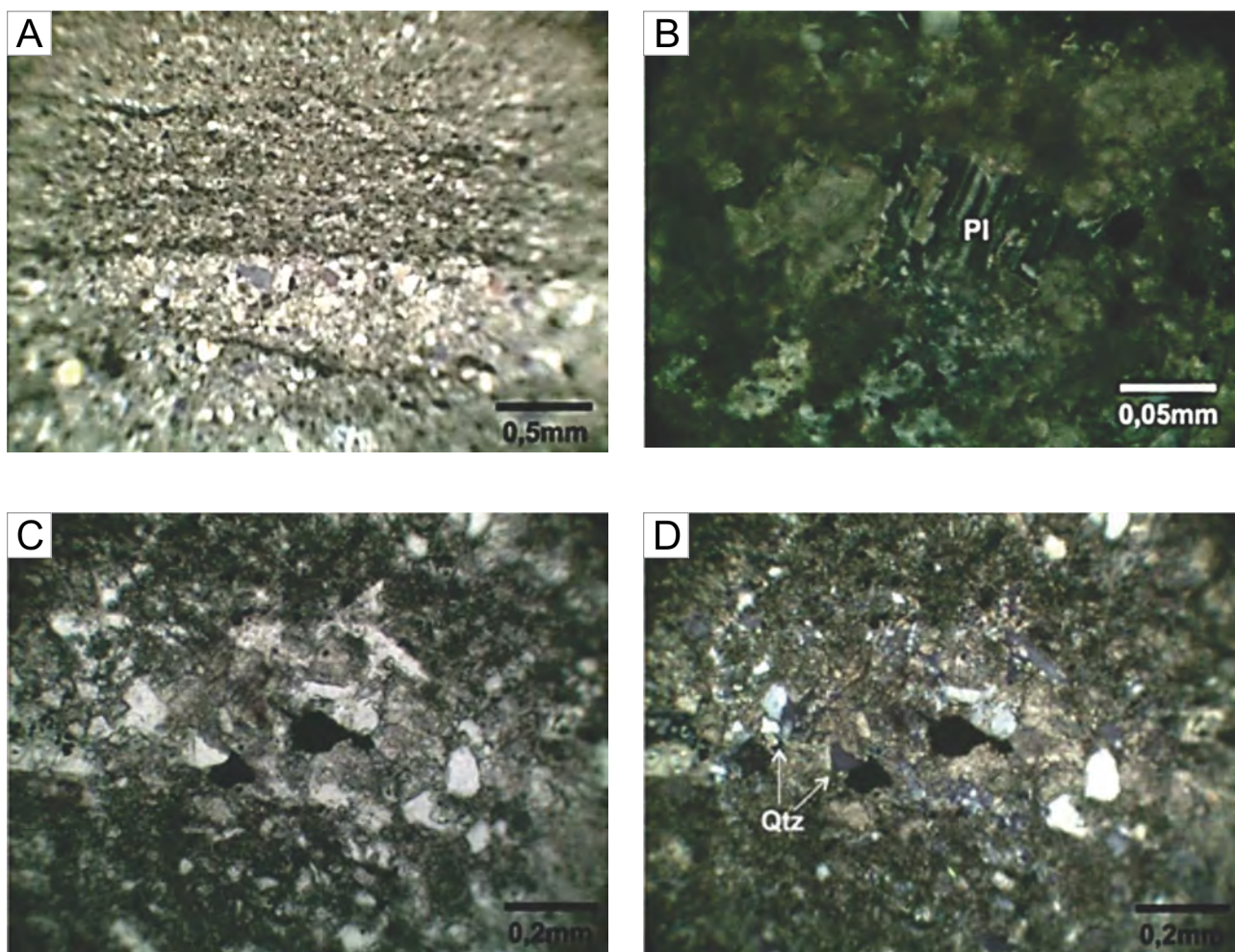


Foto 3.38 – A: Intercalações de lâminas essencialmente carbonáticas e lâminas quartzosas (Amostra DS-35A / Coord. UTM 331834, 8384870); B: Grãos anédricos de plagioclásio (Amostra DS-35A / Coord. UTM 331834, 8384870); C: (PPL) Grãos incolores alongados e orientados, aglomerados de opacos (Amostra DS-35A / Coord. UTM 331834, 8384870); D: (PPX) Grãos angulosos de quartzo (Amostra DS-35A / Coord. UTM 331834, 8384870).

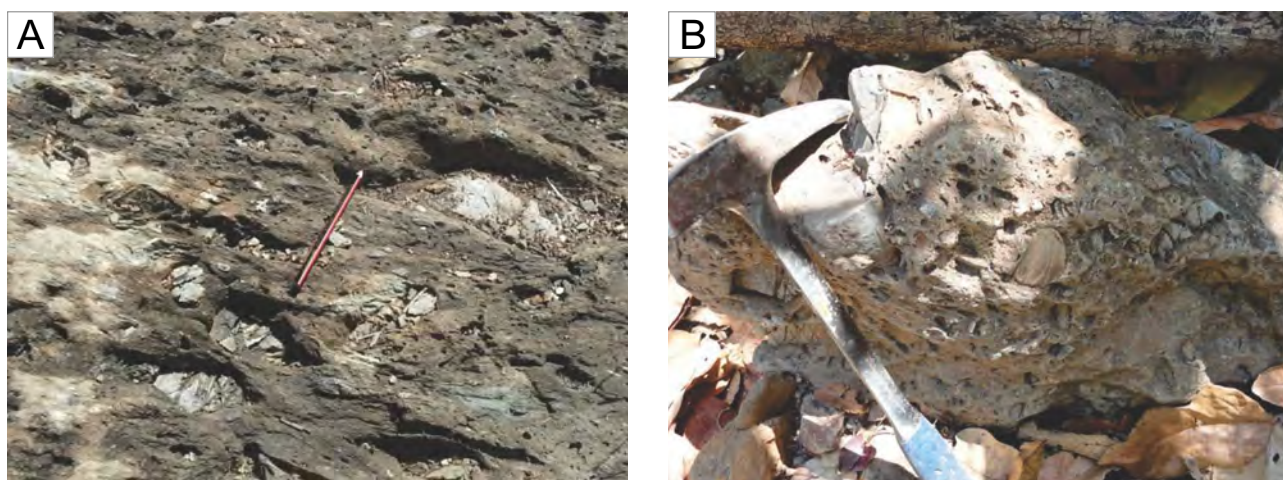


Foto 3.39 – A: Paraconglomerado com seixos estirados sigmoidais (Ponto MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); B: Paraconglomerado com clastos que variam de tamanho de grânulos a blocos (Ponto MO-132 / Coord. UTM 347331, 8369480).

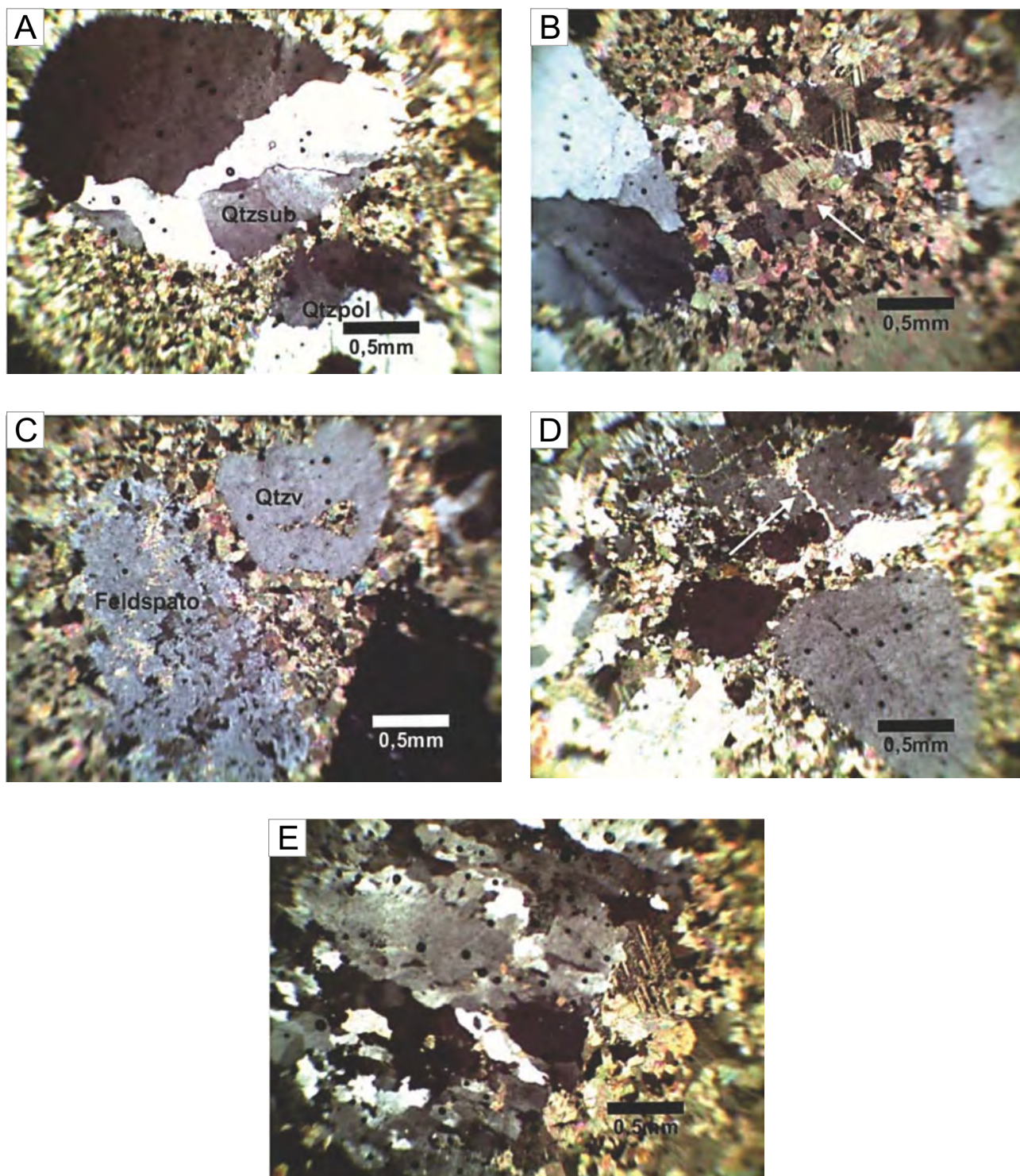


Foto 3.40 – A: Quartzo subgranulado (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); B: Calcita com macla polissintética deformada (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); C: Grão de feldspato parcialmente substituído por carbonatos (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); D: Fraturas preenchidas por calcita (setas) (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); E: Veios de quartzo exibindo crescimento de grãos a partir das bordas (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229).

estão orientados, indicando avançada recristalização dinâmica e recuperação de deformações cristalinas (Foto 3.42F). Essas feições não ocorrem em toda rocha, indicando áreas de diferentes taxas de *strain*. Porfiroclastos de carbonato exibem inclusões dobradas, indicando que a fonte já estava deformada ou é um estágio anterior à deformação (Foto 3.42G).

Minerais de diferentes comportamentos reológicos, como quartzo e carbonato, comportaram-se como resistatos a deformação.

A presença de oólitos em algumas rochas indica deposição em águas rasas. Grãos de quartzo e feldspato demonstram influência de material continental fluvial. Posteriormente houve transporte

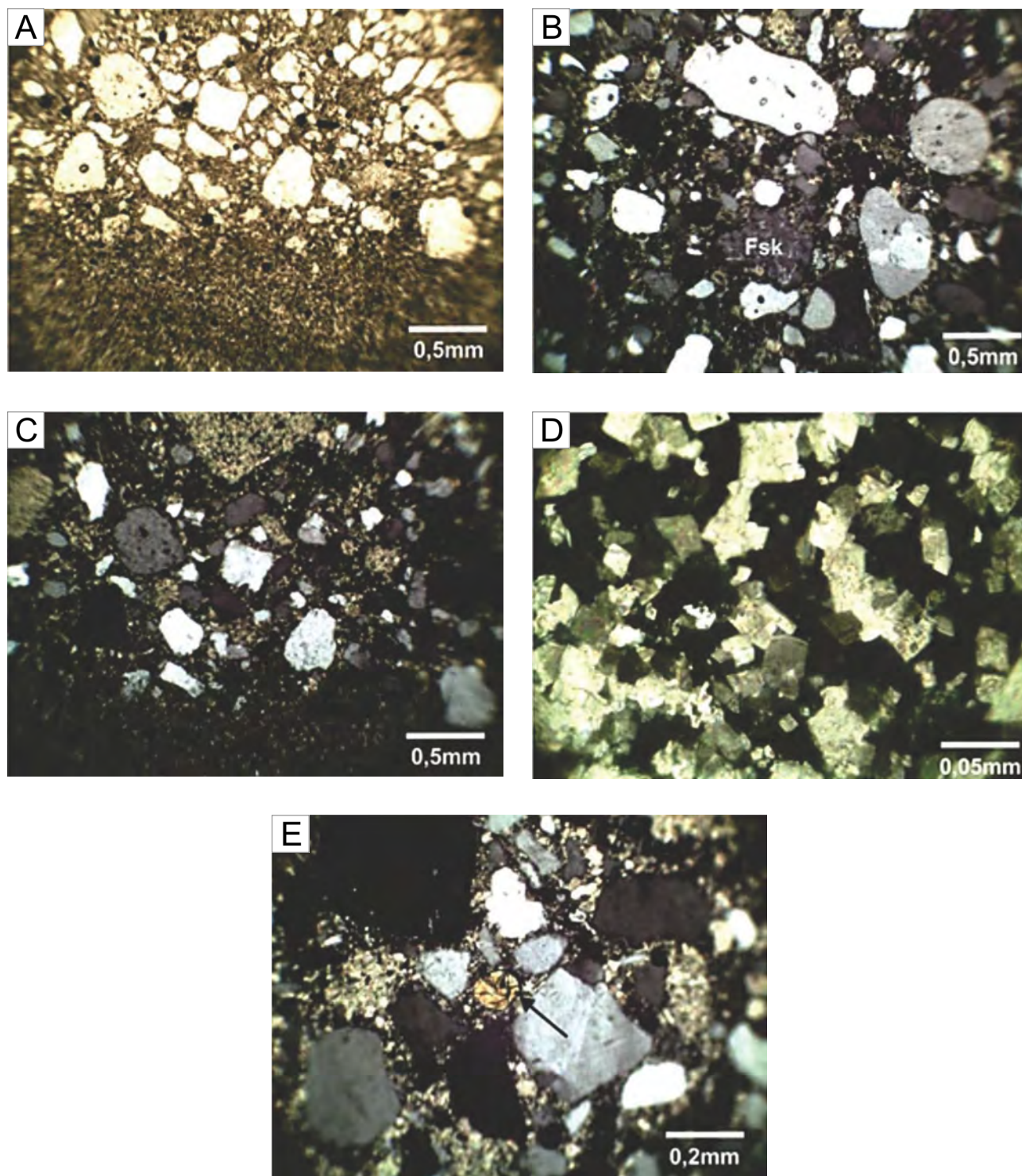


Foto 3.41 – A: (PPL) Lâminas de granulometria distintas (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); B: Grãos de K-feldspato (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); C: (PPX) Matriz carbonática (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); D: (PPX) Matriz micrítica escura entre cristais maiores de carbonato (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229); E: Grão arredondado de monazita (Amostra MO-17 A / Coord. UTM 342971, 8366229).

dos sedimentos para ambientes de águas mais profundas, com lama carbonática. A deposição da sequência se deu em geometria de plataformas de mares internos possuindo quebras nítidas formadas por falhas do rifteamento, resultando em uma sucessão de fácies com depósitos de planícies de maré, bancos de oólitos e de taludes inferiores.

Os dados geocronológicos obtidos para as rochas metavulcânicas que ocorrem nas folhas Nova Xavantina e Placa Nativa têm mostrado uma complexidade muito grande e os resultados isotópicos mostram-se incompatíveis com aquilo que já se conhece da literatura regional. As rochas investigadas apresentam pequena quantidade de zircões e boa

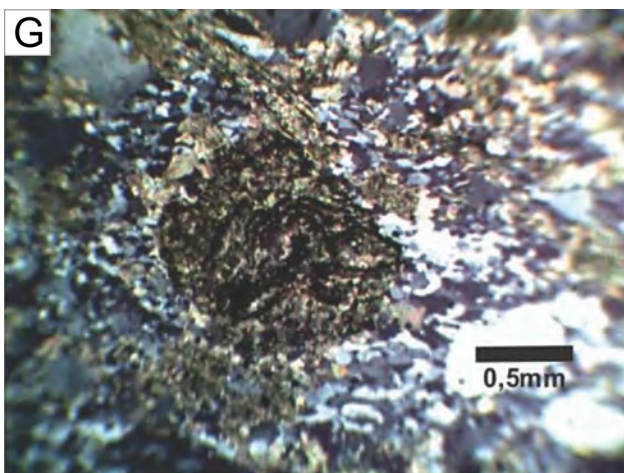
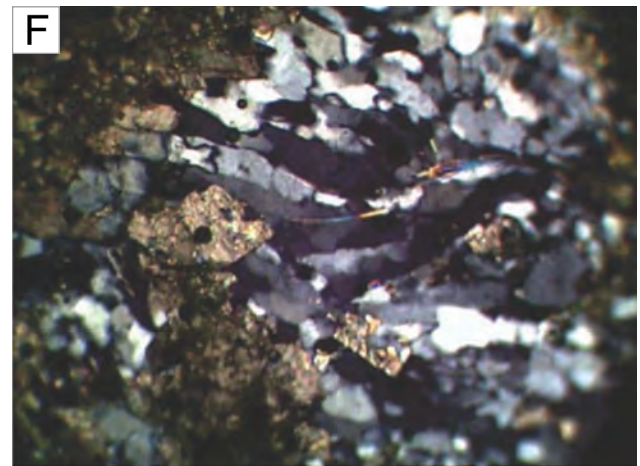
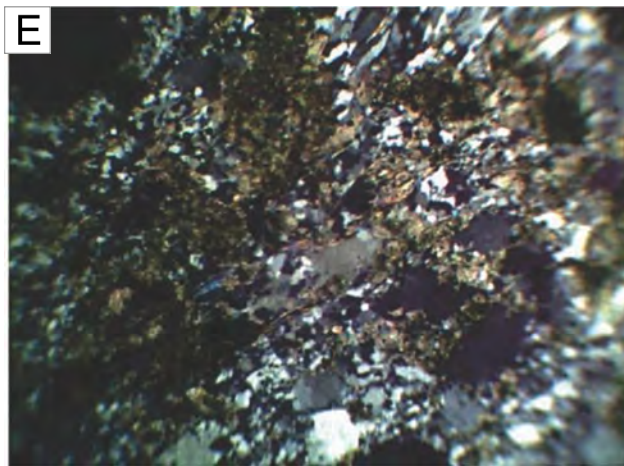
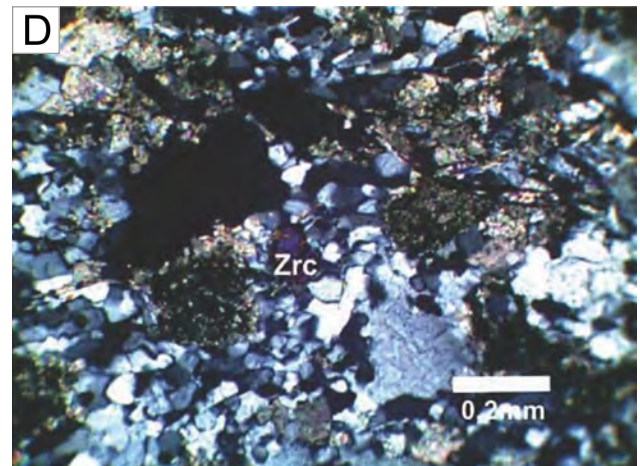
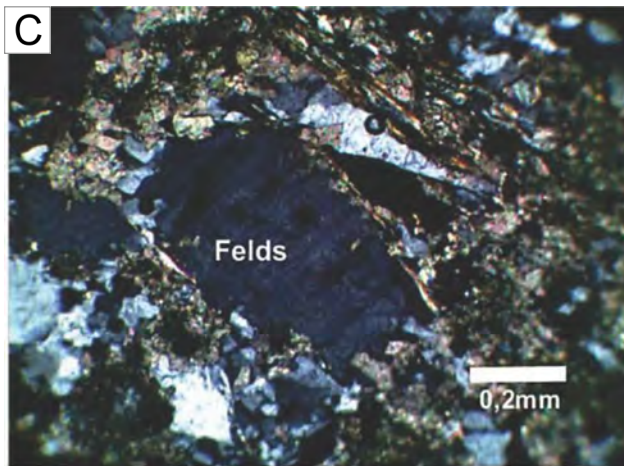
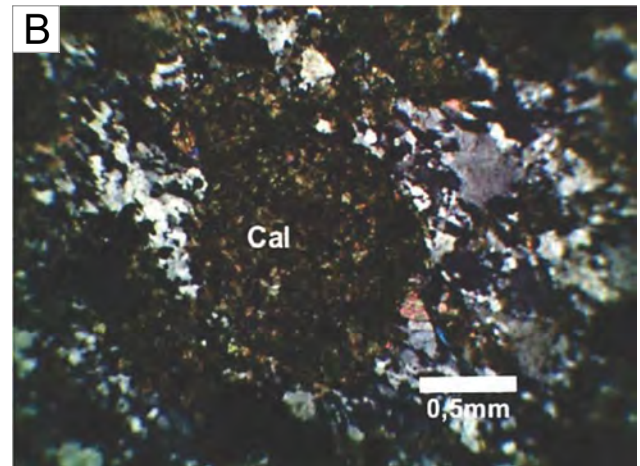
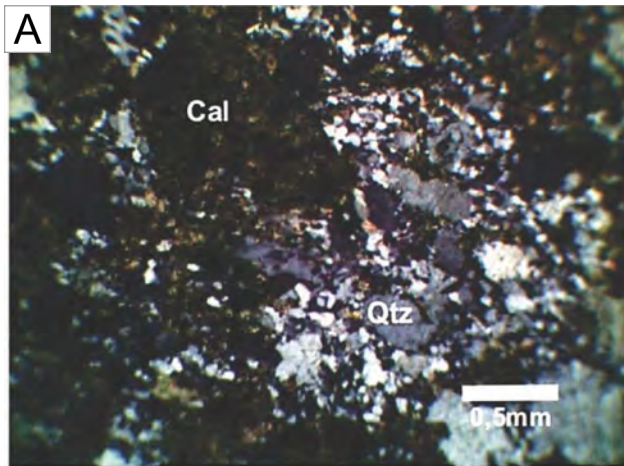


Foto 3.42 – A: Matriz deformada e recristalizada, formada por quartzo e carbonato (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561); B: Grão turvo de rocha carbonática (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561); C: Grão de feldspato preservado (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561); D: Grão arredondado de zircão (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561); E: Fraturas de dissolução por pressão preenchidas por resíduos opacos (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561); F: Orientação dos grãos de quartzo na matriz, indicando avançado estágio de recristalização dinâmica (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561); G: Porfiroclastos de carbonato com inclusões de opacos formando dobras (Amostra MO-34A / Coord. UTM 340364, 8394561).

parte dos zircões podem ser herdados. Mesmo assim, conseguiu-se separar de um tufo ácido, grãos de zircões prismáticos, alongados e límpidos, os quais apresentam um padrão de zonação complexo. Essas populações foram analisadas por U-Pb (SHRIMP) e apresentaram idades de 2,0, 1,7 e 1,2 Ba, sendo interpretados como idades herdadas de rochas continentais mais antigas. Uma idade de 750 Ma foi definida no diagrama concórdia e é considerada como idade de cristalização da rocha, e, conseqüentemente, a idade de vulcanismo explosivo durante o evento do rifteamento extensional (DANTAS et al., 2007). Estas rochas constituem o embasamento da região.



Foto 3.43 – Em segundo plano, escarpa de arenitos da Formação Furnas assentados sobre as rochas do Grupo Nova Xavantina (primeiro plano).

3.2 - GRUPO PARANÁ

Neste trabalho seguiu-se a proposição de Zalán et al. (1990a, 1990b) que consideraram a Bacia do Paraná como formada pela superposição de no mínimo três bacias diferentes. A primeira seria representada pela seqüência Siluro-Devoniana, onde se incluem as formações Furnas e Ponta Grossa.

3.2.1 - Formação Furnas (D1f)

As primeiras referências a esta unidade são atribuídas a Oliveira (1912) que denominou *grés* de Furnas os arenitos quartzosos aflorantes na porção meridional da Bacia do Paraná, onde constitui uma extensa seção siliciclástica, de geometria tabular com pequena variabilidade de espessura.

Na região estudada, os arenitos estão sobrepostos as rochas do Grupo Nova Xavantina em discordância angular e tectônica. São sobrepostos, em contato concordante, gradual e transicional, pelos folhelhos da Formação Ponta Grossa e em contato tectônico com a Formação Aquidauana. Distribuem-se principalmente na porção leste e no extremo noroeste no Horst de Campinápolis da Folha Placa Nativa, e em menor proporção na porção sudoeste da Folha Nova Xavantina.

A Formação Furnas exhibe várias formas de relevo como escarpas íngremes geradas por recuo erosivo em zonas de falhas, *cuestas* e mesas, assim como relevos ruiformes que formam furnas, pináculos e dutos de dissolução. Aparece também como platôs isolados, formando morros testemunhos, com cotas da base de até 500 metros de altitude. Localmente, devido a geração de *horst* e *graben*, as rochas da Formação Furnas ocorrem em cotas mais baixas (350 metros) (Foto 3.43).

Na porção sul da Folha Placa Nativa, sendo possível o empilhamento estratigráfico através da descrição de cortes de estrada, lajedos, encostas de morro e frentes de escarpas, principalmente, no

entorno do Rio das Mortes, na parte sul da Folha Placa Nativa. Em sua maior área de ocorrência estas as rochas da Formação Furnas estão cobertas por solos arenosos e depósitos residuais provenientes da desagregação dos arenitos. Os litotipos mostram-se bastante intemperizados devido à lixiviação da matriz/cimento, tornando a rocha friável.

Os arenitos são finos a grossos, podendo conter níveis conglomeráticos na base, predominantemente feldspáticos e/ou caulínicos, tendo quartzarenitos e siltitos subordinados e dispostos em *sets* sub-horizontais, lenticulares e cuneiformes. Nas seções observam-se ciclos de granodecrescência ascendente com bases erosivas (Fotos 3.44A e 3.44B). Estruturas cársticas como cavidades e bacias de dissolução são comuns. Para o topo da unidade são frequentes marcas de ondas e gretas de contração, mesoscópicas, do tipo poliedral e retangular (Foto 3.44C).

Abasedestaseqüênciasedimentar é constituída por subarcóseos e sublitarenitos, granulometria média a grossa, com níveis conglomeráticos de coloração rosada a esbranquiçada, formando leitos em geometria lenticular e irregular e com espessura de até 1 metro. Macroscopicamente as rochas têm textura granular clástica com o arcabouço sustentado por grãos foscos de quartzo, de tamanho médio a grosso e subarredondados a subangulosos. Os clastos, constituídos predominantemente por quartzo leitoso e rochas graníticas, apresentam-se subarredondados a angulosos e com diâmetros menores que 2,5 centímetros. Geralmente formam pacotes maciços ou com uma estratificação planoparalela mal definida. Para o topo ocorre redução dos termos conglomeráticos com a gradação para quartzarenitos a subarcóseos e arcóseos subordinados. Essas rochas têm granulometria fina a grossa, estratificações cruzadas planar, de baixo a médio ângulo, acanaladas

e raramente planoparalelas (Foto 3.45A). Superfícies de reativação da sedimentação são comuns truncando o topo de seqüências de camadas de estratificação cruzada empilhadas (cosets). Ocorrem

muitas vezes nessas rochas seixos dispersos de canais preenchidos (Foto 3.45B). Esses litotipos estão dispostos em sets cruzados e em geometria de lentes amalgamadas ou sigmoidais.



Foto 3.44 – A: Afloramento de arenito conglomerático em encosta do morro das camadas tabulares granodecrescente, com bases erosivas da Formação Furnas (JO-19 304531, 8363901); B: Camadas tabulares granodecrescentes de arenitos conglomeráticos (JO-19 304531, 8363901); C: Quartzarenitos com gretas de contração (Ponto DS- 07 / Coord. UTM 295050, 8392792).



Foto 3.45 – A: Estratificação cruzada acanalada em arenitos de granulometria fina a grossa. Formação Furnas (Ponto DS-18 / Coord. UTM 334445, 8395211); B: Níveis conglomeráticos e canais preenchidos por grânulos e seixos, predominantemente de quartzo leitoso (Ponto DS-26 / Coord. UTM 323760, 8385976).

Para o topo da sequência há gradação para arenitos muito finos a siltitos e folhelhos muscovíticos com o topo ondulado (*wavy bedding*). Nessas unidades superiores ocorrem ainda estratificações cruzadas cavalgantes, *flaser* e *humocky*.

Formam camadas irregulares com níveis de grânulos, exibem coloração rosada e são muito friáveis, sendo difícil a amostragem. Lâminas de silcrete e calcrete descontínuas são comuns, assim como níveis argilosos oxidados mais resistentes ao intemperismo (Fotos 3.46A, 3.46B e 3.46C).

Microscopicamente é possível observar grãos de quartzo monocristalino, muitas vezes com desenvolvimento de subgrão e policristalino metamórfico (Foto 3.47A). Nota-se moderada seleção e a matriz siltico-argilosa, de composição caulínica e sericítica, não ultrapassando a 10%, comumente lixiviada ou substituída por hidróxidos na telodiagênese. Nos litotipos arcoseanos estão presentes K-feldspato e raro plagioclásio, sendo frequentes processos de vacuolização, dissolução e/ou substituição por caulinita ou carbonato. Micas são comuns, chegando até 10% na análise modal,



Foto 3.46 – A: Estruturas de dissolução em arenito fino (Ponto DS-27 / Coord. UTM 320731, 8382962);
B: Níveis de grânulos nas porções finas superiores da Formação Furnas (Ponto DS-27 / Coord. UTM 323760, 8385976);
C: Arenitos finos friáveis com níveis irregulares de silcretes e de argilitos oxidados
(Ponto DS-27 / Coord. UTM 320731, 8382962).

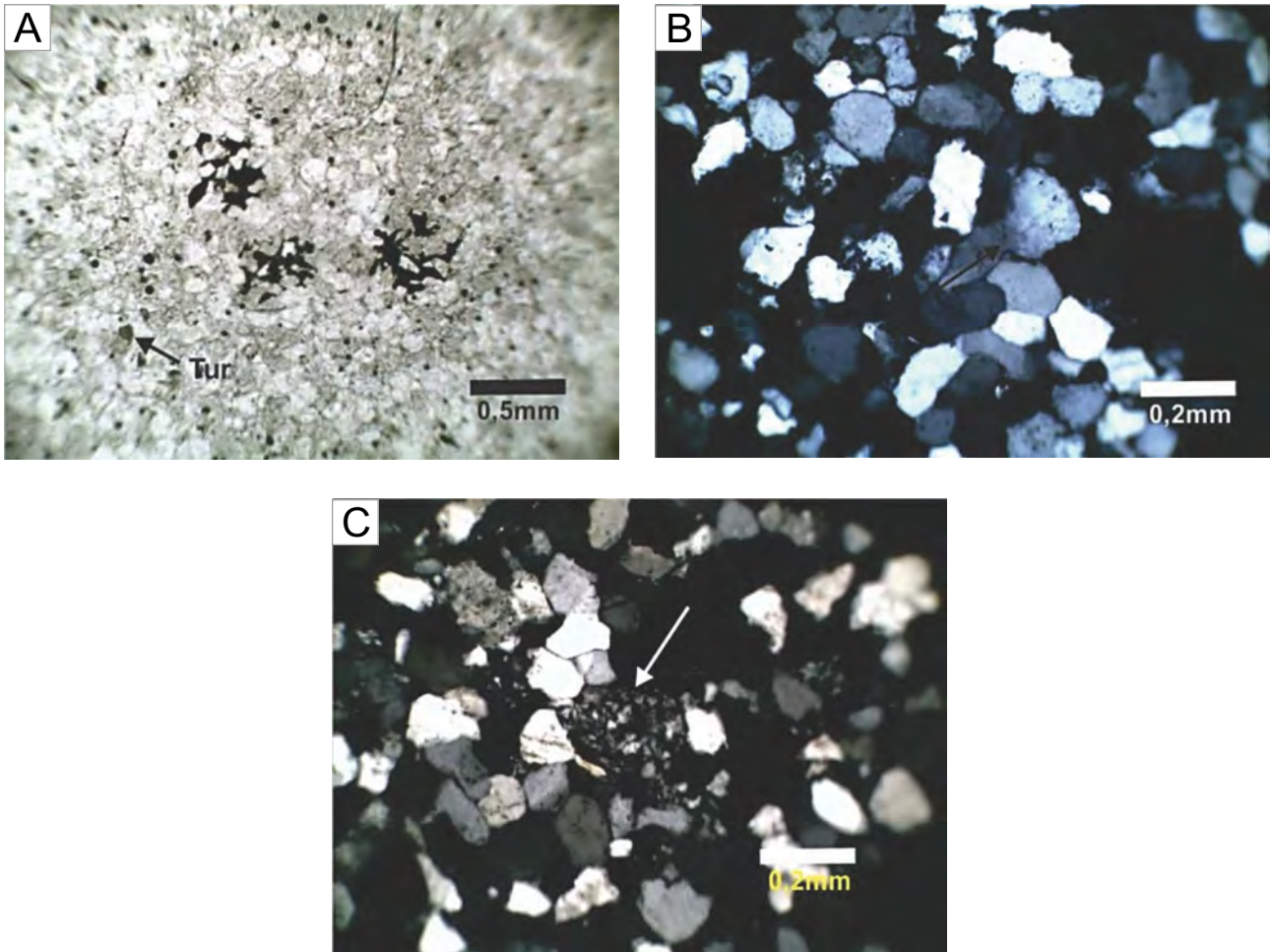


Foto 3.47 – A: Grãos escuros constituem microaglomerados de quartzo e opacos (Ponto JO-06 / Coord. UTM 314496, 8351986); B: Alguns contatos arredondados preservados (Ponto JO-06 / Coord. UTM 314496, 8351986); C: Grão de chert em destaque (Ponto JO-06 / Coord. UTM 314496, 8351986).

predominando a muscovita e subordinadamente biotita, muitas vezes cloritizadas na mesodiagênese. Essas micas estão deformadas pela compactação mecânica. Os contatos entre os grãos são pouco preservados devido à intensa compactação química e ao abundante crescimento secundário de quartzo e *chert* (Fotos 3.47B e 3.47C). Os minerais pesados consistem em turmalina, euédrica a subédrica, e zircão. A mesodiagênese se dá em soterramento profundo e é marcada por agregados de illita fibrosa e de caulinita ilitizados. Nas superfícies desses argilominerais há formação de óxidos na telodiagênese. Minerais autigênicos de titânio são comuns.

Próximo a zonas de falhas ocorre incipiente deformação, com feições cataclásticas formando grãos bem angulosos e os litotipos submetidos a pressão dirigida, com conseqüente orientação dos eixos cristalográficos das micas na mesma direção (Fotos 3.48A a 3.48D).

O sistema deposicional da Formação Furnas foi interpretado como flúvio-deltaico, com deltas

construídos por rios entrelaçados. A principal característica da fácies consiste em ciclos de granodecrescência ascendente, tendo na base corpos conglomeráticos que passam para arenitos com estratificações cruzadas, no topo, com frequentes superfícies de reativação. Nas fácies proximais predominam os litotipos conglomeráticos e nas distais esses se restringem a um pavimento fino de seixos e grânulos formado nos leitos ativos sobre as quais passam a areias de barras. As litologias de granulometria fina a siltico-argilosa marcam o preenchimento de canais e escavações, assim como seqüência de canais abandonados. O topo desta seqüência marca a migração do canais fluviais para um sistema de deltas entrelaçados dominados por marés. Aumenta o aporte de sedimentos finos e de sedimentos de proveniência marinha, alternância de camadas com diferentes tipos de estratificação (*flaser*, cruzadas, planoparalelas) e superfícies de acamadamento irregulares e onduladas. O empilhamento da fácies é retrogradacional.

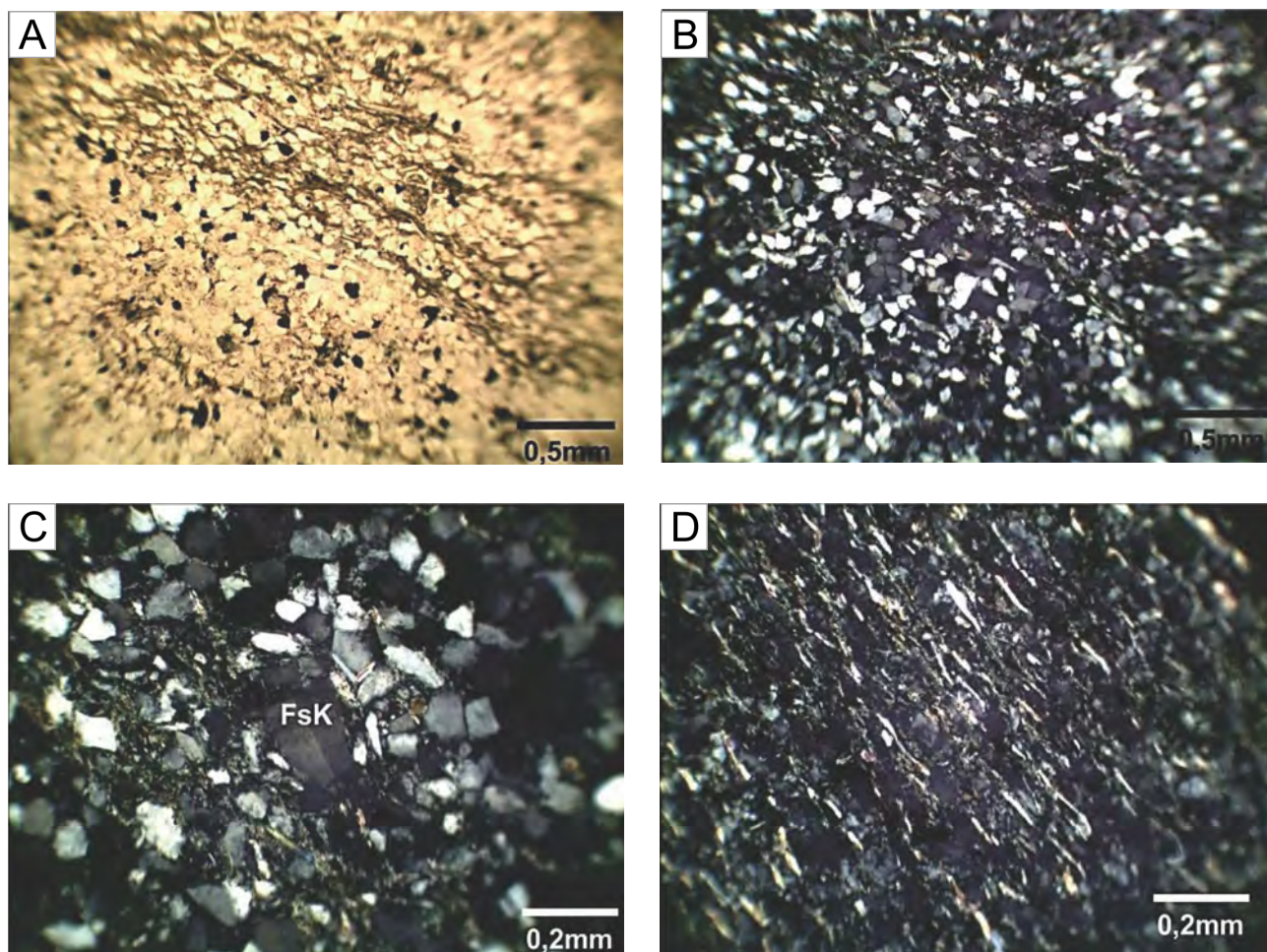


Foto 3.48 – A: Laminação dada por diferenciação mineralógica (Ponto DS-93 A / Coord. UTM 322705, 8390818); B: Muscovitas orientadas segundo ao acamadamento (Ponto DS-93 A / Coord. UTM 322705, 8390818); C: K-feldspato com aspecto turvo (Ponto DS-93 A / Coord. UTM 322705, 8390818); D: Micas orientadas devido a deformação incipiente em zonas de falha (Ponto DS-93 A / Coord. UTM 322705, 8390818).

3.2.2 - Formação Ponta Grossa (Dpg)

Oliveira (1912) designou pela primeira vez como “Schistos de Ponta Grossa” as camadas argilosas próximas à cidade de Ponta Grossa, no estado do Paraná. Petri (1948) propôs formalmente a unidade litoestratigráfica como “Formação Ponta Grossa” sendo esta posteriormente subdividida por Lange e Petri (1967), da base para o topo, nos Membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos.

A Formação Ponta Grossa sobrepõe a Formação Furnas em contato concordante e gradacional, marcado por um conjunto de fácies granodecrescente conhecido como “camadas de transição” de Petri (1948), tendo na base arenitos finos e no topo folhelhos. A Formação Ponta Grossa é sobreposta pela Formação Aquidauana por discordância erosiva marcada por um significativo hiato. Algumas vezes o contato tanto com a Formação Furnas como a Formação Aquidauana se dá por falhamentos normais.

Na área de trabalho, a referida unidade restringe-se às porções central e oeste da Folha Placa Nativa. Os afloramentos são predominantemente em cortes de estradas, havendo também em encostas de morros e lajedos. Nas áreas onde predominam litologias argilosas, os terrenos são planos e arrasados. As rochas da Formação Ponta Grossa encontram-se com média a alta alteração intempérica, sendo difícil sua amostragem.

É constituída na base por uma sequência de folhelhos e siltitos de cores variegadas correspondentes ao Membro Jaguariaíva, que marca um evento transgressivo como resultado do afogamento dos depósitos flúvio-deltaicos da Formação Furnas e a implementação de um ambiente marinho raso com ação de marés e tempestades. Sobreposto a ele há uma seção intermediária regressiva, com arenitos finos a muito finos, micáceos e feldspáticos, do Membro Tibagi, representando a progradação deltaica. Um novo evento transgressivo caracteriza o Membro São Domingos, com a deposição de uma nova sequência siltico-argilosa.

3.2.2.1 - Membro Jaguariaíva (Dpgj)

Ocorre na Folha Placa Nativa em toda sua extensão (centro-norte-sul). Os afloramentos são em cortes de estrada, áreas de empréstimo e encostas de morrotes. Apresentam intensos processos de argilização, oxidação e lateritização (Foto 3.49).

Esta unidade é marcada por uma sucessão de camadas de argilitos e folhelhos sílticos acamadados, com estratificações planoparalelas, onduladas, cruzadas planares e do tipo *linsen* e *wavy* (Foto 3.50). *Ripples* também são comuns.

Mineralogicamente os folhelhos são compostos de 85% a 95% de sericita e mica branca e de 5% a 10% de quartzo. Opacos aparecem como minerais acessórios (3% a 5%) e hidróxidos de ferro como minerais secundários (7% a 10%). Não são encontrados feldspatos ou estes estão totalmente argilizados, não sendo possível sua identificação.

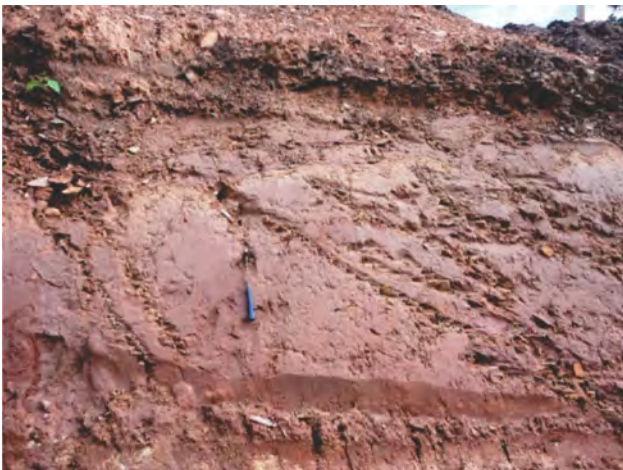


Foto 3.49 – Afloramento em corte de estrada dos argilitos e folhelhos do Membro Jaguariaíva (Ponto JO-32 / Coord. UTM 289366, 8365044).



Foto 3.50 – Superfície de truncamento entre estratificação planoparalela e cruzada acanalada (Ponto JO-32 / Coord. UTM 289366, 8365044).

Observa-se uma diferenciação granulométrica e composicional clara na laminação, sendo que nos níveis de granulação mais grossa nota-se estratificação gradacional (Foto 3.51A). Os grãos de quartzo são monocristalinos, subangulosos

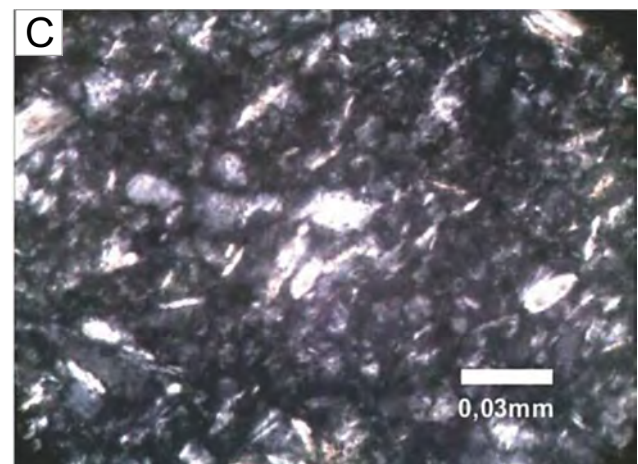
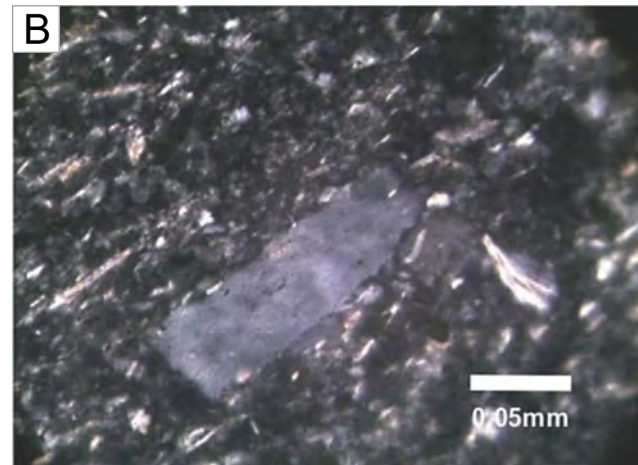
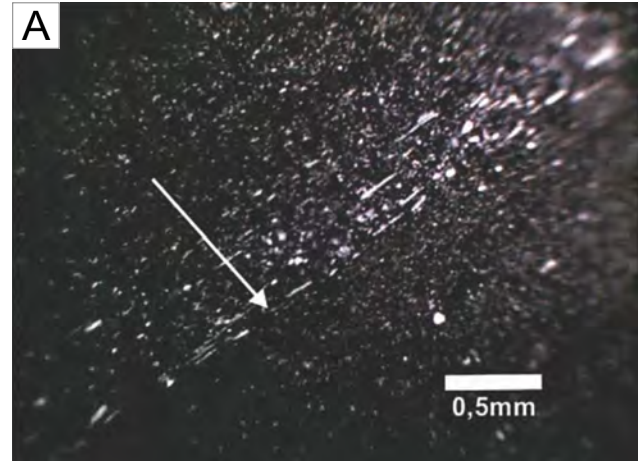


Foto 3.51 – A: (PPX) Diferenciação granulométrica e textural, estratificação gradacional (Amostra DS-67 / Coord. UTM 308563, 8384273); B: (PPX) Diminutos grão prismáticos de gipsita com baixo relevo e tênue clivagem (Amostra DS-67 / Coord. UTM 308563, 8384273); C: (PPX) Diminutos grãos e palhetas de sericita nas lâminas de granulometria mais fina (Amostra DS-67 / Coord. UTM 308563, 8384273).

e esporadicamente se concentram em algumas lâminas. Gipsita ocorre raramente, constituindo menos de 1% da rocha (Foto 3.51B). Palhetas de micas se orientam na mesma direção do acamadamento (Foto 3.51C).

Lentes irregulares de arcóseos muito fino a fino ocorrem intercaladas aos folhelhos e /ou argilitos esporadicamente (Foto 3.52). A espessura dessas não ultrapassa 30 centímetros e apresentam estratificação cruzada planar e *flaser*. Esses têm matriz siltico-argilosa, com grãos subarredondados a angulosos, levemente orientados segundo a estratificação. O empacotamento é aberto e raros são os contatos pontuais e planos entre os grãos. A composição detrítica consiste de quartzo (45-50%) monocristalino de origem plutônica, metamórfica e hidrotermal; feldspatos (35-45%) sendo k-feldspatos vacuolizados e argilizados e raros plagioclásios; e micas (5-10%), sendo elas moscovitas alteradas para caulinitas em forma de leques, e biotitas oxidadas a hematita na eodiagênese e cloritizadas na mesodiagênese. Minerais pesados e intraclastos argilosos não passam de 3%. Na eodiagênese são comuns os processos de oxidação da matriz e formação de cutículas corrosivas de hematita em torno dos grãos.

As rochas do Membro Jaguariaíva apresentam rico conteúdoossilífero. Na região foram encontrados fragmentos de trilobita *Calmoniidae* (Phacopida), moldes internos, externos de conchas de braquiópodes identificados como *Australocoelia tourleloti* (Leptocoellidae, Rhynchonellida), tentaculítídeos *Tentaculites jaculls* e *Tentaculites crotalinus* e moldes internos de um molusco Gastropoda não sendo possível identificar espécie. Os fósseis analisados apresentam variados graus de desarticulação, desde espécimes completos até totalmente desarticulados, mas com pouca ou

nenhuma abrasão (Fotos 3.53A, 3.53B e 3.53C). Esses fatos refletem seu soterramento em um ambiente de energia moderada. Os táxons encontrados confirmam a deposição em ambiente marinho no período Devoniano.



Foto 3.52 – Arcóseo fino com topo lateritizado (Ponto DS-92 / Coord. UTM 323450, 8391433).



Foto 3.53 – A: Amostra lateritizada contendo moldes de Braquiópodes (Ponto JO-92 / Coord. UTM 307252, 8382420); B: Amostra com grande número de moldes de Braquiópodes (Ponto JO-100 / Coord. UTM 307995, 8381421); C: Amostras com fósseis de Braquiópodes e Trilobita (centro) (Ponto DS-68 / Coord. UTM 308427, 8380220).

3.2.2.2 - Membro Tibagi (Dpgt)

O Membro Tibagi sobrepõe o Membro Jaguariaíva e está sotoposto pelo Membro São Domingos, em contato concordante. Em alguns locais o contato com esse último, assim como com a Formação Aquidauana, se dá por falhamentos normais. Essa unidade é caracterizada por uma sucessão de fácies granocrescente ascendente onde predominam arenitos muito finos a finos sendo encontrados também alguns de granulometria areia média a muito grossa chegando a ter grânulos em alguns níveis mais para o topo da sequência (Foto 3.54). Siltitos e folhelhos ocorrem subordinadamente. Exibem níveis com intensa bioturbação, estratificação cruzada planar, ondulada e *hummocky*.

Os arenitos são classificados como quartzarenitos e raramente como subarcóseos. A coloração varia de rosada a avermelhada e a textura é granular clástica, sendo a seleção bimodal ou seriada. Nos litotipos de granulometria areia fina a média a fábrica é suportada pela matriz e nos de granulometria grossa a muito grossa o suporte é dado pelos

grãos (Fotos 3.55A e 3.55B). São moderadamente selecionados a mal selecionados. A composição



Foto 3.54 – Afloramento de arenito do Membro Tibagi moderadamente intemperizado. Destaque para o acamadamento plano-paralelo com intercalações de níveis de diferentes granulometrias e falha normal (seta) com pequeno rejeito (Ponto JO-12 / Coord. UTM 309101, 8356480).

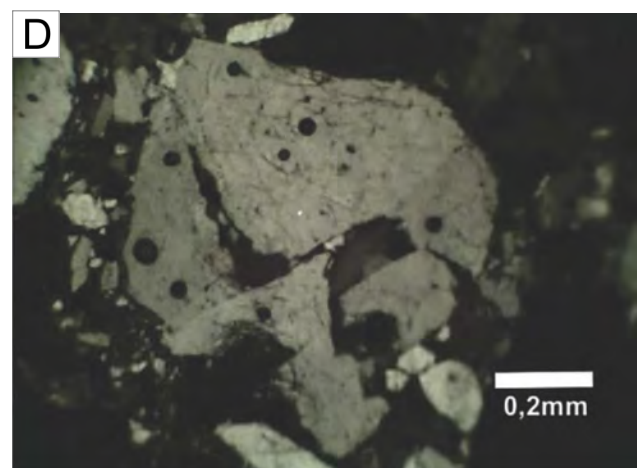
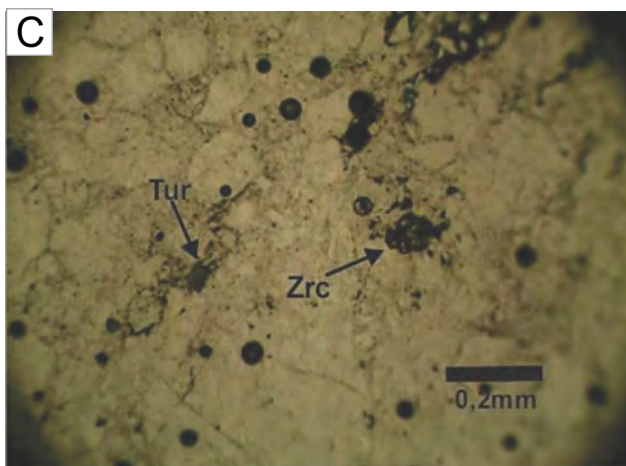
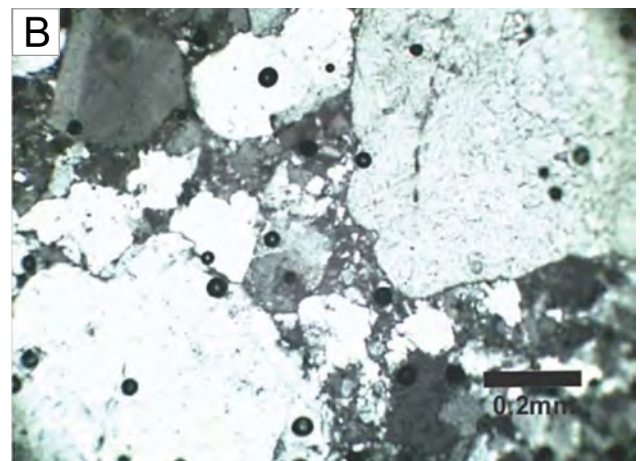
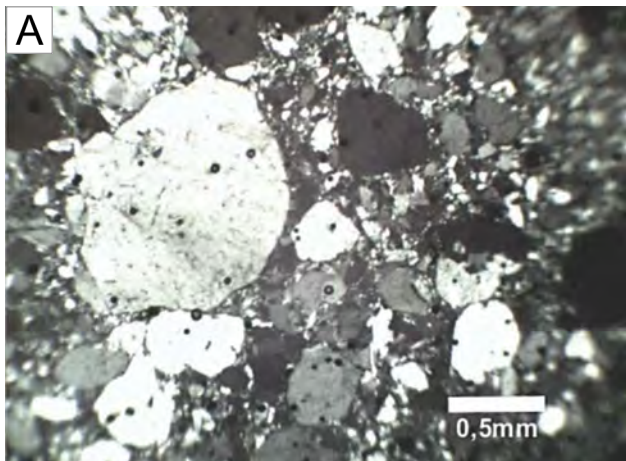


Foto 3.55 – A: (PPX) Grãos maiores de quartzo contrastam com grãos menores numa textura seriada (Amostra DS-29 / Coord. UTM 296280, 8379080); B: (PPX) Entre os grãos menores o arcabouço é suportado pelos grãos (Amostra DS-29 / Coord. UTM 296280, 8379080); C: (PPL) Grãos de zircão e turmalina (Amostra DS-29 / Coord. UTM 296280, 8379080); D: (PPX) Grão de origem vulcânica (Amostra DS-29 / Coord. UTM 296280, 8379080).

detrítica é dada por quartzo (80 – 95%), feldspato (2 - 15%), litoclastos (1 – 5%), opacos (1%), turmalina (<1%) e zircão (<1%) (Fotos 3.55C e 3.55D). A matriz é predominantemente quartzosa de tamanho silte a areia muito fina e não ultrapassa a 5% na análise modal. A porosidade é secundária e morfologicamente móldica e por fraturas chegando até a 4%. O quartzo é monocristalino, de origem metamórfica, vulcânica e plutônica e é comum o desenvolvimento de subgrãos. Os feldspatos estão vacuolizados. Os litoclastos são de *chert* e argilitos. O arredondamento dos grãos é intensamente modificado na diagênese, restando poucos grãos subarredondados a bem arredondados. O grau de arredondamento decresce com a diminuição do tamanho dos grãos. Os contatos entre esses, quando preservados, são planos, côncavo-convexos e suturados. Algumas vezes ocorrem cutículas de hematita.

Em zonas de falhas normais os grãos mostram processos de *bulging* nos limites e, parte dos grãos dos interstícios intergranulares foi gerada nesse processo. Alguns grãos de quartzo mostram indícios de recuperação de deformações intracristalinas,

como extinção ondulante e subgranulação, sendo esta orientada, indicando atuação de pressão dirigida, comum em deformação em regime rúptil (Fotos 3.56A a 3.56D). Feições cataclásticas são observadas tanto em afloramentos como em lâminas petrográficas (Foto 3.57).

Os siltitos e folhelhos têm coloração cinza a creme, dependendo do grau de alteração intempérica. Laminações granulométricas de no máximo 5 milímetros de espessura são comuns, intercalando grãos do tamanho silte e argila. A fábrica nos siltitos é sustentada pela matriz argilosa. Os grãos são subangulosos e as micas estão orientadas segundo a estratificação.

O Membro Tibagi é interpretado como gerado em ambiente de progradação de sistemas deltaicos retrabalhados por ondas e tempestades, num padrão de granocrescência. Podem ser observadas sequências de arenitos associados a “*beach ridges*” e arenitos microconglomeráticos de fácies deltaicas de canais distributários, assim como arenitos e siltitos carbonosos bioturbados de frente deltaica.

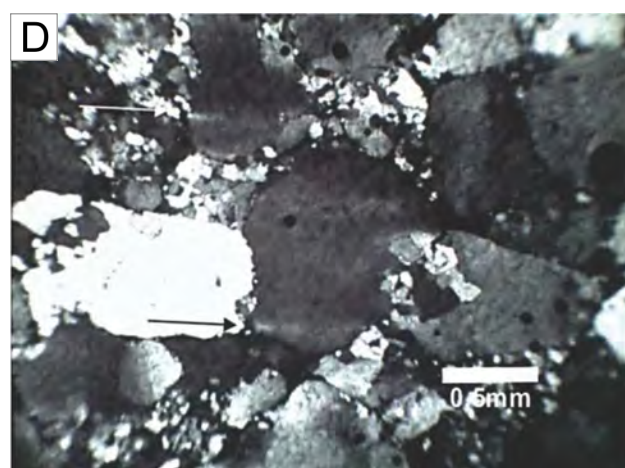
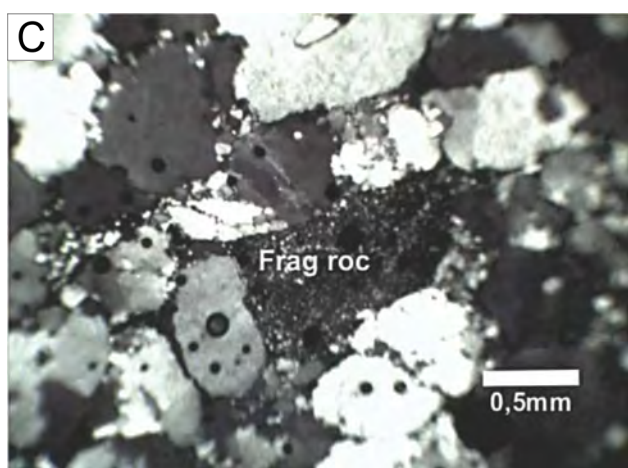
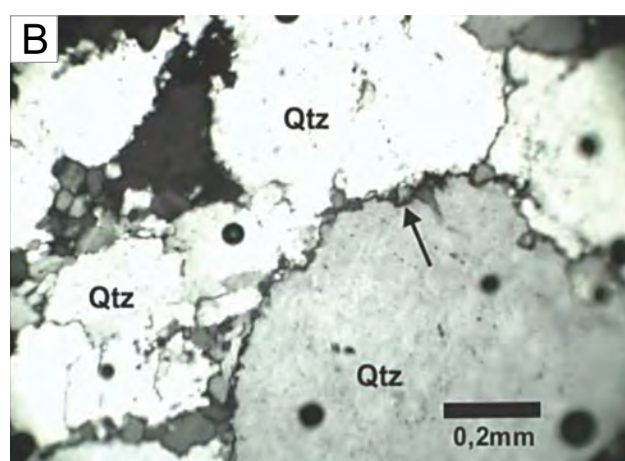
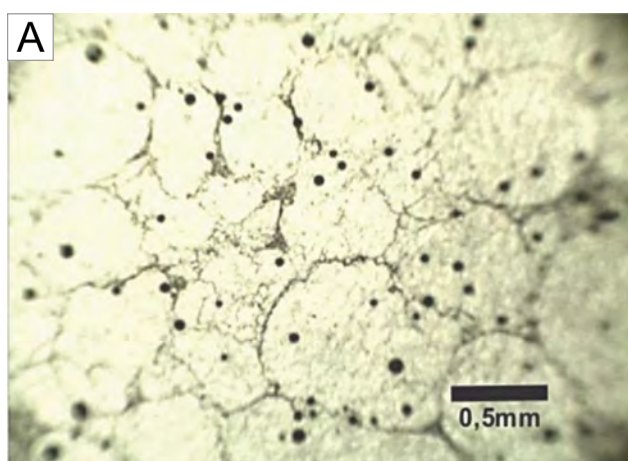


Foto 3.56 – A: (PPL) Arcabouço sustentado pelos grãos e limites afetados por dissolução sob pressão (Amostra DS-28 / Coord. UTM 301091, 8381011); B: (PPX) Alguns grãos mostram processo de bulging (seta) (Amostra DS-28 / Coord. UTM 301091, 8381011); C: (PPX) Fragmento de rocha deformado (Amostra DS-28 / Coord. UTM 301091, 8381011); D: (PPX) Grãos mostrando subgranulação(setas) (Amostra DS-28 / Coord. UTM 301091, 8381011).



Foto 3.57 – Zona de cataclase
(Ponto JO-12 / Coord. UTM 309101, 8356480).

3.2.2.3 - Membro São Domingos (Dpgsd)

O Membro São Domingos sobrepõe o Membro Tibagi e está sotoposto pela Formação Aquidauana em discordância angular e erosiva. Em alguns locais

o contato com esse último, assim como com o Membro Jaguariaíva e Tibagi, se dá por falhamentos normais. Os afloramentos são em corte de estrada ou encostas de morrotes, estando geralmente muito intemperizados e com fortes processos de argilização e/ou lateritização. A unidade é composta por uma sucessão de fácies granodecrescente, tendo na base arenitos muito finos a silticos passando para folhelhos e argilitos, de cores variegadas, para o topo. Predomina a estratificação planoparalela, mas ocorre também cruzada acanalada e *climbing ripples*.

Na análise petrográfica é possível observar superfícies de dissolução sob pressão intermitente e parcialmente preenchidas por opacos, que se distribuem em todo siltito. Fraturas vazias e paralelas a estas superfícies ocorrem de maneira esparsa (Foto 3.58A). Palhetas de micas estão distribuídas aleatoriamente nas superfícies de acamamento, depositadas por gravidade (Foto 3.58B). Em determinadas áreas há concentração de grãos de quartzo e níveis com matéria orgânica (<1%) são raros (Foto 3.58C).

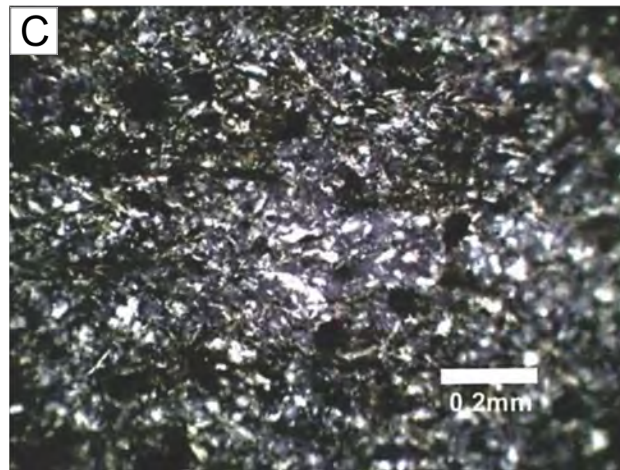
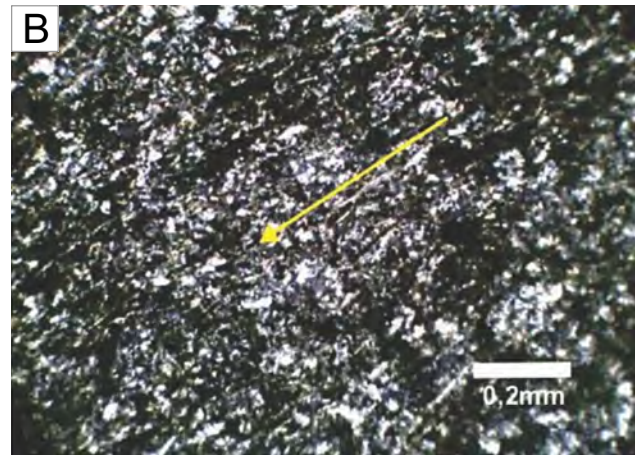
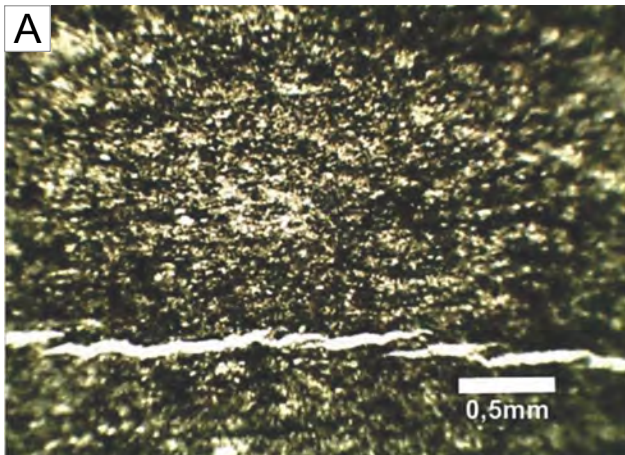


Foto 3.58 – A: (PPL) Pequenas e intermitentes superfícies de dissolução sob pressão e fraturas esparsas paralelas (Amostra DS-55 / Coord. UTM 305175, 8387048); B: (PPX) Lamelas de muscovita se orientam numa mesma direção, paralelas a SO (Amostra DS-55 / Coord. UTM 305175, 8387048); C: Grãos de quartzo concentrados em determinadas áreas (Amostra DS-55 / Coord. UTM 305175, 8387048).

3.3 - GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé foi definido e individualizado por Oliveira (1916) em estudos na região de São Paulo e Paraná, considerando também os espessos pacotes de conglomerados na região da Serra do Rio do Rastro, descritos por White (1908).

Segundo Schneider et al. (1974) esta unidade litoestratigráfica compreende pacotes sedimentares equivalentes em tempo e formados em diferentes ambientes deposicionais parecendo representar um sistema deposicional flúvio-lacustre e marinho que esteve sob influência de geleiras.

3.3.1 - Formação Aquidauana (C2P1a)

A Formação Aquidauana aflora nos extremos noroeste e sudoeste e na porção oeste da Folha Placa Nativa está sobreposta ao Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa em discordância angular e sendo encontrado também em contato tectônico com os Membros Tibagi e Jaguariaíva, desta mesma formação, e com a Formação Furnas a oeste de Campinópolis. As melhores exposições desta formação são encontradas em escarpas de morros, mas aparecem também sob a forma de lajedos, e em cortes de estrada e em drenagens (Fotos 3.59A e 3.59B). A Formação Aquidauana na área é subdividida em duas fácies: uma siltico-argilosa, na base, composta de siltitos e folhelhos com arcóseos muito finos subordinados e onde se desenvolve solos mais espessos e vegetação mais densa; e outra, formada por quartzarenitos e calcarenitos, com níveis conglomeráticos. Nesta última os solos são arenosos, pouco espessos e com vegetação rala (cerrado baixo).

3.3.1.1 - Fácies Siltico-argilosa (C2P1as)

É constituída por uma sequência de lentes amalgamadas de granulometria siltica a argilosa, estratificações onduladas e planoparalelas. Gretas de contração são comuns. Exibem coloração rosa a amarelada (Fotos 3.60A e 3.60B). Encontram-se intensamente intemperizadas. As rochas são compostas por micas (39%), quartzo+feldspato (36%), hidróxidos de ferro (6%), argilominerais (16%), opacos, (2%) e rutilo (<1%).

Na análise microscópica é difícil separar o quartzo do feldspato devido a granulação ser muito fina (Foto 3.61). As micas estão orientadas e paralelas, sendo distinguidas palhetas de muscovita, biotita e clorita. Essa orientação define a estratificação predominantemente ondulada, com as micas onduladas devido deformação plástica originada pelo processo de pressão de carga. A biotita, geralmente oxidada, define a cor da rocha. Manchas turvas e difusas são identificadas como massas de hidróxidos de ferro. Rutilo é comum.

3.3.1.2 - Fácies Quartzarenosa (C2P1aq)

Esta fácies é composta por quartzarenitos e calcarenitos, com níveis conglomeráticos, lenticulares, mostrando contatos erosivos ou gradacionais. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas, sets truncados e fluxo bidirecional. Gretas de contração poliedrais do tipo ortogonal e retangular são comuns e podem ter dimensões de até 30 cm X 10 cm. Afloram principalmente em lajedos e cortes de estrada (Foto 3.62). No Gráben de Campinópolis os afloramentos são em forma de morrotes alinhados.



Foto 3.59 – A: Afloramento, em corte de estrada, mostrando solo desenvolvido sobre os sedimentos argilo-siltosos basais da Formação Aquidauana (Ponto DS-08 / Coord. UTM 292973, 8391382); B: Camadas horizontalizadas de arcóseo fino aflorando no leito de drenagem (Ponto DS-09 / Coord. UTM 290677, 8390635).



Foto 3.60 – A: Aspecto da alteração da sequência siltico-argilosa (Ponto DS-06 / Coord. UTM 300390, 8391793); B: Argilitos e siltitos da fácies basal da Formação Aquidauana (Ponto DS-06 / Coord. UTM 300390, 8391793).

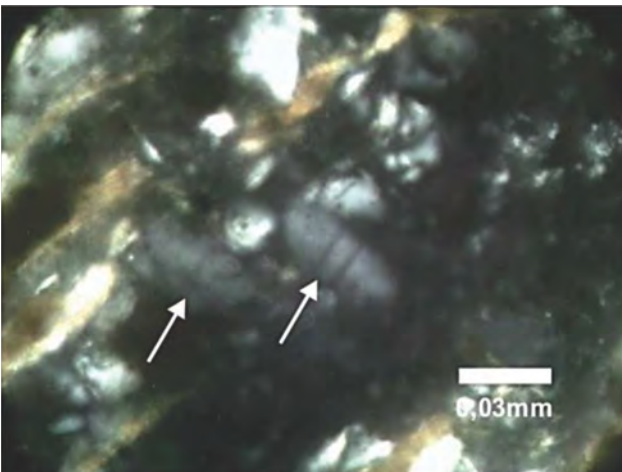


Foto 3.61 – (PPX) Diminutos grãos de feldspato (?) com clivagem proeminente (setas) (Amostra JO-23 / Coord. UTM 286262, 8358254).



Foto 3.62 – Afloramento de quartzarenitos com estratificação cruzada acanalada (Ponto DS-09 / Coord. UTM 2900677, 8390635).

Os quartzarenitos são avermelhados a arroxeados escuros, textura granular clástica e algumas vezes com o arcabouço suportado pela matriz. A granulometria varia de areia grossa a muito grossa podendo haver grânulos e seixos mais para o topo da sequência.

Os quartzarenitos e os calcarenitos são compostos de quartzo (76-95%), feldspato (2-2%), micas (2-3%), litoclastos (2-4%), matriz (2-16%), opacos (<1%) e turmalina (<1%). Os grãos são mal selecionados, a matriz é micrítica a siltica, quartzo-feldspática. Alguns grãos exibem faces retas, golfos de corrosão e muitas vezes são límpidos, indicando origem vulcânica a subvulcânica (Foto 3.63A). Os grãos são predominantemente subangulosos a subarredondados sendo encontrados também alguns bem arredondados e com esfericidade alta (Foto 3.63B). Os feldspatos presentes geralmente são microclínio e plagioclásio. Ocorrem também palhetas de muscovita e biotita e raros grãos de turmalina e zircão (Fotos 3.63C e 3.63D). Os fragmentos de rocha são de basalto, calcissiltito, cherts, margas e argilitos. Raros grãos de feldspato. Alguns raros grãos aciculares de quartzo são *shards* (Foto 3.63E). A matriz é de granulometria muito fina com algumas áreas recristalizadas na diagênese e, localmente, apresenta microestruturas esféricas de origem orgânica (Foto 3.63F). Apresenta sequências de granocrescência ascendente que iniciam na base com lamas, seguindo para o topo areias bem estratificadas com caráter bipolar.

Admite-se que nesta área a Formação Aquidauana se formou em ambiente marinho costeiro, com a deposição de sedimentos praias em uma plataforma carbonática com provável contribuição vulcânica.

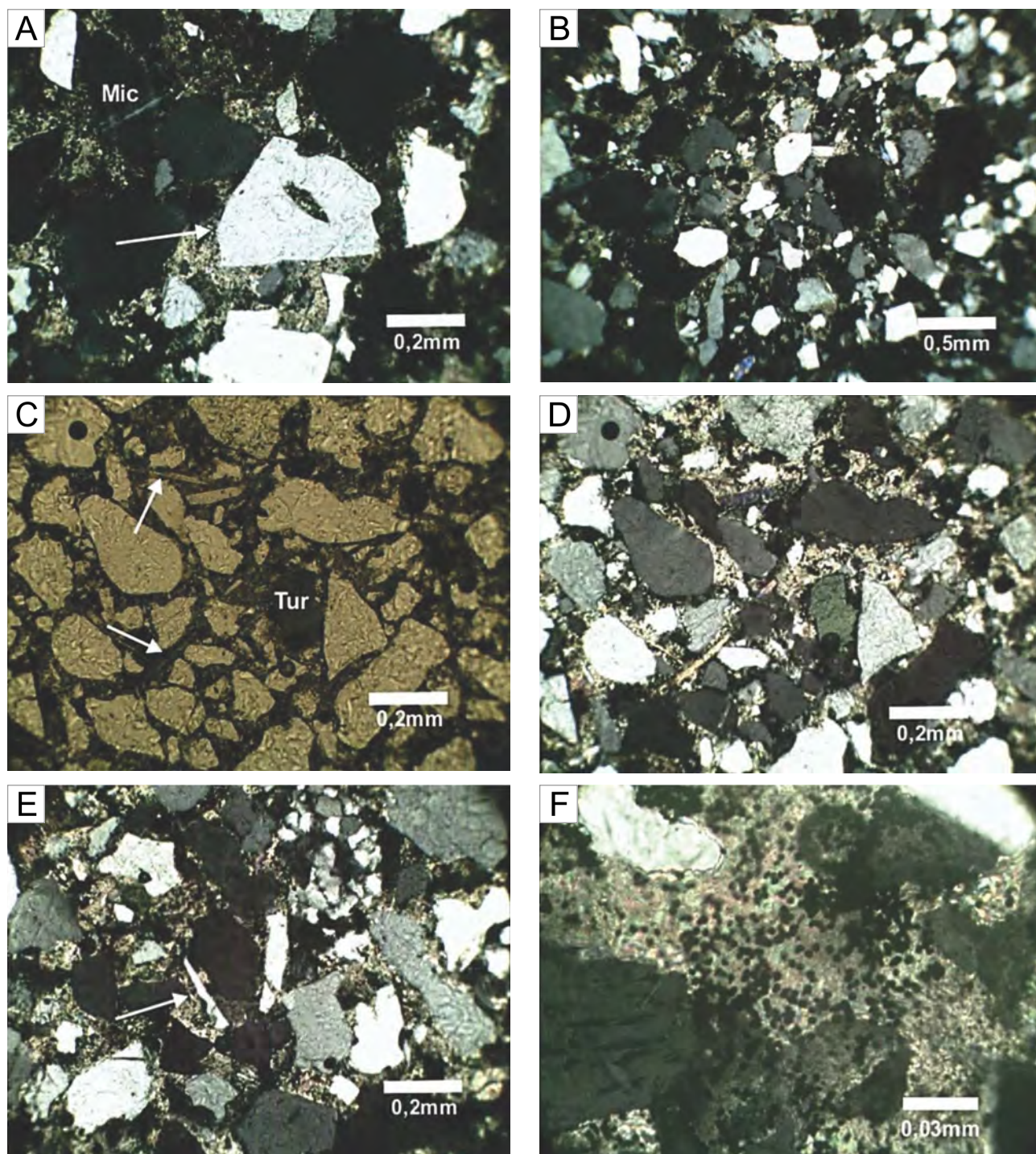


Foto 3.63 – A: (PPX) Grãos de feldspato e alguns grãos de quartzo vulcânico (seta) (Amostra DS-52 / Coord. UTM 287854, 8394386); B: (PPX) Grãos mal selecionados de quartzo angulosos a subangulosos (Amostra DS-52 / Coord. UTM 287854, 8394386); C: (PPL) Entre os grãos de quartzo, raros grãos de turmalina e palhetas de muscovita (Amostra DS-52 / Coord. UTM 287854, 8394386); D: (PPX) Entre os grãos de quartzo, raros grãos de turmalina e palhetas de muscovita (Amostra DS-52 / Coord. UTM 287854, 8394386); E: (PPX) Alguns grãos aciculares de quartzo sugerindo shards (Amostra DS-52 / Coord. UTM 287854, 8394386); F: (PPX) Diminutas microestruturas esféricas de origem orgânica se confinam ao carbonato intergranular (Amostra DS-52 / Coord. UTM 287854, 8394386).

3.4 - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS FERRUGINOSAS (N1dI)

Estes sedimentos ocupam áreas sobrejacentes às rochas do Grupo Nova Xavantina, aflorando, como

“ilhas”, em quase sua totalidade, na Folha Nova Xavantina. Distribuem-se principalmente capeando as unidades que contêm filitos e metatufos básicos, assim como metavulcânicas básicas e formações ferríferas bandadas.

Frequentemente têm grande extensão e são constituídas predominantemente por solos argilo-arenosos de tonalidade avermelhada, ricos em concreções ferruginosas e com presença de magnetita e minerais metálicos. A fisiografia é de platô ou compeúdo pequenos morrotes com vegetação nativa de cerrado preservada. Na área, a maioria das ocorrências é utilizada como áreas de empréstimo para pavimentação de estradas vicinais. O desmonte é realizado por tratores, pois são perfis que atingem até 5 metros de espessura, formados por blocos lateríticos bastante compactos e densos (Fotos 3.64A e 3.64B).



Foto 3.64 – A: Fragmentos de laterita em local de extração de material usado em revestimento de estradas (Ponto MO-50 / Coord. UTM 352169, 8357110); B: Blocos de laterita (Ponto MO-50 / Coord. UTM 352169, 8357110).

3.5 - FORMAÇÃO ARAGUAIA (Qag1)

Denominação usada por Barbosa et al. (1966) para caracterizar uma sucessão de sedimentos continentais pleistocênicos, constituídos por conglomerados basais cobertos por uma sequência arenosa a siltica, inconsolidados, mal selecionados e com texturas e cores variadas. Sua espessura máxima, baseada em estudos sísmicos, foi estimada entre 170 e 320 metros por Araújo e Carneiro (1977).

Em furo de sonda na fazenda Canadá, Pena et al. (1975) descrevem estes sedimentos com espessura de 47,9 metros. Em trincheiras na Estância Muller, parte central da Folha Nova Xavantina, na borda oeste desta unidade, são compostos por areias de granulação média a grossa e com espessura inferior a 1 metro (Fotos 3.65A, 3.65B e 3.65C).



Foto 3.65 – A: Trincheira em área arrasada. Estância Muller; B: Contato entre os sedimentos inconsolidados da Formação Araguaia e filitos de origem vulcânica do Grupo Nova Xavantina. Estância Muller (Coord. UTM 353673, 8367752); C: Detalhe do contato entre os filitos e os sedimentos inconsolidados. Estância Muller (Coord. UTM 353673, 8367752).

Neste trabalho adotou-se a proposta de Lacerda Filho et al. (1999) que a subdividiram em Fácies Terraços Aluvionares (Qag1) e Fácies Depósitos Aluvionares (Qag2). A primeira ocorre nas porções central, sul e leste da Folha Nova Xavantina, em áreas peneplanizadas, sendo predominantes os sedimentos areno-siltico-argilosos, com níveis de cascalho na base. Possuem granulometria areia média a grossa, estando inconsolidados a semi-consolidados, de coloração marromacinzentado a cinza amarelado. Os grânulos e seixos são de quartzo e subordinadamente feldspatos e óxidos (Foto 3.66). Notam-se processos de laterização parcial, formando níveis argilosos, com algumas concreções ferruginosas, de coloração avermelhada, marcando as variações dos níveis freáticos.



Foto 3.66 – Solo transportado mostrando grânulos e seixos de quartzo (Coord. UTM 371826, 8346207).

Esses depósitos preenchem as depressões, constituindo planícies geradas por reativações neotectônicas e caracterizam a planície de inundação do rio Araguaia (Foto 3.67). Devido a sua extensão e regularidade composicional são amplamente utilizadas para agricultura - cultivo de grãos - e atividade pecuária na área. Em função da escassez de afloramentos o mapeamento destes terrenos foi realizado através de perfis cintilométricos do solo, com anotação dos valores a cada 2 km, aproximadamente. O caminhamento foi feito nas estradas vicinais e dentro das fazendas, constatando-se valores predominantes entre 50 e 80 CPS (contagem por segundo) nos locais com solos arenosos e valores entre 90 e 110 CPS onde o solo é argiloso.

3.6 - DEPÓSITOS ALUVIONARES (Q2a)

Esta unidade aflora ao longo dos rios das Mortes, Areões, Pindaíba, Corrente, Zacarias, Cachoeirinha e Capão do Coco, principalmente na Folha Nova Xavantina, onde a baixa declividade, maior volume de água, grande espraiamento e a significativa flutuação do nível d'água entre os períodos de enchente e vazante, possibilitam um maior acúmulo destes sedimentos. Outros rios e ribeirões, tais como Noidore, Antártico, Cachoeira, das Pacas, Piau, Furnas e Jatobá, dentre outros, localizados em regiões mais acidentadas e onde o talvegue é encaixado em fraturas ou falhas, a deposição destes sedimentos é menor e mais encaixada, não sendo mapeáveis na escala deste projeto. Estes depósitos são formados predominantemente por sedimentos arenosos inconsolidados a semiconsolidados, com níveis de



Foto 3.67 – Área aplainada da planície da Formação Araguaia (Coord. UTM 371826, 8346207).

cascalho na base e com contribuições argilosos mais para o topo. Mostram-se maturos a imaturos, textural e mineralogicamente, dependendo da distância da área fonte (Foto 3.68).

Em superfícies planas ou levemente inclinadas, nas margens do rio das Mortes, verificam-se amplos

terraços fluviais, resultantes de variações climáticas significativas e do nível das águas através dos tempos, mostrando a fase evolutiva alterada devido ao abaixamento do nível de base geral. Esses terraços são formados por arenitos médios a grossos e com níveis conglomeráticos.



Foto 3.68 – Nível de cascalho. Margem do rio das Mortes (Ponto MO-105 / Coord. UTM 382771, 8376449).

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

4.1 - INTRODUÇÃO

O contexto estrutural das unidades litológicas do Projeto Nova Xavantina representa a evolução tectônica da Província Tocantins, no extremo leste da Faixa Paraguai. A área do projeto apresenta uma pequena porção de terrenos de idade Criogeniana-Ediacarana, em uma janela estrutural localizada na porção ocidental da Folha Nova Xavantina e oriental da Folha Placa Nativa, com cerca de 20% de exposição da área total mapeada, com o restante, normalmente sobreposto por unidades sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná e da Formação Araguaia.

A história geológica remonta desde os estágios elementares da formação de uma bacia de *rift* intracontinental, em regime extensional, com vulcanismo bimodal e explosivo associados (SILVA, 2007) e em ambientes de sedimentação cronocorrelatos.

Alvarenga e Trompette (1993) citam para a Faixa Paraguai, na região mais a oeste deste projeto, que *“pode ser interpretada como resultado de uma orogênese de colisão com o desenvolvimento completo do ciclo de Wilson ou como o fechamento de um aulacógeno ou rift intracontinental, possivelmente com reduzida oceanização”*. Citam ainda que *“a faixa evoluiu e culminou com um choque das duas massas continentais representadas pelos Cráton Amazonas e o Maciço Central de Goiás e o final do processo resultante do fechamento do Oceano do Brasiliano foi acompanhado de intrusões graníticas pós-tectônicas com idades em torno de 500 Ma”*.

As conclusões de Alvarenga e Trompette (op cit.) estão corretas. No entanto, e diferente da porção ocidental desta faixa, na região de Nova Xavantina encontram-se os relictos dos sistemas *rifts* iniciais e seu vulcanismo. Da mesma forma, a este episódio precursor, sobrepõem-se eventos orogenéticos com intenso encurtamento crustal, soerguimento e exumação desta bacia, seguidos de sua inversão tectônica e fechamento, formando um extenso cinturão dobrado com dezenas de quilômetros de extensão, desenvolvido às margens colisionais dos crátons Amazônico e Parapanema, durante a consolidação do W-Gondwana, no final do Neoproterozoico.

Neste ponto ocorre uma diferença fundamental, a vergência de todas as unidades é inversa à sua porção ocidental, não se tratando apenas de uma

questão de *back-thrust* conforme apregoado por Silva (1990), mas de uma inversão causada pelo choque de uma área cratônica a sul/sudeste.

As unidades estratigráficas apresentam características litológicas distintas, metamorfismo, deformação e idades geocronológicas comuns, ocorrendo predominantemente, a intercalação original de seus litodemas e/ou a repetição por eventos tectônicos, dobras assimétricas fechadas, zonas de cisalhamento estreitas e/ou imbricação tectônica por rampas oblíquas das fácies metassedimentares e metavulcanogênicas típicas da Faixa Paraguai.

A este arcabouço litoestrutural são sobrepostos novos eventos extensionais no Fanerozoico, com instalação de uma nova sinéclise interna ao supercontinente Pangea recém-formado. Nesta grande porção continental ocorre a formação, durante o Devoniano, de um mar interno com a deposição sedimentar cíclica regressiva-transgressiva completa, processos rúpteis com a formação de falhas normais e direcionais e subsidência geral da bacia.

4.2 - ANÁLISE ESTRUTURAL

Em função dos trabalhos de fotointerpretação, em diversos sensores e principalmente em aerofotos, dos dados de geologia de campo e das interpretações das imagens aerogeofísicas (Figura 4.1), são propostos dois domínios: um de natureza dúctil, com no mínimo três fases deformacionais progressivas, afetando as rochas do Grupo Nova Xavantina; e outro de características rúpteis, envolvendo estas mesmas rochas e formações de bacias intracratônicas fanerozoicas.

A primeira fase deformacional, sem registro de estruturas, corresponde ao episódio extensional gerador da bacia primordial e integra-se aos processos de *rifts* intracontinentais ocorrentes entre ou às bordas dos crátons Amazônico, Parapanema e Maciço de Goiás, por volta 750±? Ma. Estes formam as descontinuidades elementares que serão aproveitadas pelos eventos subsequentes. Seu registro é bem marcado nas imagens aeromagnetométricas, revelando estruturas profundas e de contexto regional. Outra particularidade desta fase é a própria organização estratigráfica e constituição litológica que obedece a uma típica sequência *rift*, com seu caráter vulcânico bimodal e seus depósitos vulcanogênicos e sedimentares imaturos.

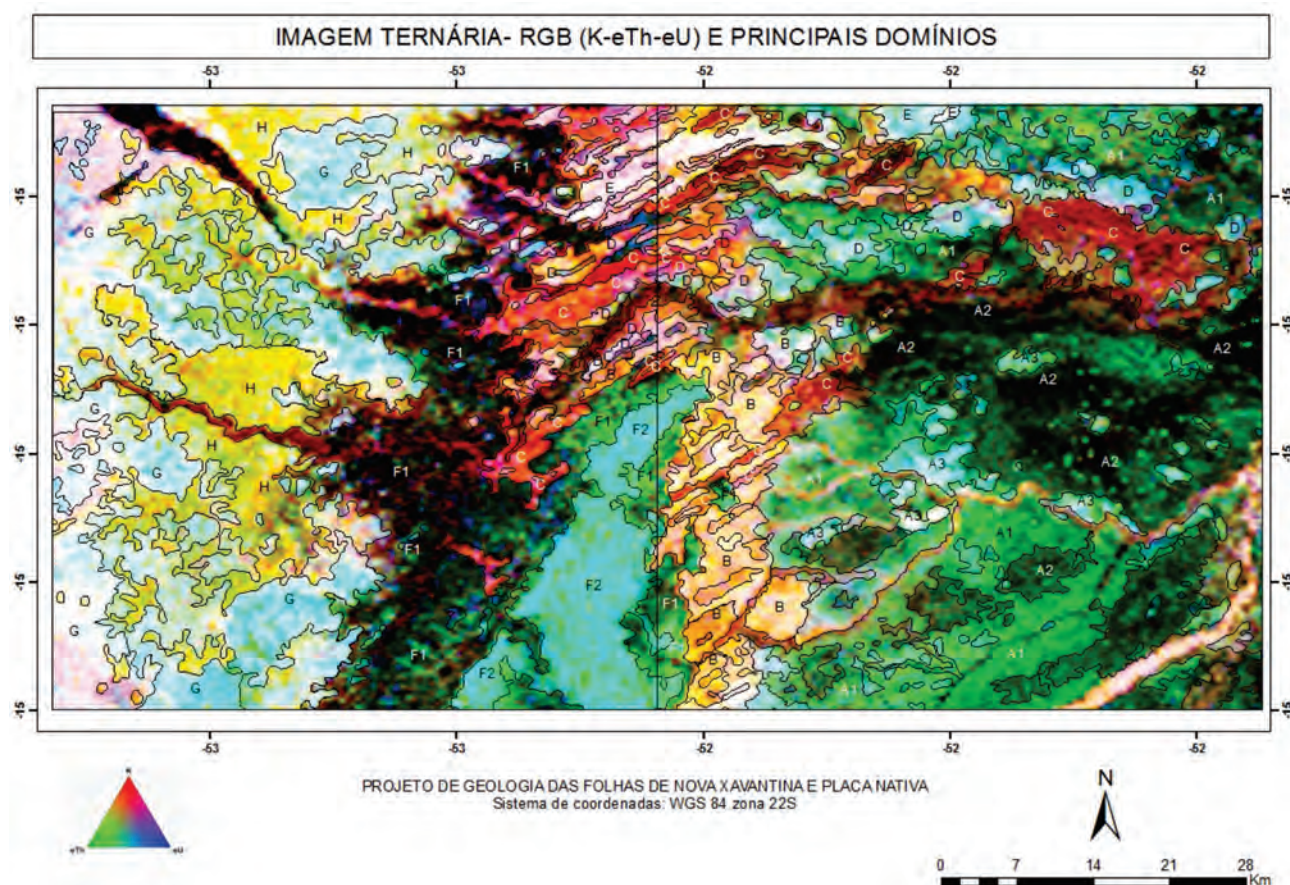


Figura 4.1 – Imagem aerogeofísica gamaespectrométrica. Observa-se na posição central a forte inflexão e direção NE das unidades metavulcânicas e metassedimentares ricas em K (Domínios C, D e E); (A1, A2, A3 – representa os sedimentos da planície de inundação do Araguaia); (F1, F2, G, H – corresponde aos sedimentos fanerozoicos do Bacia do Paraná) e B (Unidade Piroclástica e sedimentar).

Esta bacia, no decorrer do Criogeniano, sofre sua inversão tectônica, com o desenvolvimento do orógeno Paraguai e consequente aproximação das duas massas crustais adjacentes. A esta fase deformacional associam-se a foliação principal (D1), o metamorfismo da fácies xisto verde baixo e forte encurtamento crustal, com dobras fechadas e assimétricas, reflexo de uma geometria de fluxo sob cisalhamento puro e de natureza dúctil.

Outra característica e peculiaridade desta fase, em relação ao Orógeno Paraguai, referem-se à sua vergência e cinemática. A maioria dos dados coligidos indica movimentação de massa para SE, sentido oposto observado em toda a faixa. Sugere-se para esta inversão uma forte evidência de um bloco estável a sul-sudeste do Grupo Nova Xavantina, com a vergência e assimetria de dobras e da foliação confirmando esta geometria.

4.2.1 - Domínio Dúctil- Fase de Encurtamento Crustal

Este domínio está exposto nas folhas Nova Xavantina e Placa Nativa e tem como área de maior enfoque uma pequena janela estrutural no limitrofe entre elas, onde afloram rochas supracrustais do Grupo Nova Xavantina.

Nestas unidades edificam um sistema de dobras sinclinais e anticlinais paralelos, similares às observadas em zonas orogenéticas, ocorrendo desde escala macroscópica a grandes dobras com extensão quilométrica, sendo bem observadas em aerofotos e imagens de satélite e aerogeofísicas. Em geral formam dobras cilíndricas, assimétricas, de plano axial inclinado e com caimento de eixo de baixo ângulo, preferencialmente para NE e localmente para SW (Fotos 4.1A a 4.1D). As dobras podem ser apertadas, inversas e possuem charneira espessada.

Em termos da deformação, este setor foi submetido a um regime contracional de forte encurtamento crustal, cuja característica da geometria de fluxo indica cisalhamento puro e cinemática convergente de NW para SE, com vetor predominante em torno de $N60^{\circ}-70^{\circ}W$.

As dobras apresentam tanto características de fluxo flexural (intraestratos microcristalino), gerando camadas com dobras desarmônicas, quanto por diferenças internas de competência, feições de *buckling*, ocasionando fraturas e falhas normais e perpendiculares ao arco externo e geralmente preenchidas por veios de quartzo. Formam também uma xistosidade própria, com S_{n+1} subparalelo ao acamadamento original.

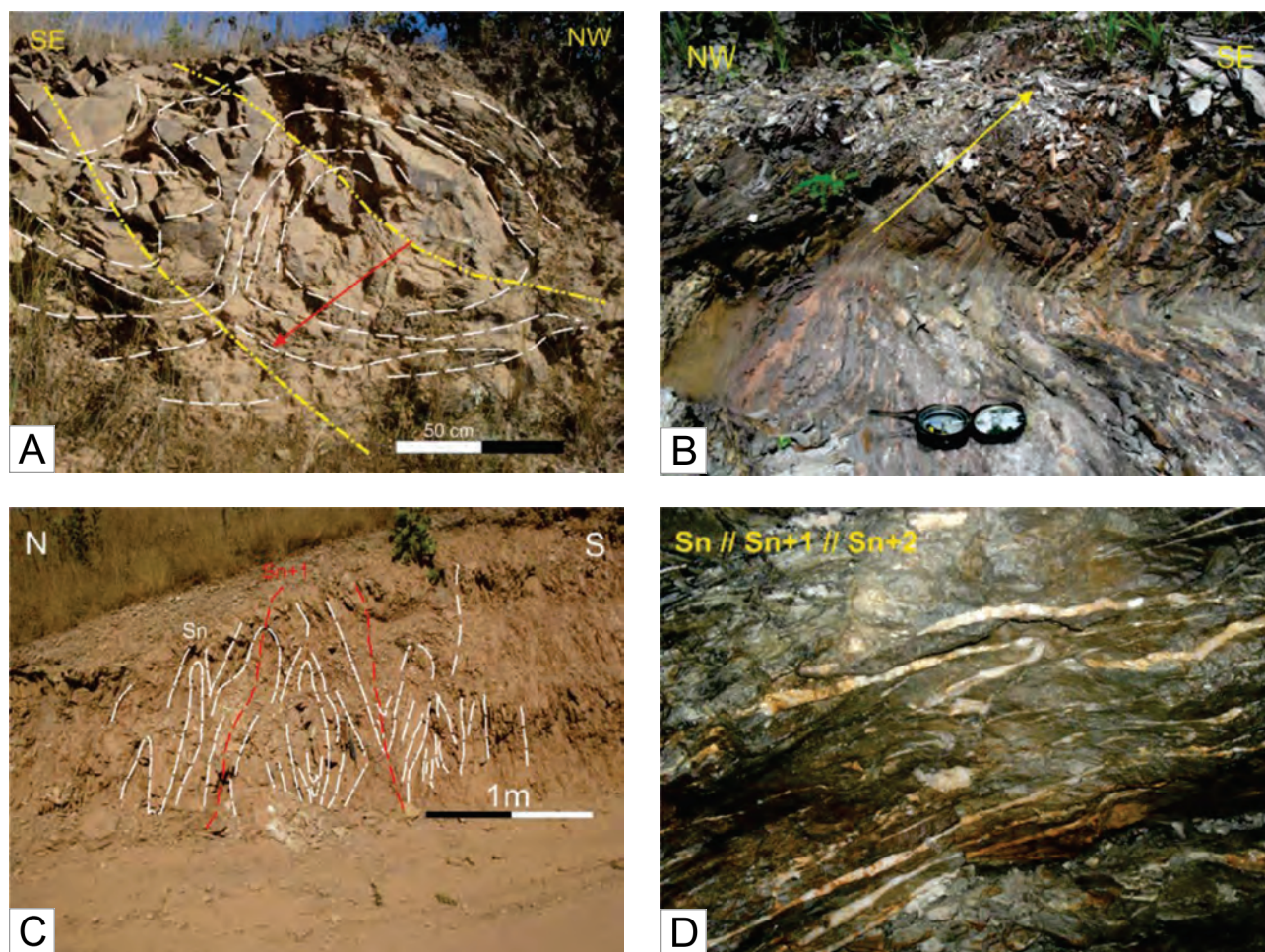


Foto 4.1 – Aspectos da deformação do Domínio Dúctil, diversidades de estilos e dobras da fase de encurtamento crustal – $Dn+1$ – Grupo Nova Xavantina. A: Dobra assimétrica inversa e fechada com plano axial inclinado e mergulhante (traço amarelo), eixo sub-horizonta para NE (Traço vermelho) em metarcóseos do Grupo Nova Xavantina (Ponto MO-09 / Coord. UTM 343956, 8387712); B: Filitos finos com intercalações centimétricas e estratificação S_n/S_{n+1} paralelas, mergulhantes, associada à zona de limbo de dobra e zona transpressionada. Vergência para SE (seta). (Ponto de controle 421 / 340369/8394654); C: Filitos sericíticos com estratificação S_n/S_{n+1} , planos axial subvertical, associada à zona de charneira e dobras em “M”. Domínio dúctil – Zona de encurtamento crustal. (Ponto MO-25 / Coord. UTM 346535, 8353684); D: Aspecto dos filitos carbonosos. S_n materializado pela alternância composicional, sendo dobrado por fase de encurtamento (S_{n+1}) e transposto por zonas de cisalhamento inversas (S_{n+2}). Incremento do fechamento implica na clivagem de transposição, formando dobras em bengala (Mineração Caraíba / Filão do Araés).

Localmente notam-se feições de deslizamento flexural marcadas por diferenças de competência intra e interestratais, originando corrugações e estruturas tipo *mullions*. Em boa parte da estratigrafia original, em zonas menos deformadas, são encontradas estruturas primárias ainda preservadas.

As dobras apresentam geometria inclinada, plano axial mergulhante e variável, ora com ângulos altos, ora com ângulos baixos. A diversificação da geometria e inclinação dos flancos e planos axiais das dobras se deve à variação de competência entre os estratos, diferenças reológicas entre os blocos, proximidade de corpos mais competentes e da própria heterogeneidade deformacional. Em geral apresentam orientação principal de seu plano axial $N48^{\circ}E\ 78^{\circ}NW$ e flancos invertidos $N55^{\circ}E\ 79^{\circ}NW$.

Apresentam eixos sub-horizontais com duplo caimento, tanto para $16^{\circ}039'NE$, como para $18^{\circ}232'SW$, conforme estereogramas das Figuras 4.2 e 4.3, onde se expõem o padrão destas dobras e de seus eixos.

As rochas são de granulometria muito fina (metatufos ácidos, metarcóseos e metarenitos), muito homogêneas, sendo os padrões estruturais e as feições deformacionais, em escalas menores ou microscópicas, de difícil visualização. Todavia é possível avaliar o grau de deformação e metamorfismo em alguns exemplares.

Na prancha de Fotos 4.2, observam-se em (A) as características de zonas de alta deformação, com dobras de primeira fase, sob cisalhamento puro, sendo rompidas e estiradas por fase transpressionada sob cisalhamento simples. Ocorre

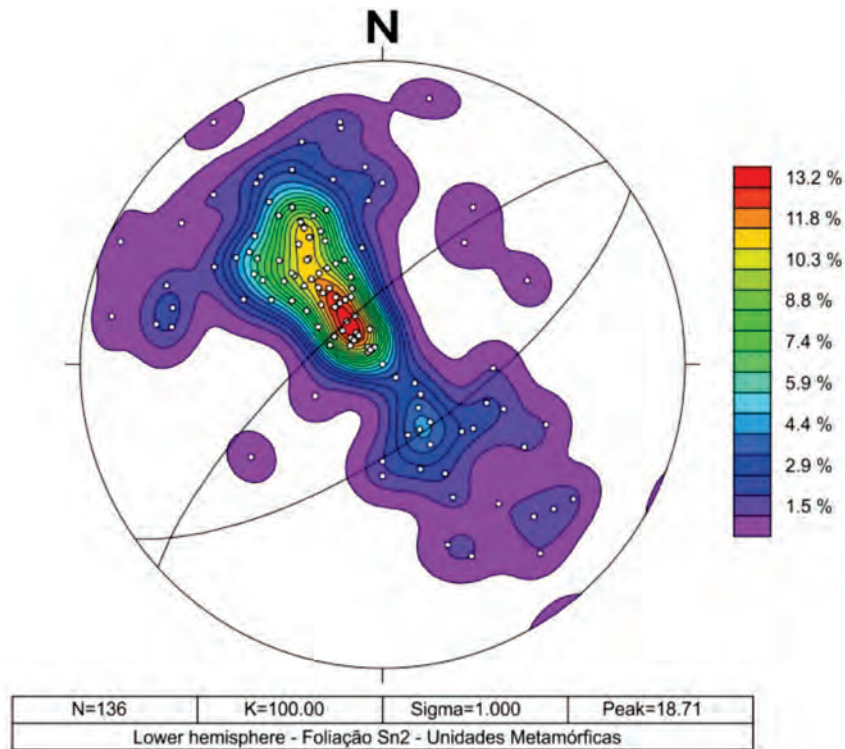


Figura 4.2 – Estereograma das superfícies – Foliação S_n/S_{n+1} . Estratificações e xistosidades do domínio dúctil com eixo de dobras projetado.

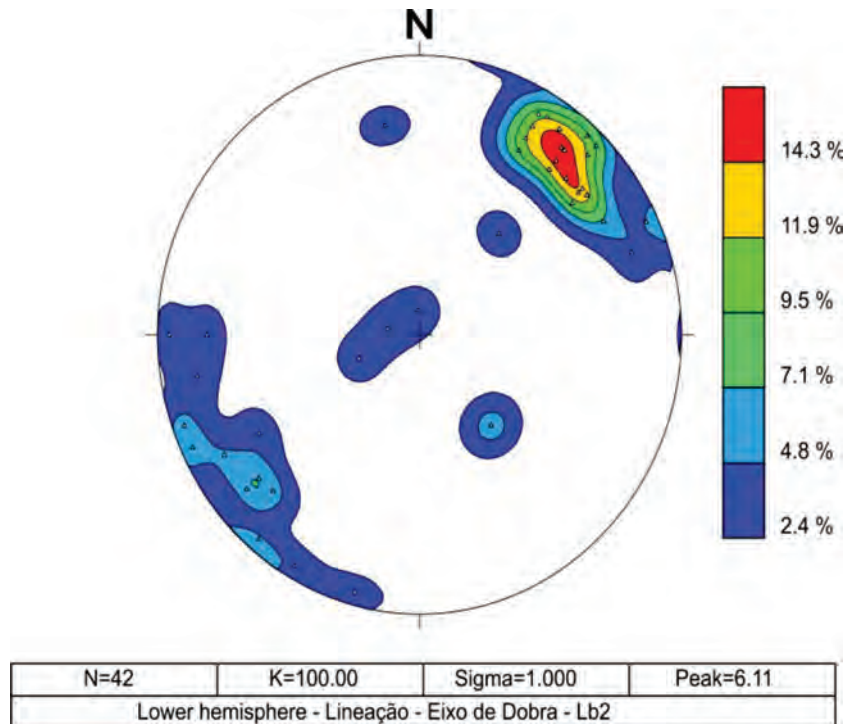


Figura 4.3 – Concentrações médias dos eixos L_b encontrados em campo, coerentes com o gráfico A.

a transposição preferencial e paralelização do plano axial de $S_{n+1} // S_n$. Em (B) considera-se a foliação metamórfica prévia dobrada e sendo transposta por fase progressiva subsequente, em condições metamórficas similares. Em locais onde estas mesmas rochas se encontram mais preservadas

de deformação (C e D) notam-se vesículas não deformadas preenchidas por quartzo, calcedônia e carbonato. Ao exposto, ficam evidentes as relações de heterogeneidade deformacional, com zonas altamente estiradas e transpostas e secções sem deformação.

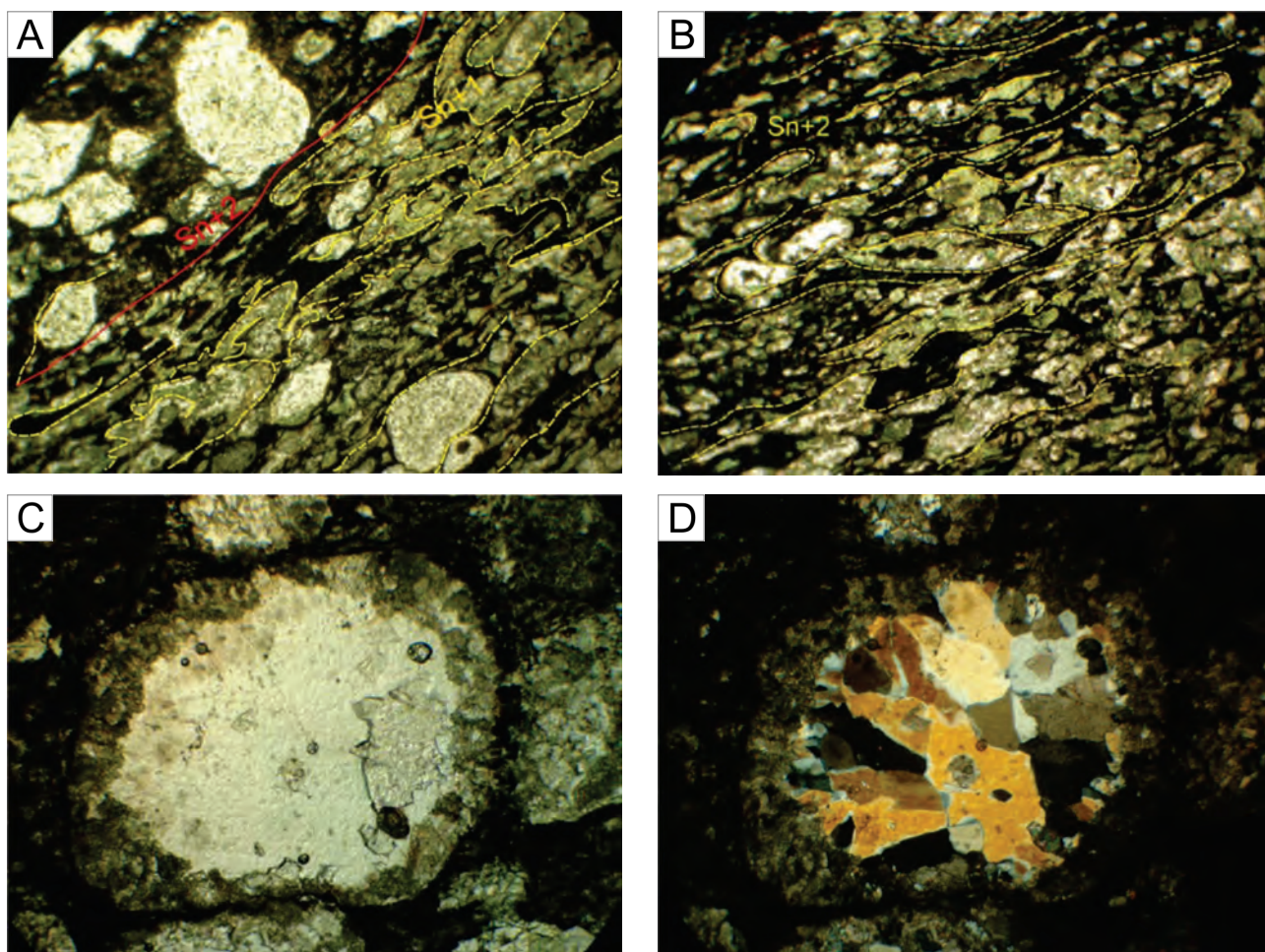


Foto 4.2 – Feições microdeformacionais relacionadas ao domínio dúctil de encurtamento crustal. A: Fotomicrografia LN – Metavulcânica com clorita e quartzo estirados e dobrados. Observa S_0 incipiente marcado na granulometria e $Sn+_{1/2}$ foliação (xistosidade). Transposição de dobra, superfície metamórfica $sn+1$ sendo transposta em Sn_2 (Ponto MO-84 / Coord. UTM 340445, 8381878); B: Fotomicrografia LN – Metavulcânica com clorita e quartzo estirados e dobrados. Grãos de quartzo assimétricos rotacionados sob efeito de cisalhamento simples ($Sn+1/Sn+2$) (Ponto MO-84 / Coord. UTM 340445, 8381878); C: Fotomicrografia LN – Rocha metavulcânica com vesículas preenchidas por calcedônia, quartzo e carbonato, não deformadas. Afloramento localizado em zonas de baixo strain (Lâmina MO-189/ Coord. UTM 340055, 8382260); D: Fotomicrografia - Rocha metavulcânica com intercrescimento das bordas para o centro de vesícula preservada (Lâmina MO-189/ Coord. UTM 340055, 8382260).

4.2.2 - Domínio Dúctil-Rúptil- Fase Transpressional/ Transcorrente

Este domínio é uma continuidade da fase anterior, com mudanças da característica de fluxo, onde passa a dominar o cisalhamento simples. Nestes ocorrem muito mais deslocamentos ao longo do mergulho e do *strike* do que a simples mudança de volume dos conjuntos rochosos. Além do fluxo altera-se a vorticidade do sistema com a contínua rotação do tensor compressional.

Os padrões de dobras gerados relacionam-se a arrastos e rompimentos de dobras anteriores e aproveitamento das estruturas e descontinuidades prévias para seu desenvolvimento

Além dos padrões geométricos, a análise deste domínio comprova que as superfícies dos flancos das dobras rompem-se, formando falhas e

zonas predominantemente transpressivas, com ângulos variáveis de altos a baixos e subparalelos às zonas de charneiras. A evolução desses esforços e a falta de espaço faz com que estas zonas evoluam para falhas inversas seguindo o movimento geral para SE e/ou deslizem lateralmente para zonas transcorrentes confinadas e restritas (Fotos 4.3A a 4.3D).

É normal encontrar estas zonas com deslocamentos direcionais limitados, ora com movimentações dextrais, ora sinistras, tendendo a zonas de cisalhamento maiores, uma preferência ao sentido anti-horário.

Os afloramentos chave descritos a seguir, expostos em *sketchs* e interpretados, abrangem esta fase e domínio. Representam as características deformacionais da área desde zonas de alto *strain* a áreas menos deformadas. São dois exemplos e estão localizados no extremo sul da folha Nova Xavantina

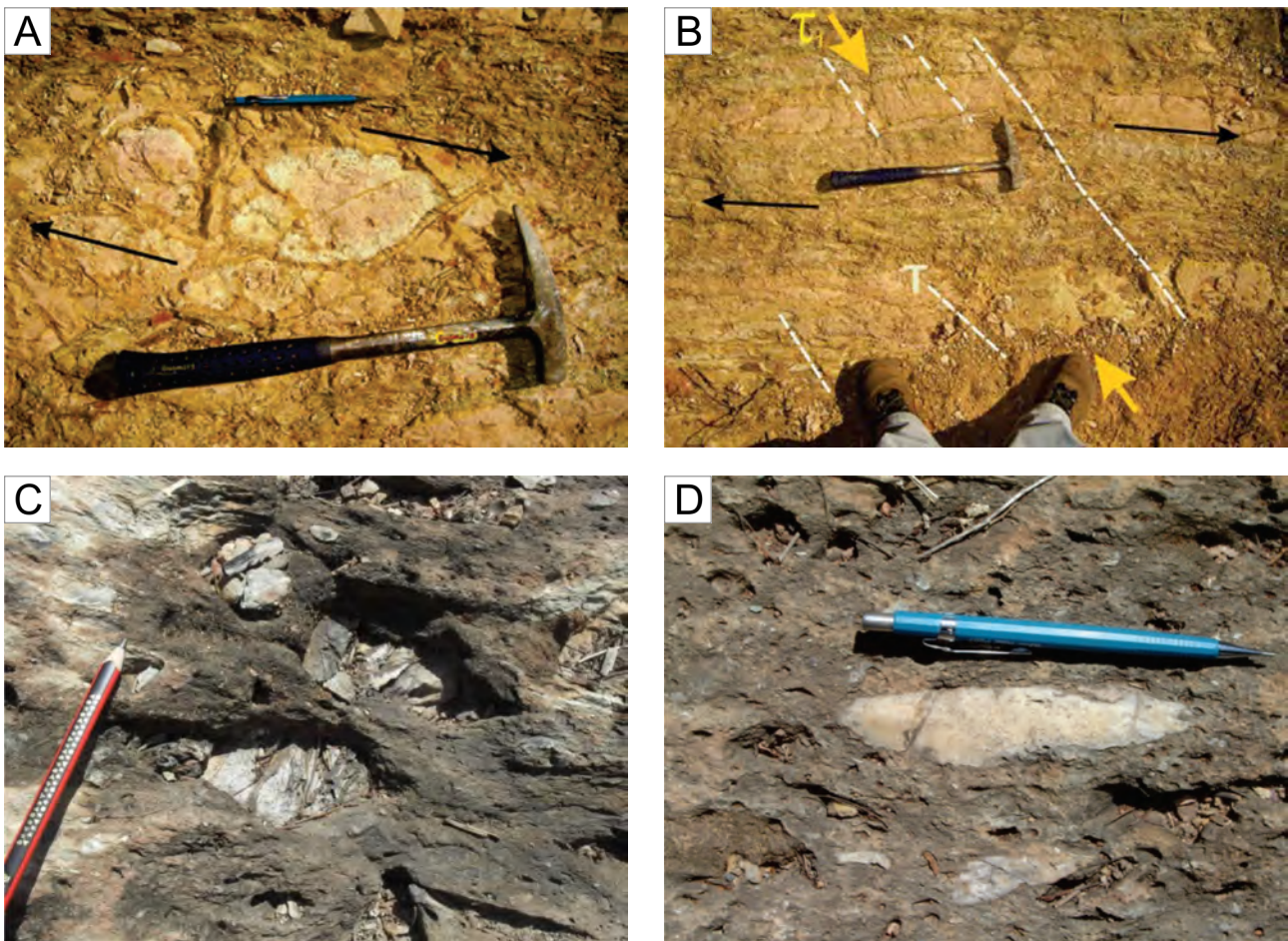


Foto 4.3 – Feições estruturais de cisalhamento simples em zonas predominantemente transpressivas. A: Escapes laterais em zonas de cisalhamento restritas e estruturas S/C com cinemática dextral. Domínio dúctil-rúptil de direção N30°E (Ponto MO-23 / coord. UTM 347680, 8354984); B: Fraturas sin-cisalhamento, indicando direção do tensor de maior encurtamento N80°W e boudinagem e estrangulamentos em camadas menos competentes (Ponto MO-23 / coord. UTM 347680, 8354984); C: Metaparaconglomerado polimítico com clastos de dolomito apresentando rotação sinistral (Lx 20° 030°) e com fraturas internas marcando tensor de compressão N85°W (Ponto MO-17 / Coord. UTM 342971, 8366229); D: Clastos e quartzo alongados e com fraturas internas concordantes e paralelos ao tensor (Ponto MO-17 / Coord. UTM 342971, 8366229).

e centro-leste da Placa Nativa. Muitos outros são encontrados com as mesmas características estruturais.

O afloramento MO-064, apresentado no *sketch* da Figura 4.4, localiza-se no extremo sul da área e encontra-se associado a uma sequência de anticlinais e sinclinais muito apertados e com superfícies axiais quase verticalizadas. Estas dobras representam a fase descrita anteriormente sob forte encurtamento crustal Dn+1 (Dúctil Cisalhamento puro). Sobreposta a esta encontra-se a Dn+2 (dúctil - rúptil (Cisalhamento Simples) de caráter transpressiva e progressiva. A vergência causada por esta fase é peculiar, pois é inversa aos padrões anotados para a Faixa Paraguai.

Observa-se o acamadamento original (S_0) marcado pela alternância de rochas quartzíticas, metarenitos e vulcanogênicas finas, intercaladas em finos estratos e lentes. Na fotografia (A) observam-se os veios extensionais (T) preenchidos por quartzo e representando o tensor de máximo encurtamento.

Estes, no decorrer do processo, rotacionam-se, mostrando a migração e variação entre cisalhamento puro e simples, ou seja, é a transpressão particionada.

Estas rochas são metamorizadas na fácies xisto verde baixo durante a fase de encurtamento (S_{n1}) e apresentam, em planta e perfil, dobramentos com padrões estilo “M”, em zonas centrais e de charneira de dobras (fotografia C). Lateralmente, para os limbos das dobras, seus flancos são desmembrados e rompidos, com rotação sinistral, por zonas de cisalhamento transpressionadas e transcorrentes (S_2) (fotografias B e F), feições típicas deste domínio.

Nos limbos, em setores de intensa deformação, o acamadamento original (S_0) e a foliação metamórfica (S_1) são totalmente transpostos e se apresentam totalmente paralelizados (fotografia E).

O afloramento JO-073 é outro exemplo dentro deste domínio e apresenta outra peculiaridade da deformação na área. Este é apresentado na figura 4.5 sendo um padrão característico da porção

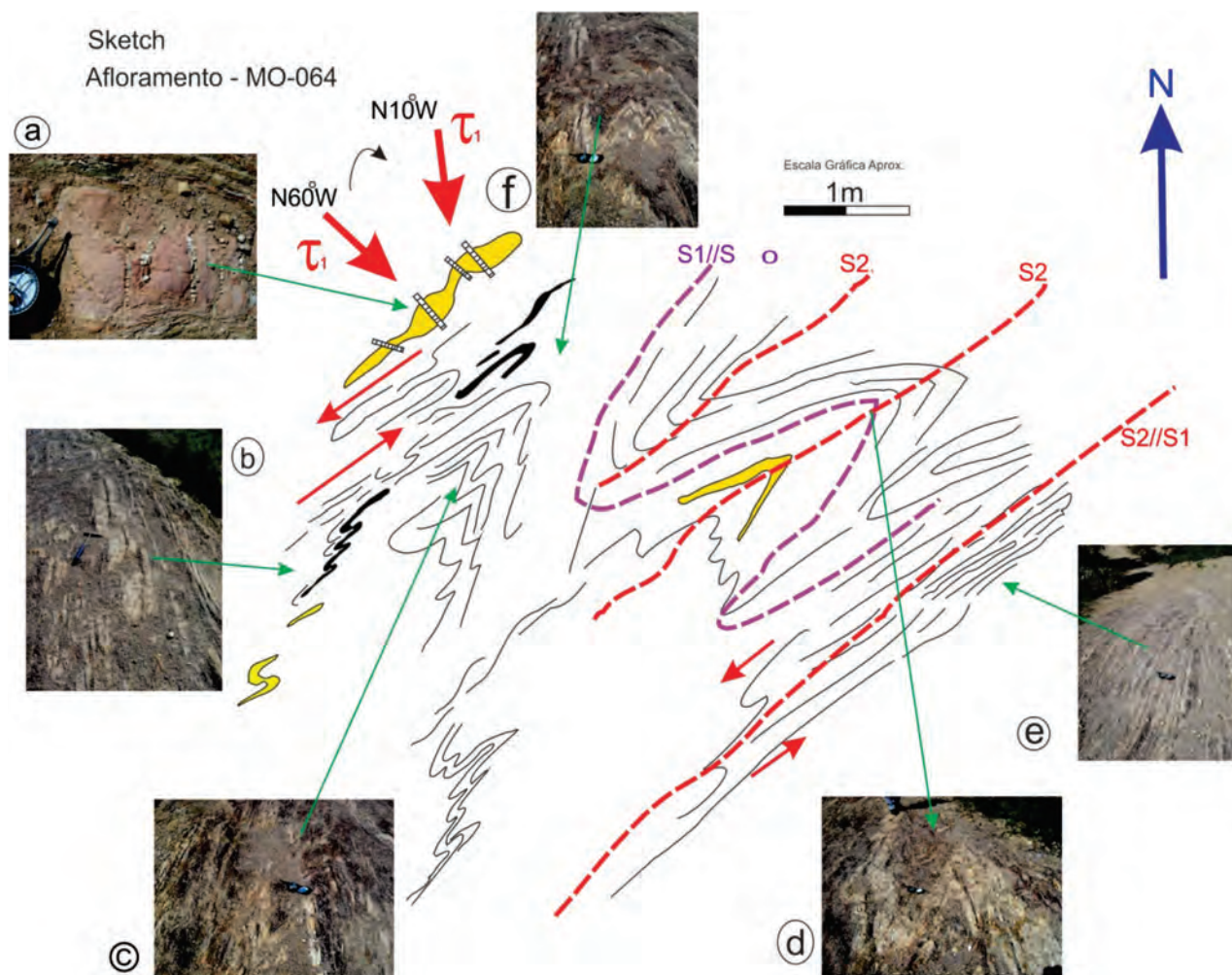


Figura 4.4 – Feições deformacionais do Domínio Dúctil-Rúptil - Fase Transpressional / Transcorrente. Estruturas interpretadas e expostas nas fotografias mostram a evolução deformacional da área, explicações dos quadros do afloramento no texto (Ponto MO-064 / Coord. UTM 343626, 8355417).

central da área ao longo do rio das Mortes, mas também ocorre de forma comum e em diversos outros locais.

Impressa em tufos cineríticos finos de cor negra notam-se, milimetricamente espaçadas, estruturas que truncam obliquamente a estratificação original (S_0). Estas formam crenulações que tendem a transpor os estratos, mas de forma incipiente. Este sistema marca uma zona frontal a oblíqua de cisalhamento, em estruturas tipo S/C cavalgantes. A diferença do afloramento JO-073 para o afloramento MO-064 é sutil e reside no sentido de deslocamento da fase deformacional. Enquanto no primeiro funcionam como superfícies inversas de cavalgamento, ao longo dos limbos, no outro tem preferência ao deslocamento lateral. Mas em ambos prepondera a componente oblíqua e o fluxo sob cisalhamento simples.

Este exemplo conta a evolução deste tipo de estrutura (figura 4.5). Em (A) as rochas vulcânicas, horizontais e assentadas, recebem os esforços e deslocam-se, criando superfícies de cisalhamento (S_1) que rotacionam, crenulam e cortam o S_0 original (B). A continuidade do processo deformacional faz com que

os estratos cavalguem e corruguem, por diferenças interestratais, criando *mullions* que materializam o eixo das dobras (Tectonitos Lb), no caso em posição $N05^\circ 050^\circ E$. O Lx perpendicular a esta direção posiciona-se nas superfícies de cisalhamento a baixo ângulo que empurram os estratos e formam as estruturas observadas nesta figura.

O vetor σ_1 , neste afloramento, fica aproximadamente na posição $N30^\circ W$, concordante ao sistema de dobras descrito regionalmente. A fotografia (E) mostra uma panorâmica em corte deste afloramento. As fotografias (F) e (H) representam detalhes, onde se observa a formação dos *mullions* pela intersecção do acamadamento com as estruturas S/C. Nos cortes é possível visualizar uma relação de quase perpendicularidade geométrica entre estas feições estruturais.

O estereograma da Figura 4.6 expõem o padrão dos veios extensionais, relacionado tanto ao domínio de encurtamento crustal como ao domínio transpressional e transcorrente, o que demonstra a vorticidade, a evolução de σ_1 e sua coaxialidade inicial e rotação no decorrer do tempo. Este se posiciona desde $N80^\circ W$ até $N10^\circ W$.

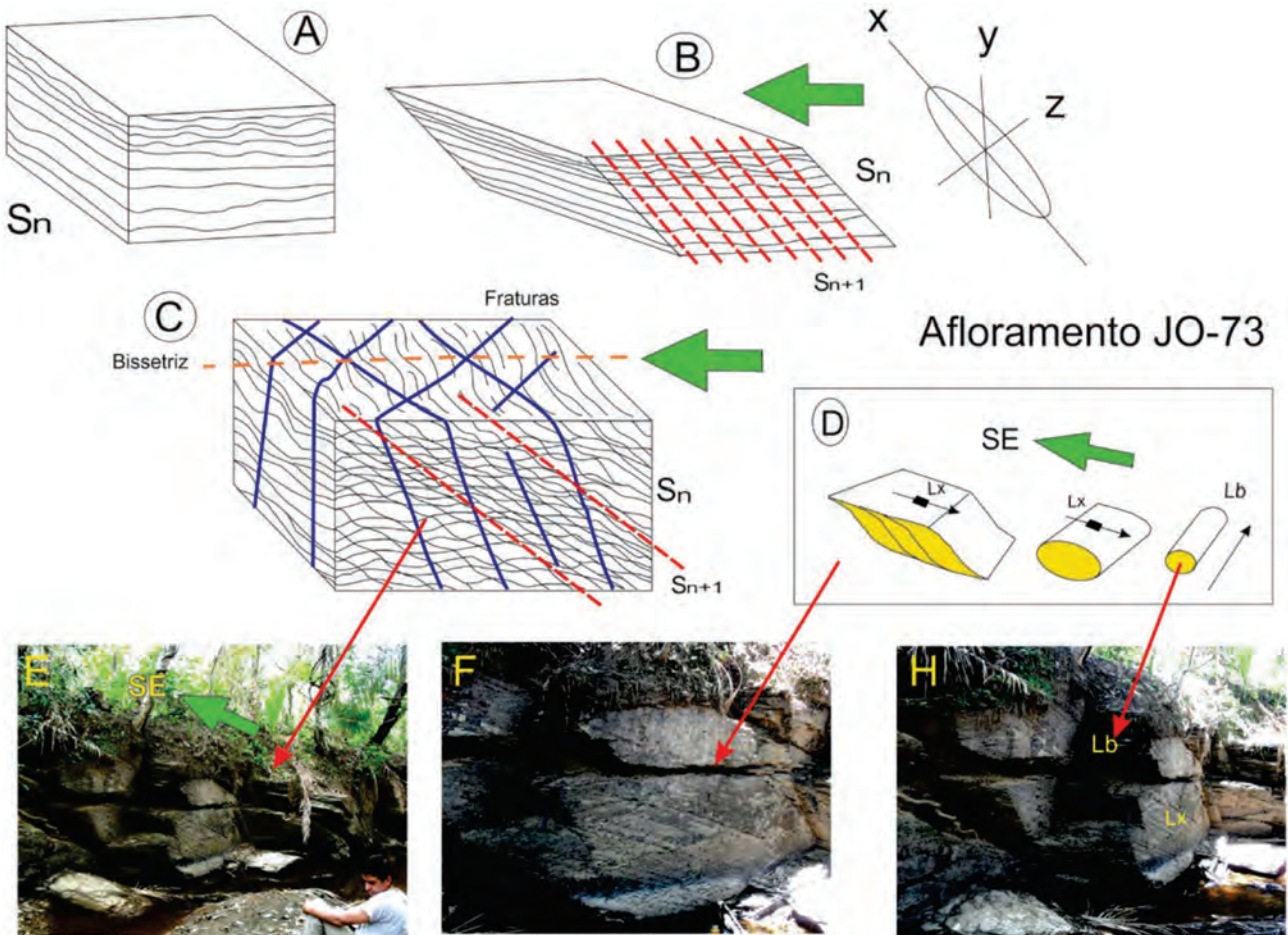


Figura 4.5 – Feições deformacionais do Domínio Dúctil - Rúptil. Fase Transpressional / Transcorrente. Características de deslocamento inverso a baixo ângulo com vergência para SE. Detalhes no texto. (Ponto JO-073 / Coord. UTM 336352, 8377203).

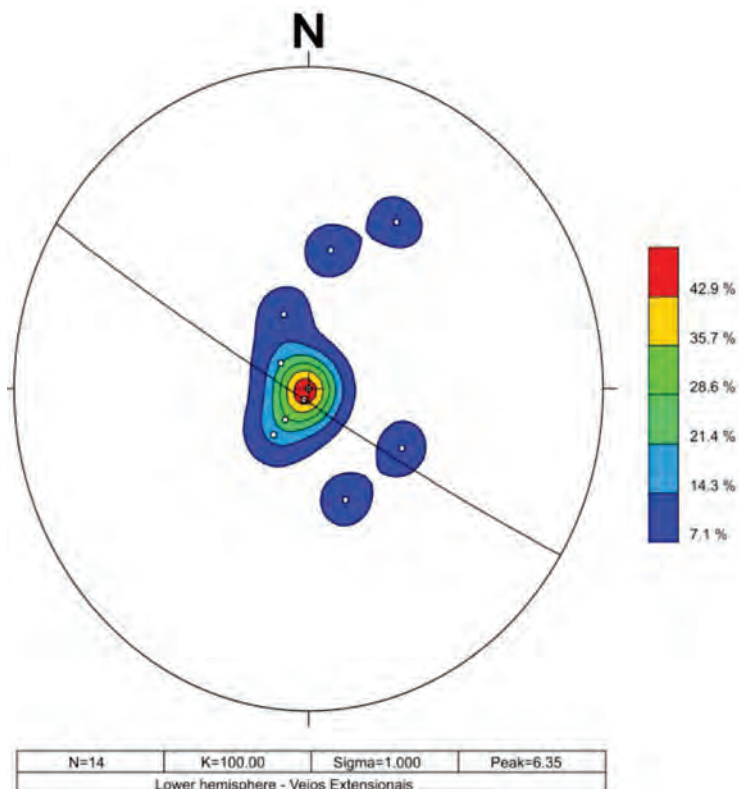


Figura 4.6 – Estereograma das superfícies de veios extensionais, marcando a direção de máxima compressão.

4.2.3 - Domínio Rúptil-Dúctil / Rúptil - Fase Transtraccional / Extensional

Esta característica deformacional é mais visível e ocorre em afloramentos na porção norte da área. Não constitui o principal registro, ocorrendo de forma esporádica em alguns locais. Outra característica é que suas feições evidenciam uma rotação total no vetor compressional, que migra de NW para NE. Um exemplo é descrito no ponto de controle PC134, próximo ao afloramento DS-018 (Figura 4.7). Localiza-se na encosta de uma pequena elevação, em uma área com cerca de 140m², onde afloram rochas metapsamíticas e metarenitos finos com muitos veios de quartzo, que a princípio se dispõem de forma caótica, mas em detalhe guardam a história deformacional, admitida como sendo a mais jovem e registrada apenas neste setor.

Em (A) observa-se uma mesma geração de veios orientados, em dois padrões angulares e geométricos, com relações de corte e preenchidos por quartzo. A bissetriz dos dois conjuntos, com direção N42°E, materializa o vetor σ_1 neste incremento infinitesimal da deformação.

Em (B) e (C) são mostrados dois conjuntos de veios extensionais. Configuram feixes de "gash veins", com geometria e origem distintas, os quais indicam um fluxo sob cisalhamento simples e uma cinemática preferencial dextral. Apresentam o vetor σ_1 com características de posicionamento similar e para direção N55°E.

Em (D) ainda é possível observar veios de uma geração anterior, dobrados. Esta fase tardia pode indicar a cinemática de estruturas regionais ainda maiores e marcar a influência do Sistema Transcorrente Transbrasiliano de cinemática dextral, na porção leste da Faixa Paraguai.

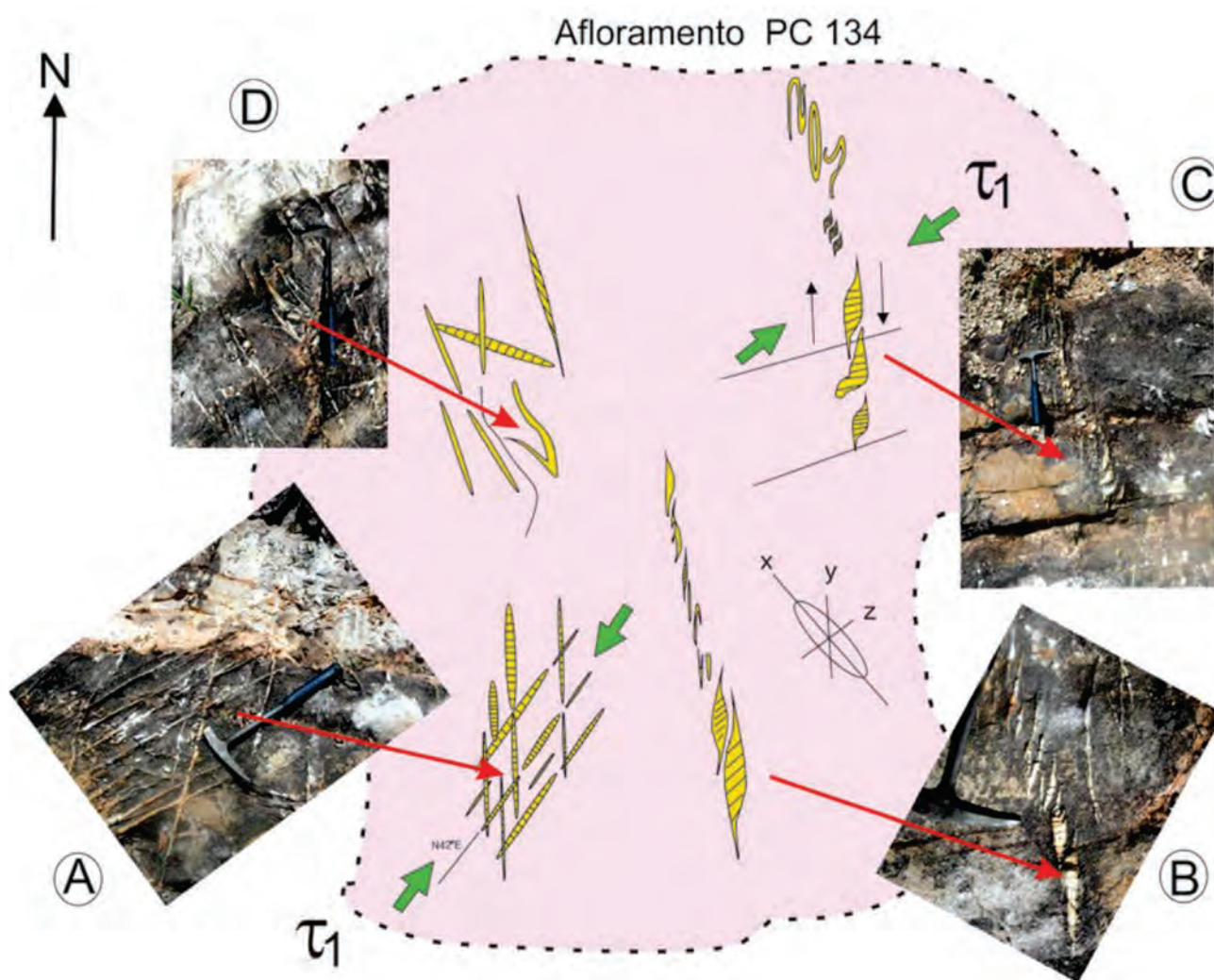


Figura 4.7 – Feições deformacionais do Domínio Rúptil-Dúctil / Rúptil - Fase Transtraccional / Extensional. As setas verdes posicionam aproximadamente o vetor de máxima compressão. Detalhes no texto (PC-134 / Coord. UTM 334647, 8395737).

4.2.4 - Domínio Rúptil

Esta é a última fase de deformação e afeta indiscriminadamente todas as unidades litoestratigráficas da área do projeto. Constitui-se de um padrão de falhas e fraturas, visualizáveis principalmente nas rochas da bacia do Paraná. No embasamento são ora paralelas à foliação regional, ora discordantes, interceptando ortogonalmente as superfícies axiais das dobras.

São estruturas jovens, paleo-mesozoicas, provavelmente relacionadas a esforços extensionais pré a sin-paleozoicos, uma vez que deslocam verticalmente as unidades sedimentares permio-devonianas da Bacia do Paraná, formando estruturas tipos *grabens* e *horsts*. Cita-se, a exemplo, o *Horst* de Campinópolis, localizado na parte noroeste deste projeto (Figuras 4.8A e 4.8B).

Estas falhas normais relacionam-se também a tafrogênese geradora da bacia fanerozoica, a qual se aproveita das estruturas e discontinuidades herdadas de seu embasamento e cujo tensor rotacional a NW/NE, seja ainda reliquiar, mantido

ativo em um nível crustal raso, cedendo em módulo e relaxando, transferindo-se à posição vertical e finalmente causando uma série de abatimentos crustais em toda área.

Admite-se que o rejeito vertical total destas falhas de gravidade ultrapasse os 250 m, pelo fato de se encontrar afloramentos da Formação Furnas na cota 260 m (MO-105), não mapeáveis a escala do projeto, mas descritos próximo ao rio Pindaíba, no sul da folha Nova Xavantina, em relação aos encontrados e mapeados a oeste, nos chapadões da Serra do Roncador (520 m). As fotografias das Figuras 4.8C e 4.8D mostram as feições de fraturas e falhas em rochas sedimentares das formações Ponta Grossa e Aquidauana.

Conforme observado nos limites do *horst* a oeste da cidade de Campinópolis estes padrões correspondem a zonas cataclásticas muito penetrativas e de largura constantes e amplas, cortando rochas sedimentares. Na região norte do projeto presume-se que os rejeitos sejam mais moderados e estima-se baseado nas cotas topográficas na ordem de 60 m a 80 m.

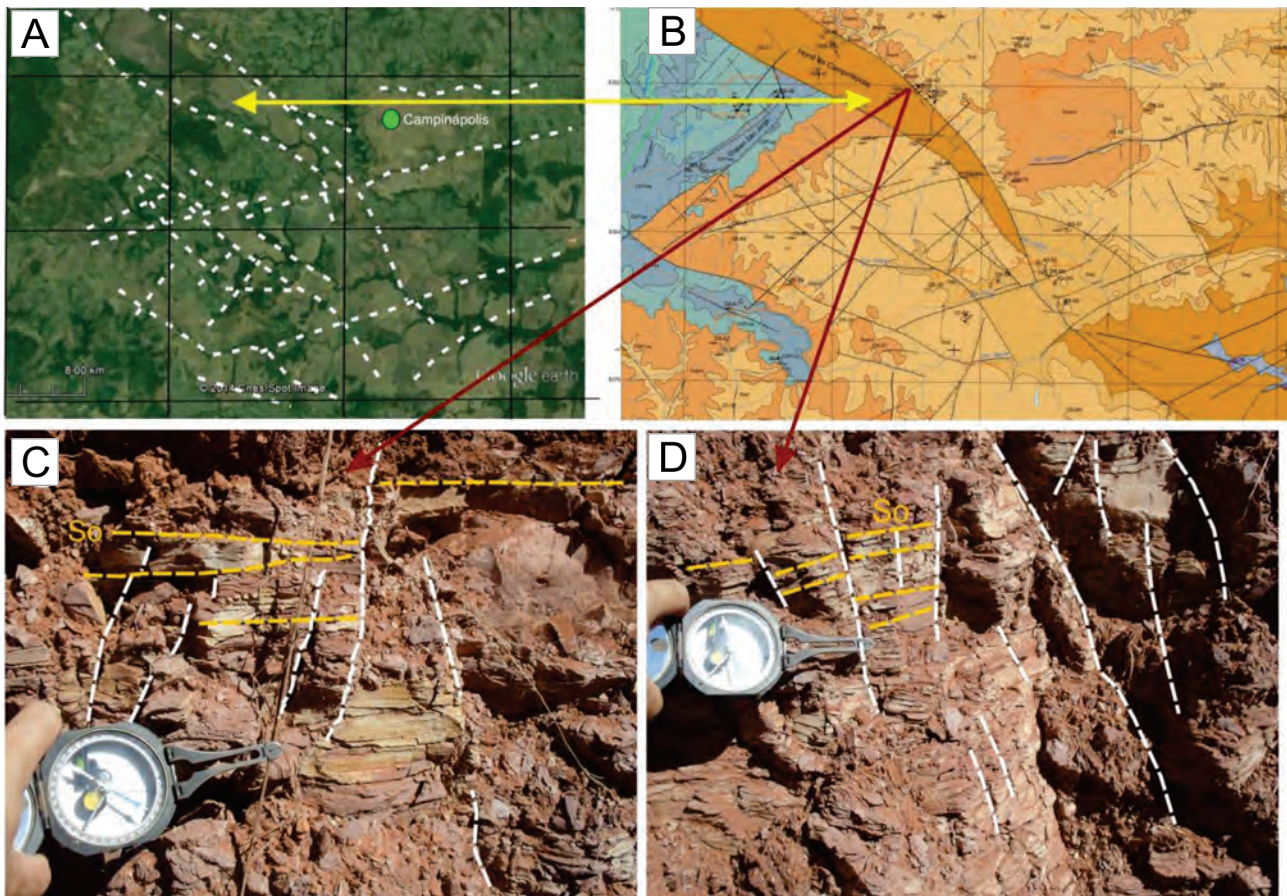


Figura 4.8 – A: Fotolineamentos em imagem com traçado de falhas em rochas da Bacia do Paraná, nas imediações de Campinópolis; B: Correspondência e interpretação em Mapa Geológico da Folha Placa Nativa confirmando as estruturas rúpteis; C e D: O padrão das falhas e fraturas verticais, no local apontado, confirmando estruturas muito penetrativas (traço branco), criando zonas cataclásticas em estratos pelíticos e psamíticos (falhas normais) (Ponto DS-06 / Coord. UTM 8391793, 300390).

No estereograma da Figura 4.9 para este domínio rúptil, e pelos dados de campo, ficaram bem marcadas estas fraturas na bacia principalmente às de direção NW, concordantes com o eixo destes *grabens* e *horsts*.

4.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO

As estruturas mais marcantes do arcabouço tectônico-estrutural deste segmento da Faixa Paraguai são visualizadas nos temas aerogeofísicos. São feições lineares definidas por dois lineamentos magnéticos paralelos de direção aproximada E-W, com mais de 250 km de extensão, os quais representam os limites da abertura (falhas normais) de um *rift* primordial, mapeados principalmente em subsuperfície pelos produtos aeromagnetométricos.

Esta descontinuidade estrutural foi posteriormente reativada no processo de inversão tectônica, sendo dobrada e compondo um sistema de zonas de cisalhamentos transcorrentes com cinemática preferencial dextral. Posicionadas entre esses sistemas cisalhantes que delimitam o *rift*, observam-se anomalias magnéticas de grande amplitude, sugerindo que as rochas ígneas, de associação ácida à máfica-ultramáfica, aflorantes próximas à Nova Xavantina, possam ser bem mais expressivas do que se tem conhecimento.

A estruturação E/NE-W/SW imprimiu às rochas metavulcanossedimentares do Grupo Nova Xavantina uma orientação (direção) semelhante, em zonas de alto *strain*, num regime dúctil, notória por toda a região, principalmente a sul do rio das Mortes. Assim foram formados sistemas de anticlinais e sinclinais e verdadeiros corredores de cisalhamentos, por vezes variando a direção, acompanhando os arqueamentos ou a estruturação anastomosada implícita a esses feixes sigmoidais. Estas estruturas estão mais impressas nos filitos, devido à reologia mais dúctil, e muitas vezes boudinadas pela alternância de competência dos materiais rochosos, intercalados por sedimentos psamopelíticos-carbonatados.

Truncando toda essa estruturação, percebe-se, na região, mais precisamente na borda nordeste da área na aldeia dos Xavantes, uma estrutura dobrada apertada com cinemática dextral, interpretada como cristas de quartzitos ou metarcóseos, que é interrompida por uma grande zona de cisalhamento, de direção N50°E. Este truncamento representa o limite oeste do Grande Lineamento Transbrasiliano, e o plausível limite leste da Faixa Paraguai.

Falhas e fraturas, desenvolvidas em condições rúpteis, com direções preferenciais N40°-50°W e às vezes formando estruturas *grabens* e *horsts*, com deslocamentos verticais de dezenas de metros, são

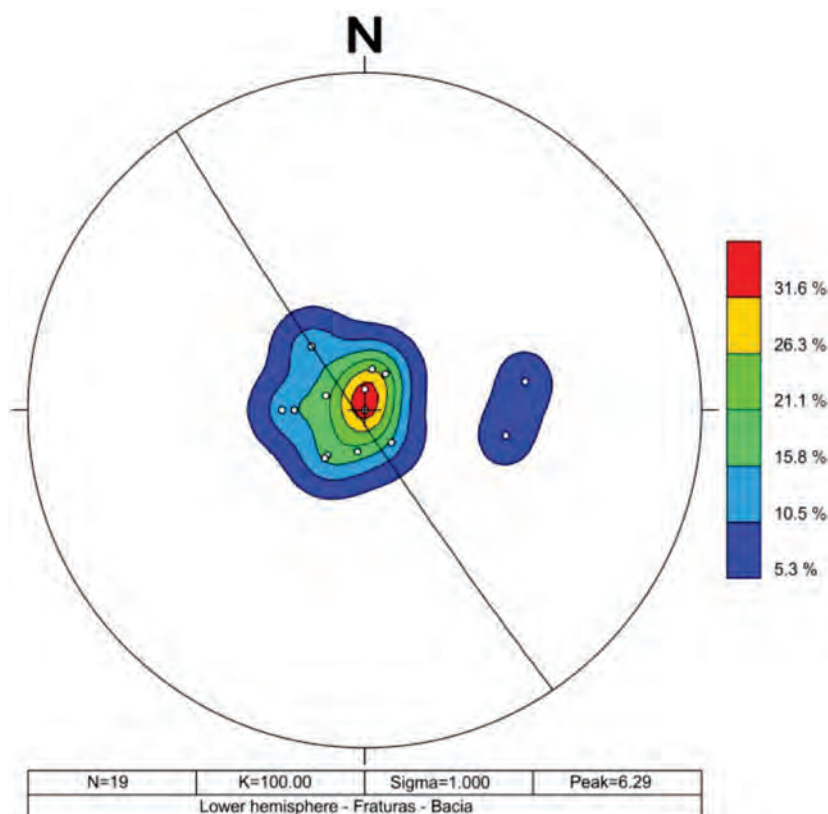


Figura 4.9 – Estereograma das superfícies de falhas e fraturas medidas em rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

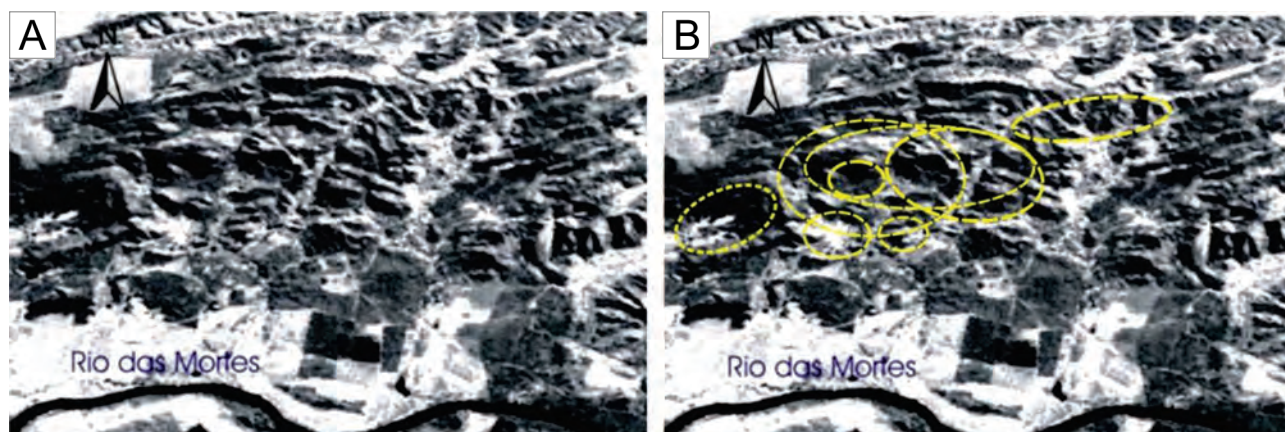


Figura 4.11 – A: Imagem formada pela sobreposição pancromática e imagem de radar. Notam-se estruturas elipsoidais, delimitadas por zonas de cisalhamentos (falhas tangenciais); B: Os anéis em amarelo são as estruturas das múltiplas caldeiras, podendo até se superporem.

Já o preenchimento intracaldeira é formado prioritariamente por fluxo de cinza, tufo e fragmentos de rochas provenientes dos muros desta estrutura. Anéis (muros) semelhantes são aventados na aldeia dos Xavantes, porém parece estar mais bem preservadas, com a vegetação nativa intacta, em detrimento da não acessibilidade e preservação da área. Entretanto, pode-se correlacionar à área com a estrutura de caldeira não só pela sua forma, mas pelas respostas dos radioelementos das imagens gama-espectrométricas ternárias, semelhantes às citadas.

4.4 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A elaboração de um modelo geotectônico na área requer a análise de dados geológicos, geofísicos, litoquímicos e geocronológicos, admitindo vislumbrar as estruturas fisiográficas supra, permitindo propor um quadro evolutivo para a porção oriental da Faixa Paraguai, periférica e amalgamada entre os Crátoms Amazônico e Paranapanema pela zona de sutura Tocantins/Araguaia e pelo Lineamento Transbrasiliano a leste.

No âmbito desta área, há o predomínio duas províncias distintas: o mais antigo pertencente ao então chamado cinturão orogenético “Brasiliano” de idade Neoproterozoica, formador da colagem Gondwana Oeste concebida pelas unidades do Grupo Nova Xavantina, representante neste projeto da Faixa Paraguai e o outro fanerozóico relacionada à bacia intracratônica do Paraná.

Para tanto, diversas observações e descobertas na região, pertinentes às rochas supracrustais, têm corroborado as suposições recentemente aventadas, fornecendo subsídios para compor um novo quadro evolutivo do trabalho.

A ocorrência de rochas vulcânicas ácidas e básicas indica o caráter bimodal do magmatismo nesta região, relacionado à história da abertura

de um rifte intracontinental (SILVA, 2007), intrinsecamente relacionadas a uma fase extensional, com uma depressão central e adelgaçamento crustal subjacente, e por seguinte ascensão mantélica. Esta descoberta completa o quadro proposto ao modelo de Alvarenga e Trompette (1993), onde insere-se a porção vulcânica na faixa.

A arquitetura desta estrutura rift está bem visualizada nos temas aerogeofísicos (magnetométricos) já mencionados. Todo este entendimento e evolução tectônica confronta a história dos orógenos periféricos em modelos de reconstrução do Gondwana, no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico, em que geralmente não consideram a Província de Tocantins, na margem oriental do Cráton Amazônico, no Brasil central (DANTAS et al., 2007). Em todos os modelos, o Gondwana Oeste é mostrado como uma unidade estática consolidada desde 630 Ma, enquanto que processos relacionados à subducção de margens continentais ativas são comuns em todo o resto do Gondwana.

O registro magmático dessa fase está inicialmente relacionado ao estágio pré-rift e consequente estiramento da crosta, com o movimento predominante das massas continentais separando-os numa direção N-S. Ocorre a intumescência do manto fundido ou mesmo uma câmara magmática básica soerguida, aquecendo na base da crosta, criando uma fusão (anatexia) parcial ou total, originando o magmatismo piroclástico ácido (ignimbritos) e básico (escórias) na região, relacionado à fase inicial e intermediária da abertura (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14).

A idade absoluta para estas rochas foi determinada por análise SHRIMP U-Pb em um tufo ácido contendo grãos de zircões prismáticos, alongados e claros, os quais apresentam um padrão complexo. Várias populações de zircões apresentaram idades de 2,0, 1,7 e 1,2 Ga, interpretados como componentes herdados e derivados de fontes

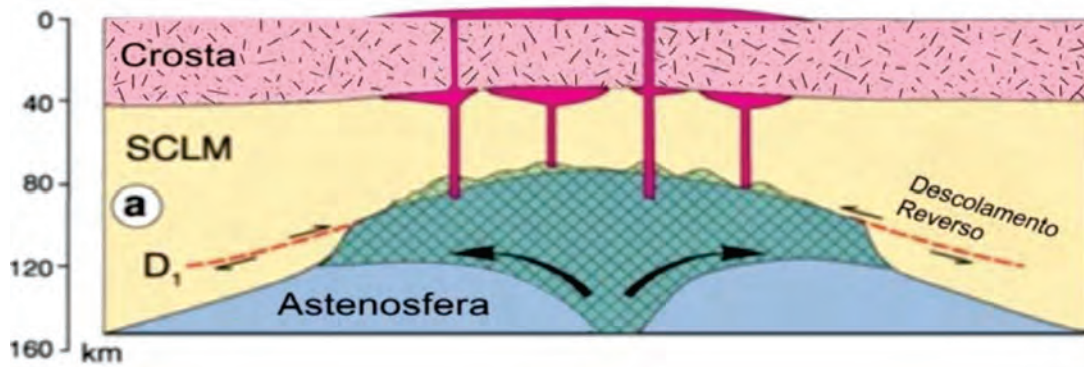


Figura 4.12 – Estágio pré-rift - Ascensão do manto astenosférico (ativamente ou passivamente) na litosfera. Fusão do manto por descompressão adiabática (a área verde indica o setor onde acontece a fusão parcial) e produção de magmas alcalinos. Pode acontecer também a fusão parcial do manto litosférico subcontinental metassomatizado (SCLM). (Extraído de *Magmatic evolution and petrogenesis in the East African Rift system*. In A. B. Kampunzu and R. T. Lubala (eds.), *Magmatism in Extensional Settings, the Phanerozoic African Plate*).

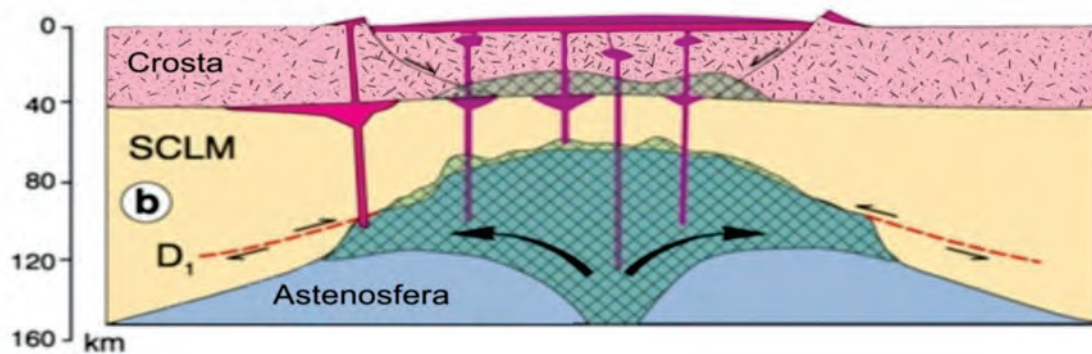


Figura 4.13 – Estágio de Rift - Desenvolvimento do rift continental com erupção dos magmas alcalinos (vermelho) desde uma fonte astenosférica. A ascensão da astenosfera quente produz processos de fusão parcial (anatexia) na crosta. No rift acumulam-se materiais vulcânicos e vulcanoclásticos. (Extraído de *Magmatic evolution and petrogenesis in the East African Rift system*. In: KAMPUNZU, A. B.; LUBALA, R. T. (eds.) *Magmatism in Extensional Settings, the Phanerozoic African Plate*).

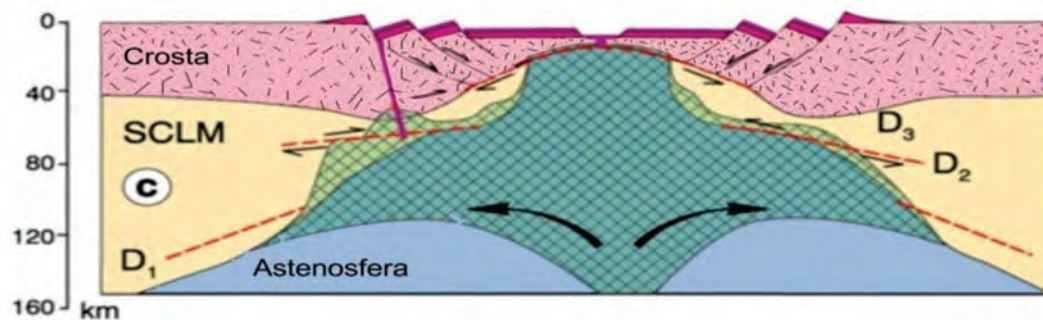


Figura 4.14 – Estágio tipo Rift-Valley - São fendas de grande extensão onde a astenosfera alcança os níveis crustais. Representa a transição ao desenvolvimento e formação da crosta oceânica. (Extraído de *Magmatic evolution and petrogenesis in the East African Rift system*. In: KAMPUNZU, A. B.; LUBALA, R. T. (eds.) *Magmatism in Extensional Settings, the Phanerozoic African Plate*).

continentais. Uma idade de 750 ma foi determinada para uma concordante de grãos de zircão, e é considerada como idade de cristalização da rocha, e, conseqüentemente, a idade de vulcanismo explosivo durante o evento do rifteamento extensional (DANTAS et al., 2007) caracterizando o embasamento da região.

No estágio seguinte, já com uma ruptura total da crosta, ocorre à presença restrita de basaltos,

posteriormente metamorfizados, apresentando valores de ϵNd positivos a perto de zero, com assinatura geoquímica semelhante ao magmatismo do tipo E-MORB, sugerindo o envolvimento de crosta oceânica na bacia precursora ao orógeno Brasileiro atuante na Faixa Paraguai (DANTAS et al., 2006). Essa pouca quantidade de afloramentos na região deve-se ou a uma ruptura litosférica incipiente, com pouca

exposição mantélica, possivelmente um aulacógeno, e/ou ao fechamento, processo de amalgamação do Brasiliano, após a quebra do Rodínia. Esses afloramentos são consumidos ou obliterados, ou seja, penecontemporâneo a abertura (*break-up*), há o fechamento (*amalgamation*), mostrando que o diacronismo é mais uma regra que a exceção na evolução das faixas móveis na América do Sul.

O desenvolvimento da bacia abrigou a instauração de ambientes lacustrinos, lagos salgados e até provavelmente pre-océânicos, o que originou as formações ferríferas bandadas onde os principais componentes, ferro e silício, foram derivados do oceano e não de uma fonte continental, a partir da introdução direta de Fe+2 por exalação vulcânica ou hidrotermal. Embora basicamente constituídas por hematita e sílica, e, subordinadamente, carbonatos, os modelos de origem das formações ferríferas neoproterozoicas são também controversos. De acordo com a hipótese *Snowball Earth* (HOFFMAN et al., 1998), os BIFs neoproterozoicos surgiram em consequência do acúmulo de Fe dissolvido nos oceanos, isolados da atmosfera por espessa camada de gelo que recobriu a Terra. A precipitação das formações ferríferas, de acordo com o mencionado modelo, teria se dado após o degelo, com a mistura de águas ricas em Fe dissolvido com águas oxigenadas, provavelmente por meio de circulações oceânicas associadas a correntes ascendentes (KIRSCHVINK, 1992).

Gross (1973) acreditava que a atividade das fumarolas seria a principal fonte do ferro. Yeo (1981) em estudo estratigráfico, sedimentológico e geoquímico detalhado na formação ferrífera Rapitan, chegou à mesma conclusão. O mesmo autor concluiu ainda que a precipitação química de ferro e sílica estava diretamente relacionada a correntes ascendentes de salmouras ricas em ferro, formada pela atividade hidrotermal. Estas salmouras resfriadas pela presença das geleiras se precipitariam em águas profundas.

Young (2002) questionou a relação genética entre os BIFs como evidência da hipótese *Snowball Earth* em função das ocorrências de formações ferríferas serem relativamente menos abundantes do que os depósitos glaciais. Exemplificou ainda que, no caso do Grupo Rapitan, um dos depósitos de ferro neoproterozoico mais conhecido, a alta proporção de sedimentos ricos em ferro ocorre em argilitos no topo da Formação *Sayunei*, subjacente ao espesso pacote de diamictito (YOUNG, 1976; KLEIN; BEUKES, 1993), o que demonstraria que as formações ferríferas se depositaram antes da formação da cobertura de gelo e, assim, não poderia ser atribuída à oxigenação pós-glaciação. A existência de ambientes modernos de formação de BIFs dificulta a formulação de modelos genéticos, de tal forma que não há consenso sobre os mecanismos de precipitação, gênese do

bandamento, influência de processos biológicos assim como a proveniência do ferro.

Conclui-se que deve haver um estudo mais aprofundado das formações ferríferas em questão, porém, devido às relações de campo, interpretações prematuras sugerem que são relacionadas às fumarolas, e as respectivas correntes ascendentes de salmouras ricas em ferro, formada pela atividade hidrotermal, podendo estar intimamente ligada às atividades vulcânicas reconhecidas na região, seguindo os modelos de Gross (1973) e Yeo (1981).

Cronocorrelata ou posterioria ao desenvolvimento das lentes de formações ferríferas bandadas, ocorre em detrimento das falhas lítricas sintéticas e antitéticas com posterior desagregação e erosão, a sedimentação de rochas psamopelítica-carbonatadas, grauvacas e paraconglomerados, intercaladas às unidades ígneas e têm sido interpretadas como vulcânicas sinesedimentares interdigitadas. Após essa deposição inicia-se o processo de inversão tectônica, com falhas predominantemente transpressivas, aproveitando as estruturas das falhas lítricas e culminando em estruturas onduladas dobradas, falhas cavalgantes com vergências para sudeste e subordinadamente para noroeste, e com escapes laterais transcorrentes, dependendo da proximidade do anteparo (Figuras 4.15 e 4.16).

Por fim, ocorrem os representantes das atividades magmáticas mais grosseiras (faneríticas), intrudindo as litoestratigrafias descritas acima, aflorantes pontualmente e compostas por intrusões ou *sills* gabróticos, de associação geoquímica toleítica (Figura 4.17).

A colagem do Neoproterozoico proveu a formação do Gondwana Oeste, com registros bem impressos na América do Sul. Nota-se que as rochas da faixa móvel em estudo expõem maciços rochosos bastante deformados, oriundos da inversão tectônica, com *nappes* e rampas bem tipificadas, resultantes em estruturas cavalgantes, reativações das próprias falhas lítricas sintéticas, com vergências prioritariamente para SE e mais raramente para NW, a depender da proximidade do anteparo. Imagina-se que o antepaís é possivelmente o Cráton Parapanema a sul, e o Cráton Amazônico a norte, respectivamente, conforme modelo da Figura 4.18. Durante essa convergência extrema, ocorre o espessamento do maciço, forçando para os dois planos de fluxo regional (SE e NW), compondo um arranjo de falhas predominantemente transpressivas, caracterizadas pela estrutura em flor positiva.

No domínio tectônico mais recente, as unidades litoestratigráficas distribuem-se temporalmente desde o Devoniano (Paleozoico) ao Quaternário, conexo à tectônica rúptil responsável pela deposição da bacia do Paraná, delimitados por

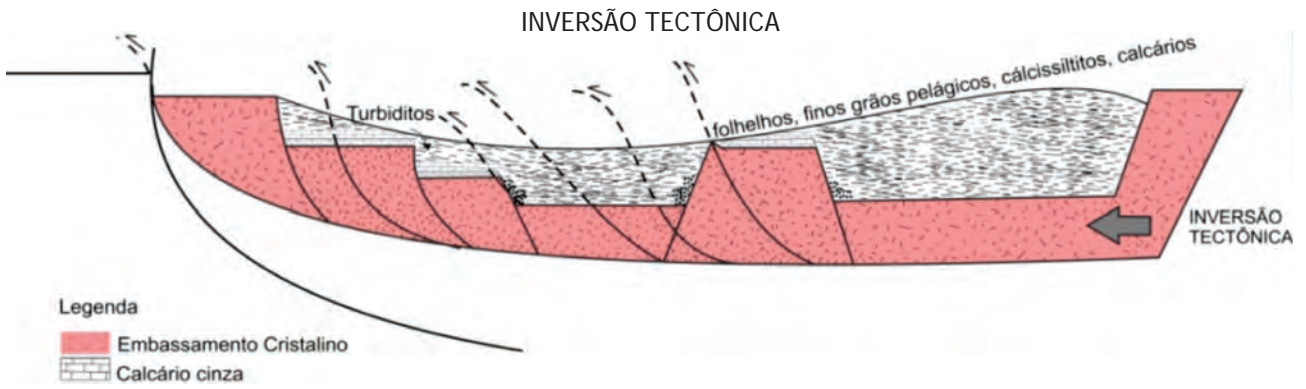


Figura 4.15 – Estágio de Inversão Tectônica – Evolução paleogeográfica do rift intracontinental com o início do processo de inversão tectônica mostrando os empilhamentos e reativação das falhas listricas.

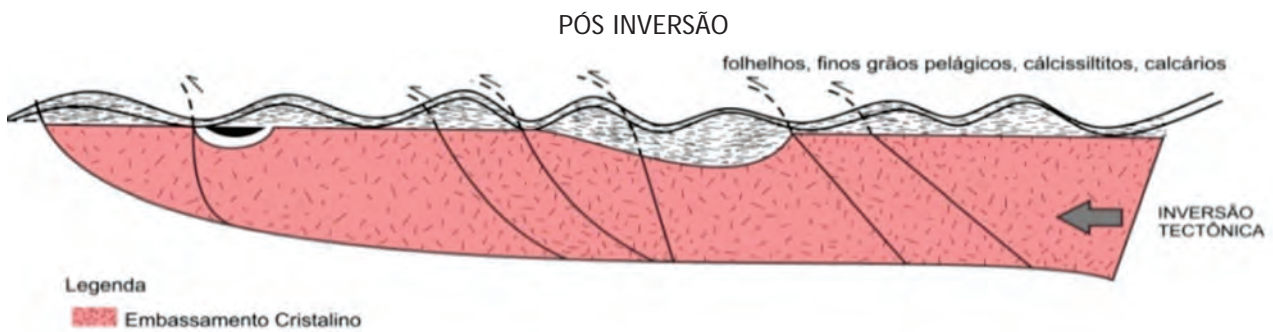


Figura 4.16 – Estágio final da Amalgamação Tectônica – Estruturação ondulada dos metassedimentos interdigitados com as metavulcânicas depositadas na bacia, com falhas dominadamente transpressoriais.



Figura 4.17 – Esquema 3D das distintas estruturas vulcânicas (WESTHEIMER, 2006).

falhamentos normais e também pela estruturação dos *grabens* e *horsts* desenvolvidos na região.

A sequência devoniana inicia-se com uma seção psamítica/psefítica continental da Formação Furnas, que paulatinamente, com recorrência de fácies, passa a comportar sedimentos litorâneos e marinhos de água rasa, compondo a parte basal de um grande ciclo transgressivo-regressivo.

A transgressão é rápida e os folhelhos marinhos da Formação Ponta Grossa, recobrem os arenitos da

Formação Furnas, sem que haja interdigitação significativa entre elas. O contato entre ambas é gradual, caracterizando um intervalo no topo da Formação Furnas conhecido como “camadas de transição” (PETRI, 1948).

Ao final do ciclo, eventos de tectônica deformadora causaram movimentação diferenciada, com reativação de estruturas rúpteis do embasamento, promovendo soergimento de blocos e acentuada erosão dos sedimentos da Formação Ponta Grossa, cuja espessura varia muito ao longo da bacia.

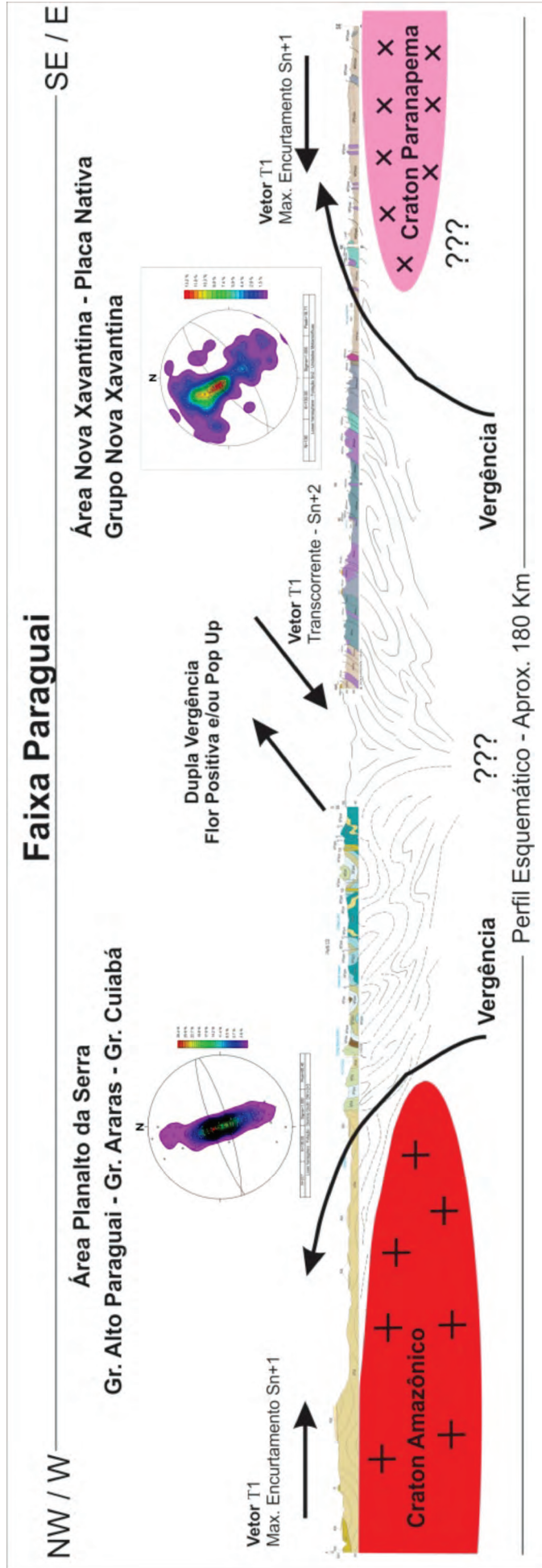


Figura 4.18 – Modelo proposto para a Faixa Paraguai, desde a área do Projeto Planalto da Serra até o Projeto Nova Xavantina-Placa Nativa, evidenciando a dupla vergência, inversões, dobramentos e transcorrências na fase final de inversão orogênica.

5 – GEOQUÍMICA

5.1 - INTRODUÇÃO

Os trabalhos de prospecção geoquímica desenvolvidos nas folhas Nova Xavantina e Placa Nativa constaram da coleta de amostras de sedimento ativo de corrente e concentrados de bateia e teve o intuito de embasar o contexto geológico e gerar informações sobre o potencial mineral da região. Foram coletadas e tratadas 196 amostras de sedimento de corrente e 196 de concentrados (Figura 5.1).

5.2 - MÉTODOS DE AMOSTRAGEM E ANÁLISES LABORATORIAIS

A amostragem de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia seguiu os procedimentos adotados pela CPRM, com coleta em drenagens previamente selecionadas e foi programada com o objetivo de caracterizar associações geoquímicas e verificar suas relações com a geologia da área.

Procurou-se manter uma densidade média de 1 amostra/15 km², com adensando maior em áreas com geologia mais favorável a possíveis mineralizações e mais dispersas nos locais com coberturas sedimentares. Não foram coletadas amostras em áreas indígenas.

As amostras de sedimento de corrente foram coletadas em trechos retilíneos do leito ativo das drenagens, de forma composta, com 5 a 10 porções dentro de uma extensão máxima de 50 metros. Após a coleta, as amostras foram acondicionadas em embalagens adequadas (sacos de pano e plásticos), para minimizar os riscos de contaminação (Fotos 5.1A e 5.1B). Para verificar a variância de amostragem e erros analíticos nos resultados, foram coletadas amostras controles (replicatas e duplicatas) em pontos previamente definidos.

As amostras de concentrados de bateia foram coletadas de forma pontual, logo abaixo do ponto de amostragem de sedimento de corrente, nos trechos da drenagem favoráveis e concentradores naturais (curvas, corredeiras, cachoeiras, marmitas). Os procedimentos e materiais utilizados na coleta das amostras de concentrado de bateia (volume de 20 litros) podem ser visualizados na Figura 5.2.

O material foi concentrado e classificado no campo. Para tanto, usou-se um conjunto de

peneiras formado pelas malhas #4, #8, #16, #28 mesh e bateia (Foto 5.2). Em todos os processos de manuseio, visou-se minimizar ao máximo as possíveis contaminações.

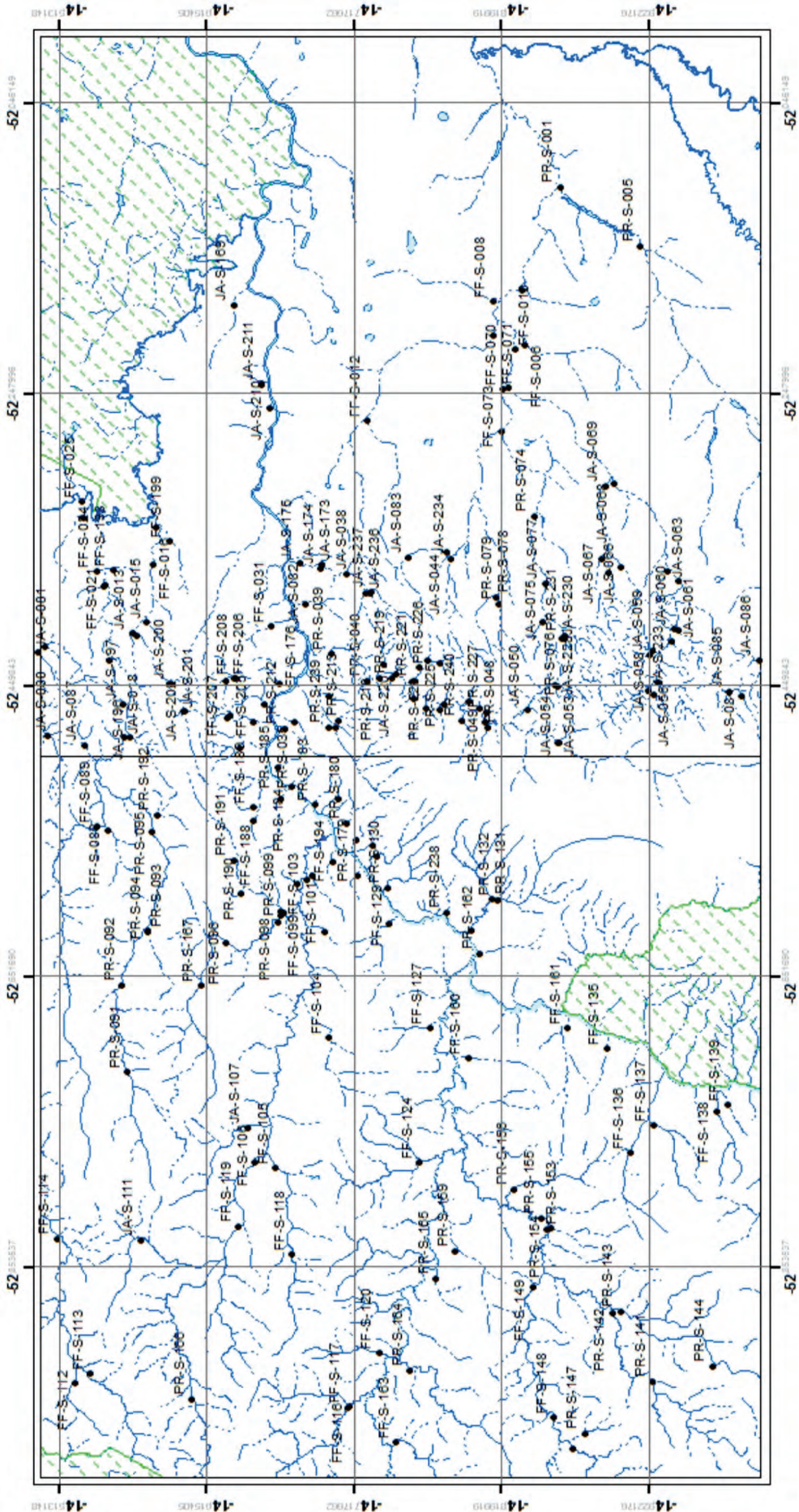
A preparação das amostras de sedimento ativo de corrente seguiu os seguintes procedimentos: a) secagem a 60°C e peneiramento a 80 mesh; b) pulverização e digestão com água régia (0,5 g com 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O a 95°C por uma hora); c) diluição para 10 ml; e d) análise por ICP-MS para 53 elementos (pacote ICM14B, da Geosol).

Os concentrados de minerais pesados foram analisados por mineralogia ótica semiquantitativa no laboratório da Geosol, usando o seguinte método: a) conferência, abertura, deslameamento e secagem em estufa; b) divisão em quarteador *Jones*; c) peneiramento em malha de 0,300 mm para facilitar a análise na lupa; d) separação dos minerais pesados em líquido denso; e) separação magnética com ímã de mão e análise sob luz ultra violeta e se necessário, separação dos minerais nos vários graus de magnetismo (Separador Eletromagnético *Frantz*); f) análise em lupa binocular para identificação e quantificação dos minerais. Minerais desconhecidos ou com identificações dificultadas pelo intemperismo foram encaminhados para análise por MEV (microscópio eletrônico de varredura). A quantidade de minerais encontrada é transformada em porcentagem e cadastrada em formulário padronizado da CPRM.

5.3 - TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE SEDIMENTO DE CORRENTE

A partir dos resultados analíticos das amostras de sedimentos de corrente desenvolveu-se tratamento estatístico simples (teste da variância, cálculo dos estimadores da população, estatística univariada e multivariada básica) com a determinação dos parâmetros básicos. Os resultados analíticos inferiores ao limite de detecção do método analítico foram divididos pela metade deste valor.

A tabela 5.1 contém o número de resultados definidos (RD) e de amostras coletadas (NA), os valores mínimos (VMin) e máximos (Vmax), média geométrica (Mgeo), desvio padrão geométrico (DPgeo), percentis de 25% - 50% e 75% , bem como os valores correspondentes aos *outliers* e extremos extraídos do *box-plots*.



Legenda

- Amostra de Sedimento de Corrente e Concentrado de Bateia
- Massa de Água
- Área Indígena

Figura 5.1 – Mapa de localização das estações de amostragem.



Foto 5.1 – A: Amostra de sedimento de corrente; B: Detalhe da embalagem da amostra.

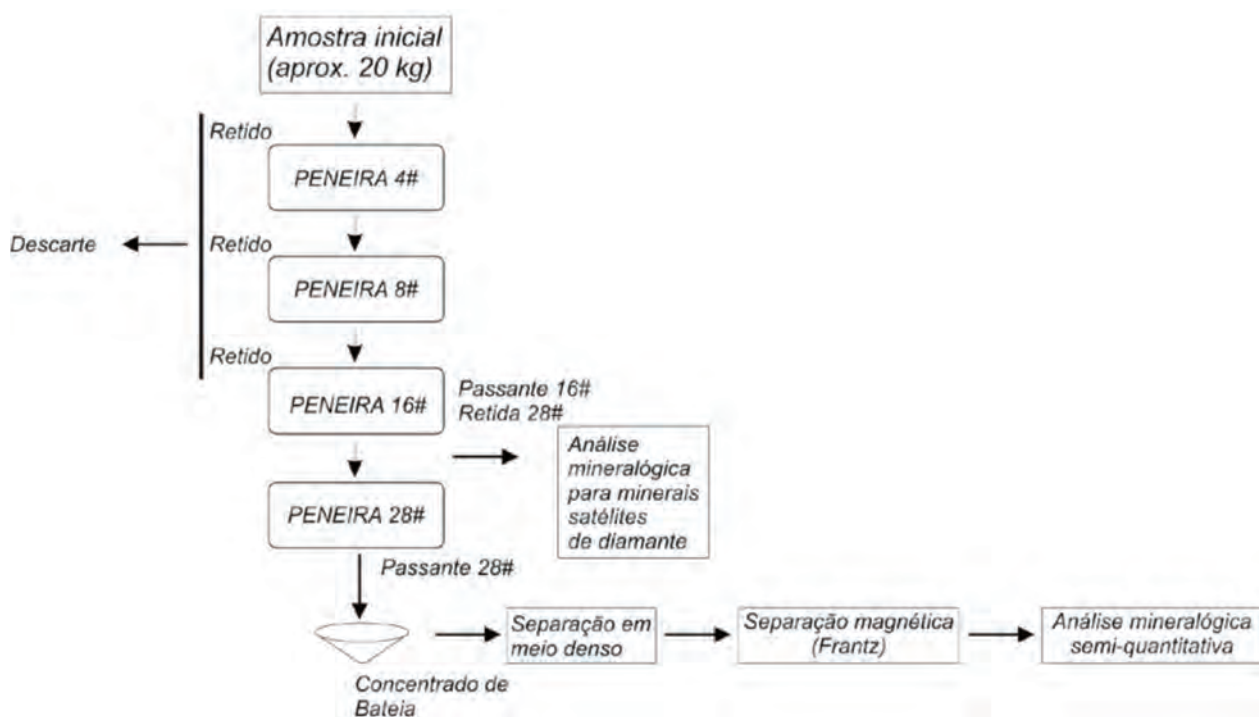


Figura 5.2 – Fluxograma da coleta de procedimentos de laboratório para coleta e estudo de concentrados de minerais pesados.



Foto 5.2 – Kit de pesquisa utilizado na amostragem de concentrado de bateia.

Tabela 5.1 – Sumário estatístico dos dados de Sedimento de Corrente (valores em ppm).

Elemento	RD	NA	Vmim	Vmax	Mgeo	Dpgeo	P 25%	P 50%	P 75%	Outliers	Extremos
Ag	192	196	<0,01	0,53		2,5	0,02	0,03	0,05		>0,3
Al	196	196	0,07	3,06	0,4	2,2	0,24	0,445	0,79	>1,5	>3
As	178	196	<1	38	2,4	2,7	1	2	4	>10	>15
Ba	196	196	<5	168	34,7	2	21,75	37,5	58,5	>120	
Be	184	196	<0,1	1,7	0,3	2,6	0,2	0,3	0,7	>1,6	
Bi	93	196	0,01	6,81		5,9	0,01	0,01	0,16	>0,5	>1
Ca	161	196	<0,01	0,26		2,6	0,01	0,02	0,04	>0,1	>0,14
Cd	172	196	0,005	3,57		3,8	0,02	0,04	0,08		>0,5
Ce	196	196	2,47	522,67	31,6	2,2	20,13	31,76	50,88	>100	>200
Co	196	196	0,5	34,8	4,5	2	2,6	4,1	7,55	>15	>23
Cr	196	196	7	375	155,3	2	110,75	149,5	201,25	>350	
Cs	196	196	<0,05	3,4	0,4	2,2	0,22	0,355	0,62	>1,5	>2
Cu	196	196	3,4	55,3	9,7	1,6	6,875	8,9	12,8	>20	>30
Fe	196	196	0,21	6,6	1,3	1,9	0,82	1,295	2,13	>4	>6
Ga	196	196	0,4	11,8	2,1	2	1,3	1,95	3,4	>6	>10
Hf	176	196	<0,05	1,1	0,1	2,3	0,07	0,1	0,16	>0,3	>0,4
Hg	142	196	<0,01	0,3		2,4	0,005	0,02	0,03	>0,05	>0,1
K	196	196	<0,01	0,36	0,1	2,5	0,04	0,07	0,13		
La	196	196	1,3	182,9	15,4	2,2	9,68	15,6	24,68	>40	>60
Li	160	196	0,5	24	2,4	3,1	1	2,5	6	>14	>20
Mg	154	196	<0,01	0,38		3,2	0,01	0,02	0,053	>0,12	>0,2
Mn	196	196	8	1015	169,6	2,5	57	106,5	235	>500	>680
Mo	196	196	0,22	23,36	2,6	1,9	1,99	2,845	3,818		
Nb	196	196	0,025	8,96	0,4	2,6	0,23	0,39	0,72	>1	>2
Ni	196	196	2,7	76,3	16,4	1,5	13,95	16,8	19,88	>30	>40
P	171	196	2,5	802	143,8	5	59,75	100	198,5	>400	>600
Pb	196	196	1,9	60,3	7	1,9	4,2	6,7	11,93		
Rb	196	196	0,8	35,7	7,4	2,2	4,4	7,8	13,28		
Sb	196	196	<0,05	1,26	0,2	1,8	0,17	0,25	0,35	>0,6	>1
Sc	196	196	0,2	7,9	1,3	2	0,88	1,4	2,1	>4	>5,8
Sn	196	196	0,15	205,3	1	2,2	0,7	0,9	1,4		>20
Sr	196	196	0,6	13	3,2	1,9	1,9	3,2	5,2	>10	
Ta	121	196	0,025	1,25	0,1	2,8	0,03	0,06	0,14		
Te	109	196	0,025	10,05	0,1	6,1	0,03	0,038	0,59		
Th	196	196	0,6	88,6	4,6	2,1	2,8	4,85	7,4		
U	196	196	0,08	7,23	0,5	2	0,31	0,565	0,79		
V	196	196	3	141	16,4	2,2	9	15	24	>50	>80
W	196	196	0,05	37,6	9,8	2,7	7,48	11,95	18		
Y	196	196	0,47	27,06	4,1	1,9	2,91	4,43	6,57		
Zn	196	196	1	63	10,6	2,5	5	10,5	23		
Zr	188	196	0,25	45,5	3,5	3,1	2,2	3,8	6,5	>12	>20

Com o auxílio do *software Statistica* foram examinadas, em detalhe, os *Boxplots* de cada elemento, objetivando identificar os *outliers* e os valores extremos para dar suporte na geração dos mapas de cada elemento.

Em seguida, utilizou-se a correlação de *Spearman Rank* dos dados brutos para estudar as relações entre os diversos elementos analisados (tabela 5.2).

Os valores grifados em vermelho são correlações com valores significativos utilizando-se o coeficiente $p=0,0001$.

É aplicado o termo **anomalia** para os elementos com teores **significantes** ou **relevantes**, quando acima do *whisker* superior do *boxplot*. A posição geográfica dessas amostras em drenagens adjacentes e próximas, provavelmente se deve à continuidade espacial da fonte dos elementos-traço considerados, sejam enriquecimentos normais em certa fácies litológicas, mineralizações ou litotipos em contraste com seus arredores. Tais perímetros, aqui denominados de **zonas de favorabilidade**, podem ser considerados patamares ou platôs de alto *background*, nos quais, muito frequentemente, estão localizadas as ocorrências e jazimentos minerais. As zonas de favorabilidade são bacias hidrográficas contíguas que apresentaram um ou mais elementos químicos anômalos em comum.

No mapa geoquímico (Figura 5.3) foram representadas zonas anômalas (duas ou mais drenagens contíguas) e anomalias pontuais.

A coleta de sedimento de corrente e concentrado de bateia foi realizada em malha regional, atingindo, em muitos casos, estações de amostragem em drenagens de até terceira ordem. As associações geoquímicas anômalas encontradas devem, portanto, representar uma gama maior de protólitos em determinados pontos de amostragem. Deste modo, as quatro áreas anômalas encontradas foram comparadas e vinculadas às unidades geológicas que ocorrem nos perímetros das áreas de captação de cada estação, visando assim uma melhor interpretação dos resultados prospectivos obtidos.

Anomalia I - Abrange um conjunto anômalo em Au-Ga-V-Co-Ba-Zn, além de pintas de ouro em bateia e representa a contribuição das rochas da Unidade Piroclástica e Efusiva. Nesta área já existe a mina subterrânea da Caraíba S/A que explora minério polimetálico desde 2007.

Anomalia II - A área de abrangência da anomalia Co-Zn-Ba está associada à Unidade Carbonática, onde os concentrados de minerais pesados também revelaram a presença de pintas de ouro.

Anomalias III e IV - Compostas por Mn-Fe-Ga-V e Fe-Ga-V e com valores anômalos pontuais de Au. Associam-se a áreas de ocorrência de sedimentos da Formação Ponta Grossa.

A distribuição pontual de elementos como o Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Ni, Fe e Ba (Figuras 5.4 a 5.9) evidenciam a potencialidade da área para os metais. Os *boxplots* desses elementos estão apresentados no Anexo 1.

5.4 - TRATAMENTO DOS DADOS MINERALOMÉTRICOS

Para um melhor entendimento dos resultados referentes aos minerais pesados optou-se em individualizá-los em dois grupos: aqueles de interesse econômico, constituído por ouro, rutilo, minerais ferrosos (pirita, magnetita, hematita, ilmenita e limonita), minerais de titânio (anatásio) e minerais fosfáticos (xenotímio e monazita), e os minerais metamórficos.

5.4.1 - Minerais de Interesse Econômico

O ouro foi identificado em 10 estações, com destaque para o ponto (FF-B-703) em um afluente do Rio das Mortes. A distribuição e a localização das estações com pintas coletados nas folhas podem ser visualizadas na Figura 5.3. O rutilo está presente em 100% das estações com conteúdos de até 25% do total dos pesados.

Dos minerais fosfáticos a monazita e o xenotímio estão presentes em 76 e 17 pontos amostrados em proporção menor que 1% do total dos pesados.

Os minerais de titânio, como anatásio estão presentes em 79% das drenagens das folhas e ocorrem com um conteúdo até 5% do total dos pesados.

Os minerais ferrosos como magnetita, ilmenita e limonita ocorrem em 100% das drenagens com conteúdo em média de 25% do total dos pesados. Pirita ocorre em uma estação, pirita limonitizada ocorre em 63 pontos com conteúdos menores que 1% do total dos pesados.

5.4.2 - Minerais Metamórficos

Granada e estauroлита ocorrem em 117 e 165 drenagens amostradas, respectivamente, com conteúdo até 25% do total dos pesados. Cianita ocorre em apenas 36 estações com conteúdo menor que 1% do total dos pesados.

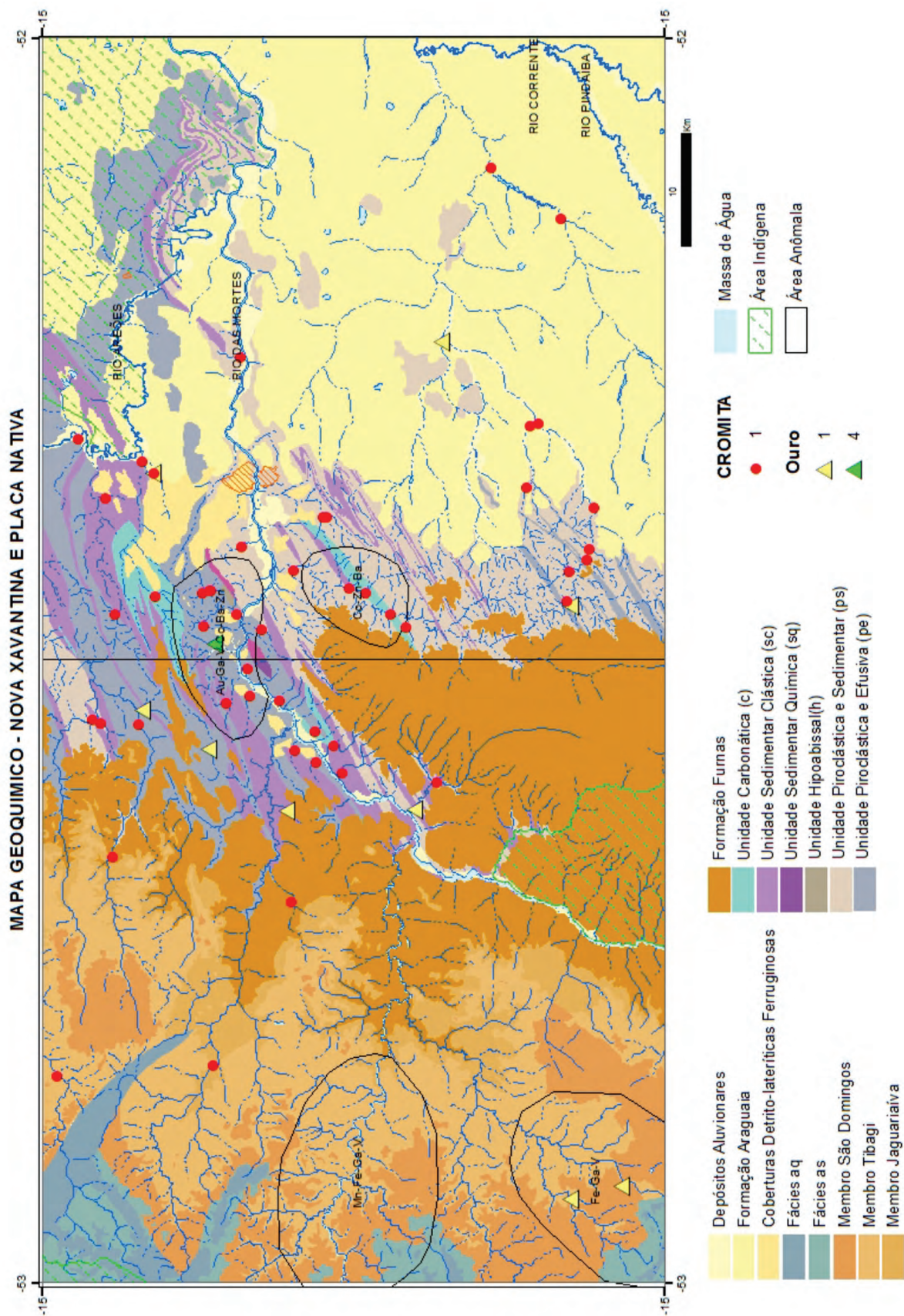


Figura 5.3 – Mapa geoquímico com as principais zonas anômalas.

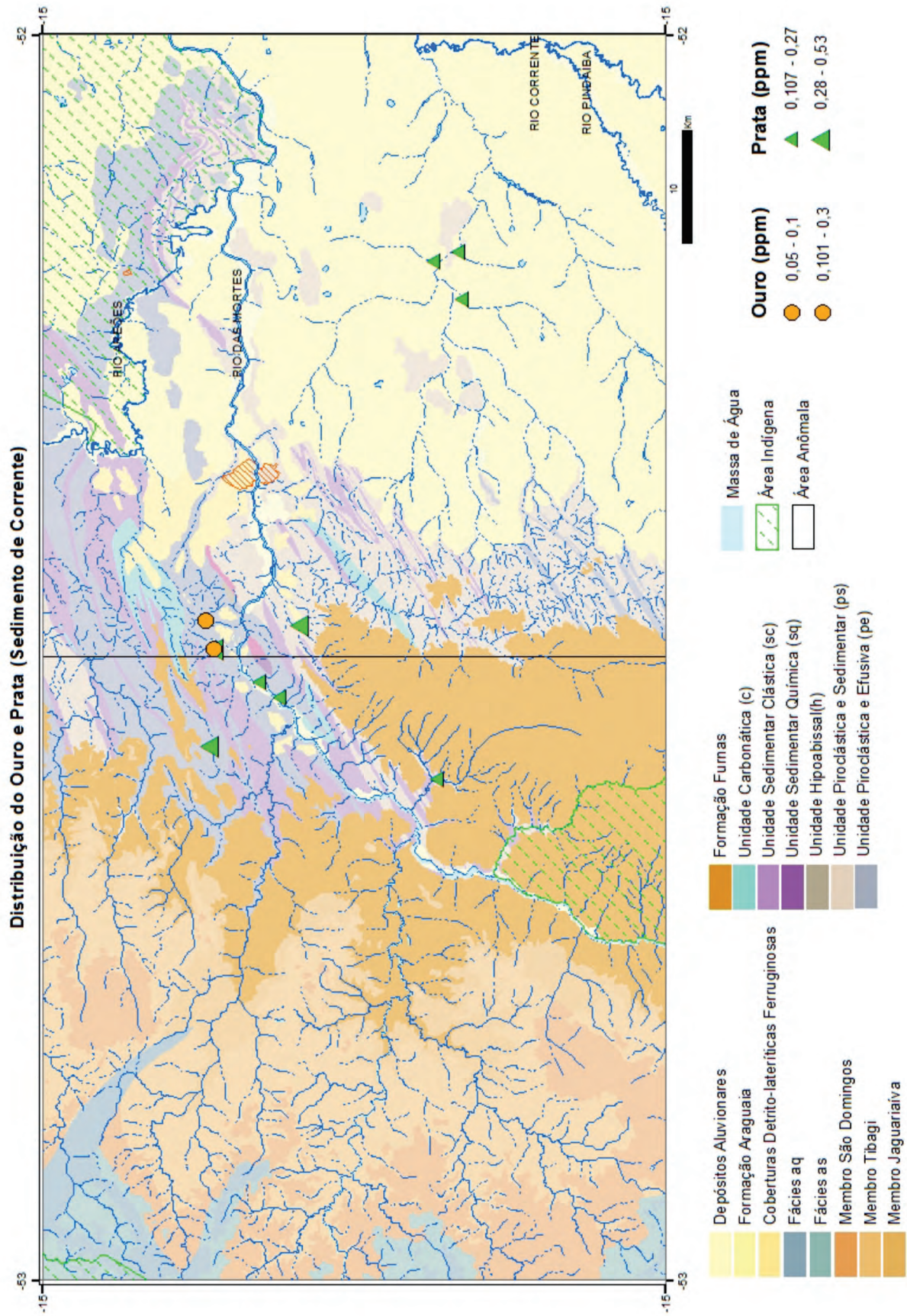


Figura 5.4 – Mapa de distribuição do ouro e da prata em sedimento de corrente.

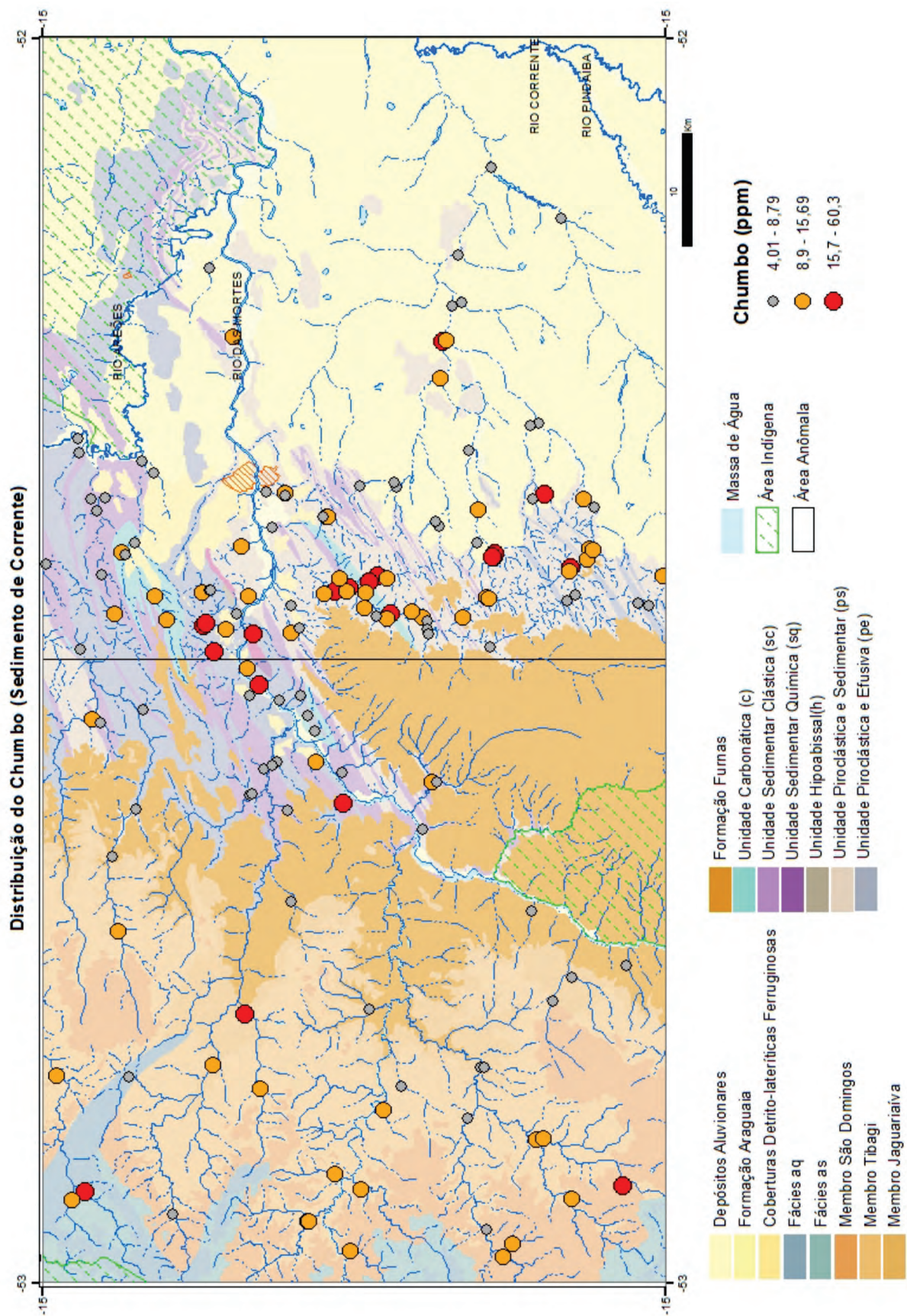


Figura 5.5 – Mapa de distribuição do chumbo em sedimento de corrente.

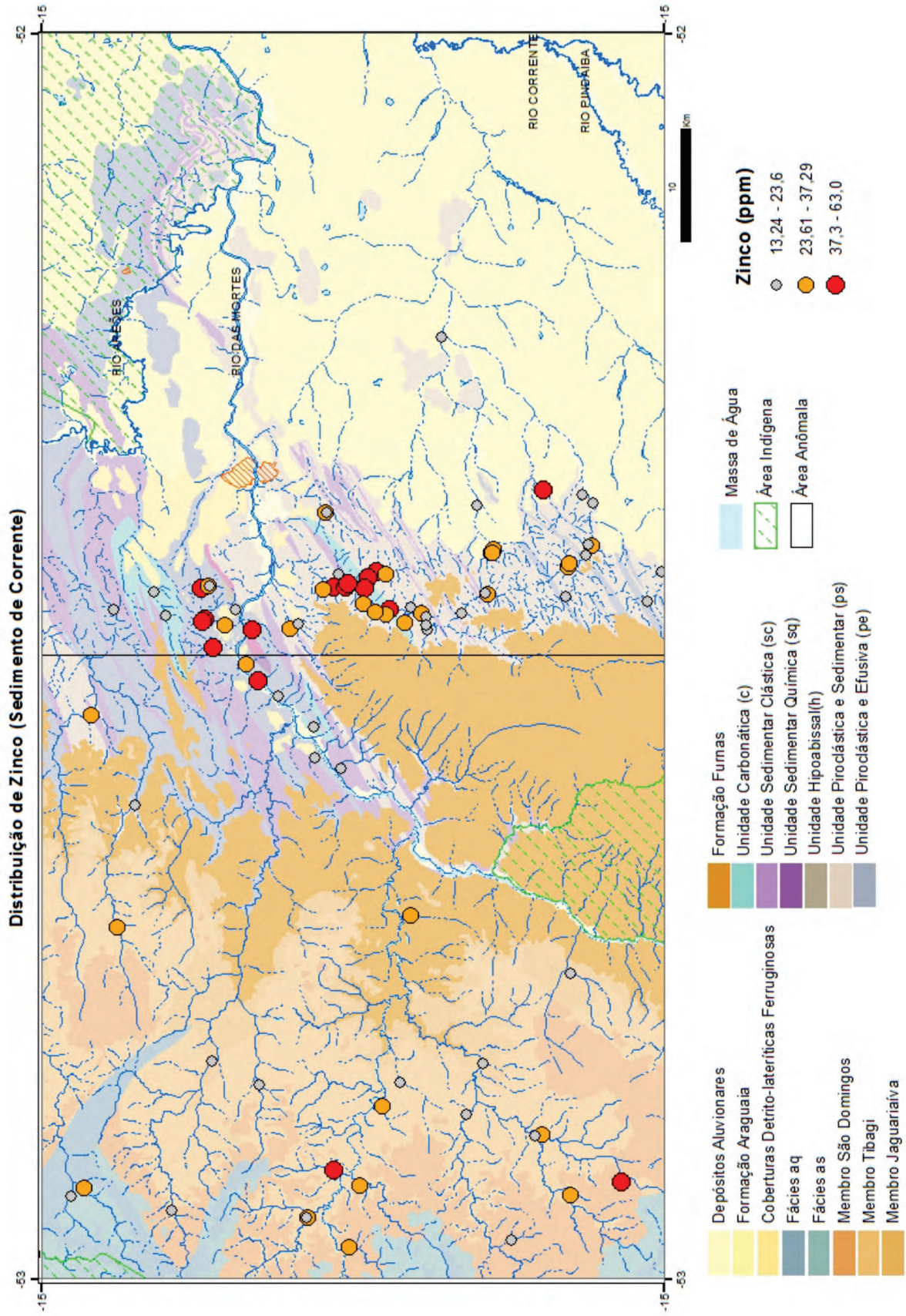


Figura 5.6 – Mapa de distribuição do zinco em sedimento de corrente.

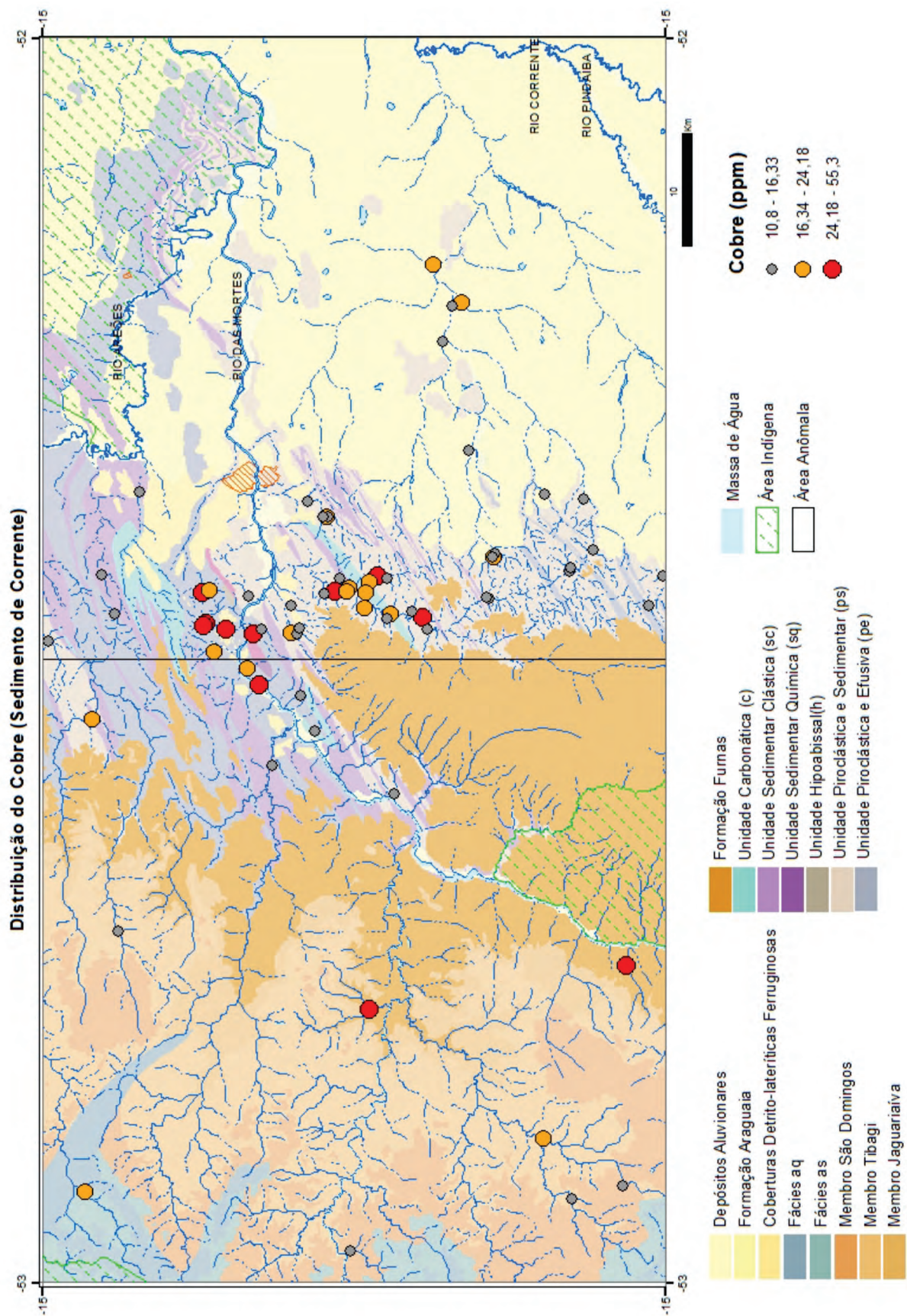


Figura 5.7 – Mapa de distribuição do cobre em sedimento de corrente.

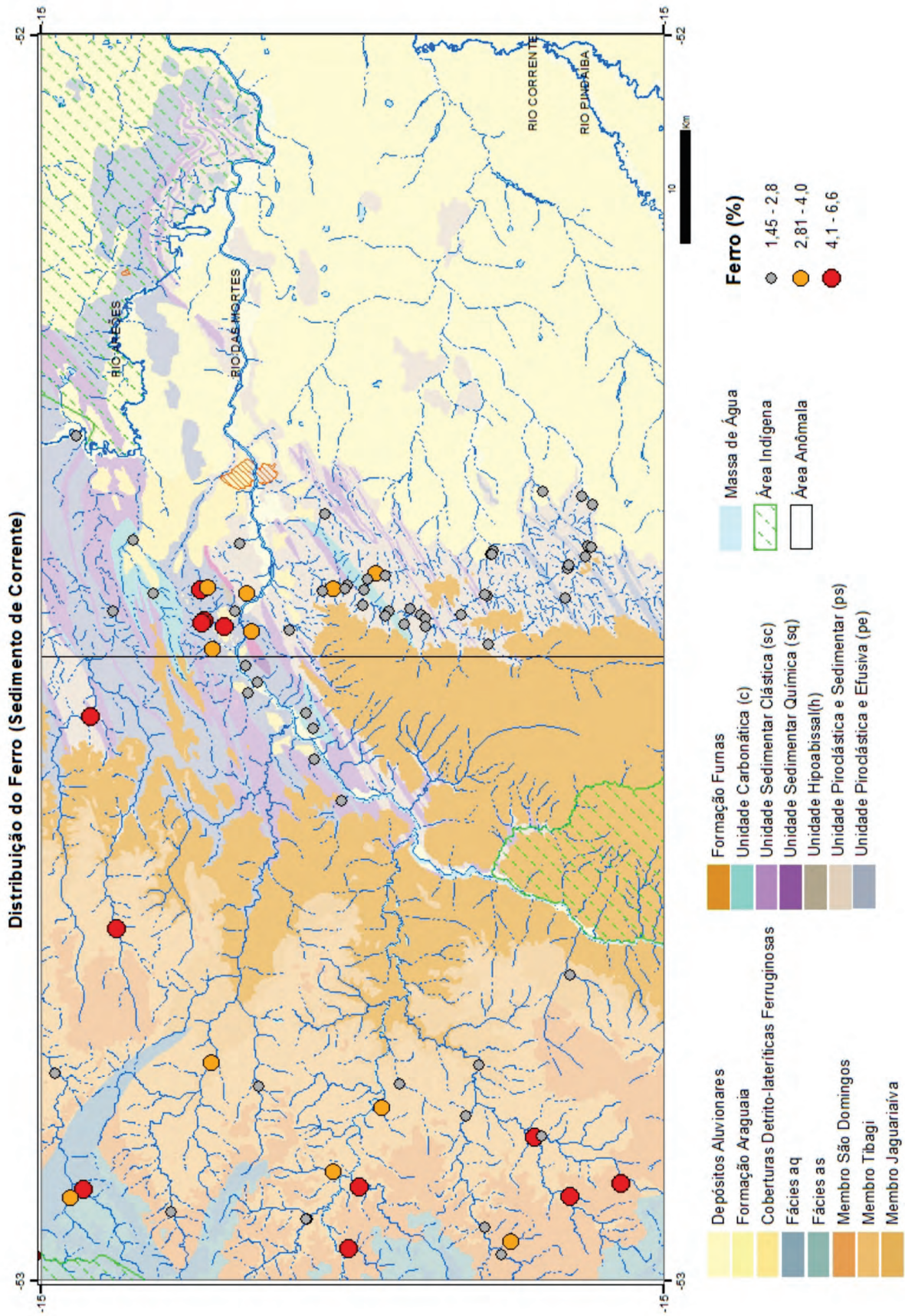


Figura 5.8 – Mapa de distribuição do ferro em sedimento de corrente.

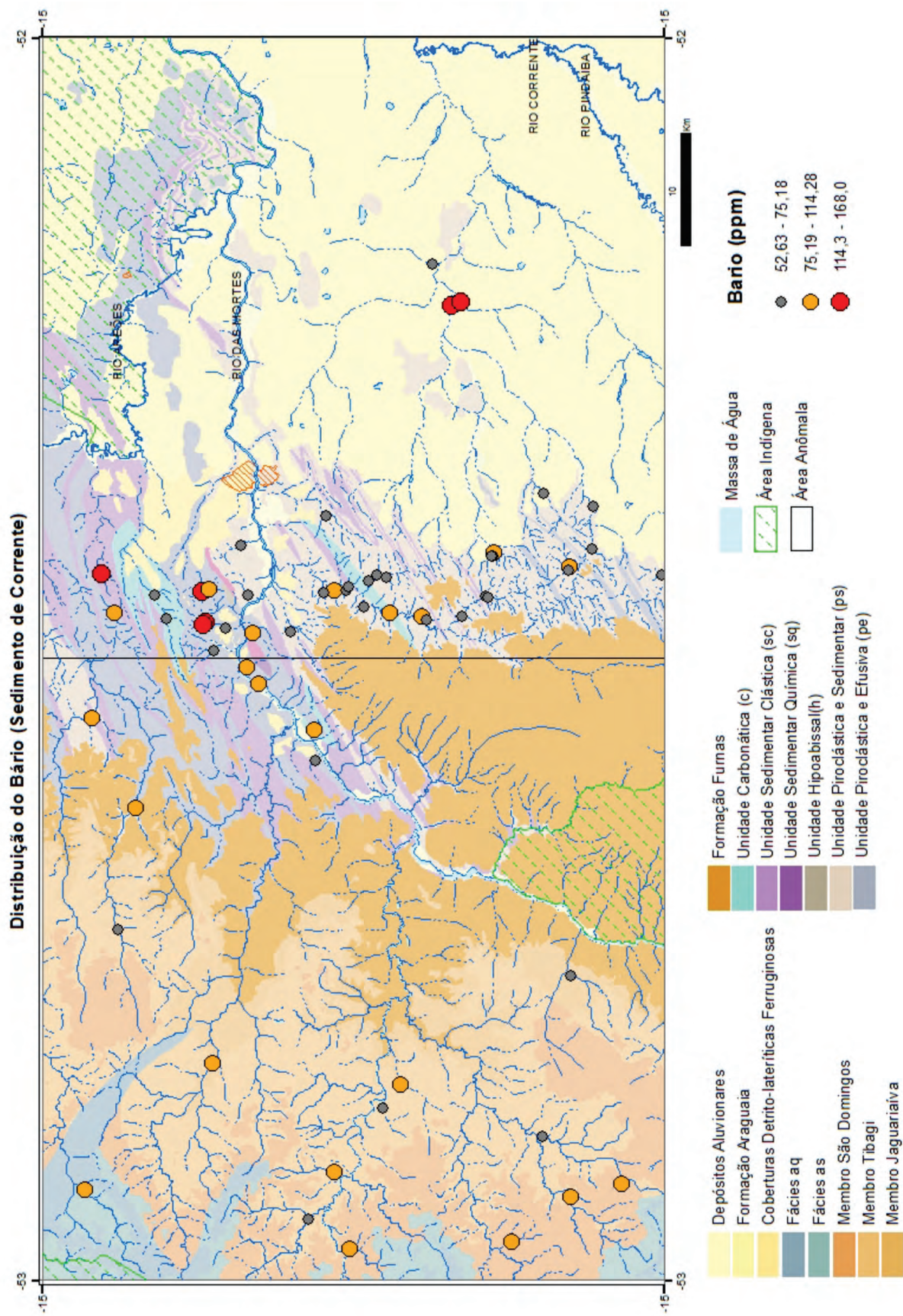


Figura 5.9 – Mapa de distribuição do bário em sedimento de corrente.

6 – GEOFÍSICA

O processamento e interpretação de imagens do Projeto Aerogeofísico Sudeste de Mato Grosso forneceram subsídios ao mapeamento geológico e ao levantamento geoquímico, com a delimitação de domínios e de anomalias gamaespectrométricos e magnetométricos respectivamente.

O Projeto Aerogeofísico Sudeste de Mato Grosso abrangeu uma área de 100.955,49 km² nos estados

do Mato Grosso e Goiás, com a execução de 213.390 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de voo e controle espaçadas, respectivamente, de 500 m e 10 km e orientadas nas direções N-S e E-W (Figura 6.1). A altura de voo foi fixada em 100 m sobre o terreno e com intervalo entre as medições geofísicas consecutivas de 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro).



Figura 6.1 – Localização da Área do Projeto Aerogeofísico Sudeste de Mato Grosso.

Durante a etapa de aquisição de dados, no período de 30/07/2011 a 22/05/2012, foram usadas: aeronaves Cessna Caravan C-208B, prefixos PR-FAM, PR-FAS e PT-MEP, e Piper Navajo PA31; magnetômetros de bombeamento ótico de vapor de céσιο; gamaespectrômetros de 256 canais espectrais; e receptores GPS de 12 canais com correção diferencial “*realtime*”.

Os dados gamaespectrométricos forneceram subsídios para a delimitação e correlação das unidades litodêmicas, com destaque para as imagens ternárias RGB (Figuras 6.2 e 6.3), onde o potássio é representado pela cor vermelha (R), o tório pela verde (G) e o urânio pela azul (B). Neste modelo, onde as cores são aditivas, as máximas concentrações dos três elementos mostram cor branca e as mínimas preta. Na imagem do canal do tório (eTh) (Figura 6.4) foi possível individualizar os domínios fazendo a analogia com a interpretação ternária, principalmente pelo fato de este elemento possuir baixa solubilidade, e atuar como resistato ao intemperismo químico. A gamaespectrometria possui grande correlação com a geologia ou pedologia em superfície, até aproximadamente 35 cm de profundidade de solo, mais que isso o solo decresce cerca de 95 % em emissões de radiação gama. A umidade e a cobertura vegetal são outros atenuadores da emissão dos radioelementos.

A descrição dos domínios aerogamaespectrométricos tenta seguir a ordem de leste para oeste, a partir da Folha Nova Xavantina (FNX) em direção a Folha Placa Nativa (FPN).

A porção leste e central da Folha Nova Xavantina é caracterizada por tonalidade esverdeada (domínio A1) na imagem ternária RGB (Figura 6.3), com médios teores de tório e urânio, e baixo de potássio. Nesta região afloram sedimentos inconsolidados da Formação Araguaia, constituídos por areias de granulometria média a grossa e com grãos dispersos de quartzo, óxidos e feldspatos. Alguns locais exibem tons verdes-escuros a negros (domínio A2), com baixos valores em todos os canais (K-eTh-eU). Esta atenuação de todos os radioelementos corresponde a áreas alagadas, hidromórficas ou com massas d’água.

Algumas faixas anômalas, de cor branca a azul-claro, com formatos elipsoidais, *trend* principal nordeste e com teores médios a altos nos três elementos (domínio A3) aparecem como ilhas, dentro do domínio descrito acima. Nestas áreas afloram ignimbritos (ácidos) e filitos, geralmente laterizados, da Unidade Piroclástica e Sedimentar do Grupo Nova Xavantina. As imagens de canais individuais também expressam esses altos valores. Estas anomalias foram checadas em campo, e corroborou tratar-se de litologias autóctones diferentes daquelas produzidas por solos transportados.

O domínio B foi individualizado principalmente na região a sul do rio das Mortes e nas cercanias de Nova Xavantina o qual apresenta coloração branca-amarela-avermelhada, com altos teores no canal de potássio (K) e médias concentrações em tório (eTh) e urânio (eU), com característica distintas das demais e também diferenciada nas imagens de sensores remotos. Esta assinatura geofísica está associada, de forma geral, à Unidade Piroclástica e Sedimentar, e estas emissões gama podem ser explicadas pela presença de argilominerais presentes nos ignimbritos, os quais são ricos em potássio, tório e urânio. Esses litótipos encontram-se interdigitados aos filitos, metassiltitos, metarcóseos e metagrauvas.

O domínio C foi definido tanto a sul quanto a norte do rio das Mortes o qual mostra tons avermelhados na imagem RGB, com médias a altas contagens no canal de potássio e muito baixos teores nos canais de tório e urânio. Essa assinatura geofísica delimita áreas de ocorrências das rochas da Unidade Sedimentar Clástica, constituída por subarcóseos, quartzarenitos e litoarenitos, principalmente por conterem feldspatos e matriz argilosa na constituição rochosa, e quando intemperizados transformam-se em argilominerais ricos em potássio. É possível notar que possuem uma estruturação arqueada, com formas sigmoidais.

O domínio D de maior relevância econômica posiciona-se acima do rio das Mortes, nas cercanias da mineração Caraíba, e mostra continuidade para leste até a aldeia dos Xavantes e para oeste, adentrando a Folha Placa Nativa. Exibe na imagem ternária coloração lilás-esverdeada-amarelada, com médios a altos valores radiométricos nos canais de tório e urânio e valores médios no de potássio. É estruturalmente arqueado, com *trend* principal nordeste e delimitado por falhamentos. Apresenta boa correlação com as rochas piroclásticas ácidas (ignimbritos), básicas (escória), e efusivas básicas da Unidade Piroclástica e Efusiva e secundariamente intercalações de rochas metassedimentares clástico-químicas. Utilizou-se a correlação entre estas imagens radiométricas e as associações litológicas já definidas para delimitar as unidades nos locais de difícil acesso ou nas áreas indúgenas.

Outra faixa menos espessa deste domínio ocorre próximo ao limite norte das duas folhas, com coloração branca-roseada bastante intensa, a qual apresenta altos valores em todos os canais individuais e estruturação dobrada em forma de arco. É delimitada por falhas e zonas de cisalhamentos transpressivas. Nestes locais predominam ignimbritos, filitos e rochas metassedimentares. As ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas nesse domínio são mais restritas, o que contribui para essa baixa atenuação dos radioelementos nas respostas gama.

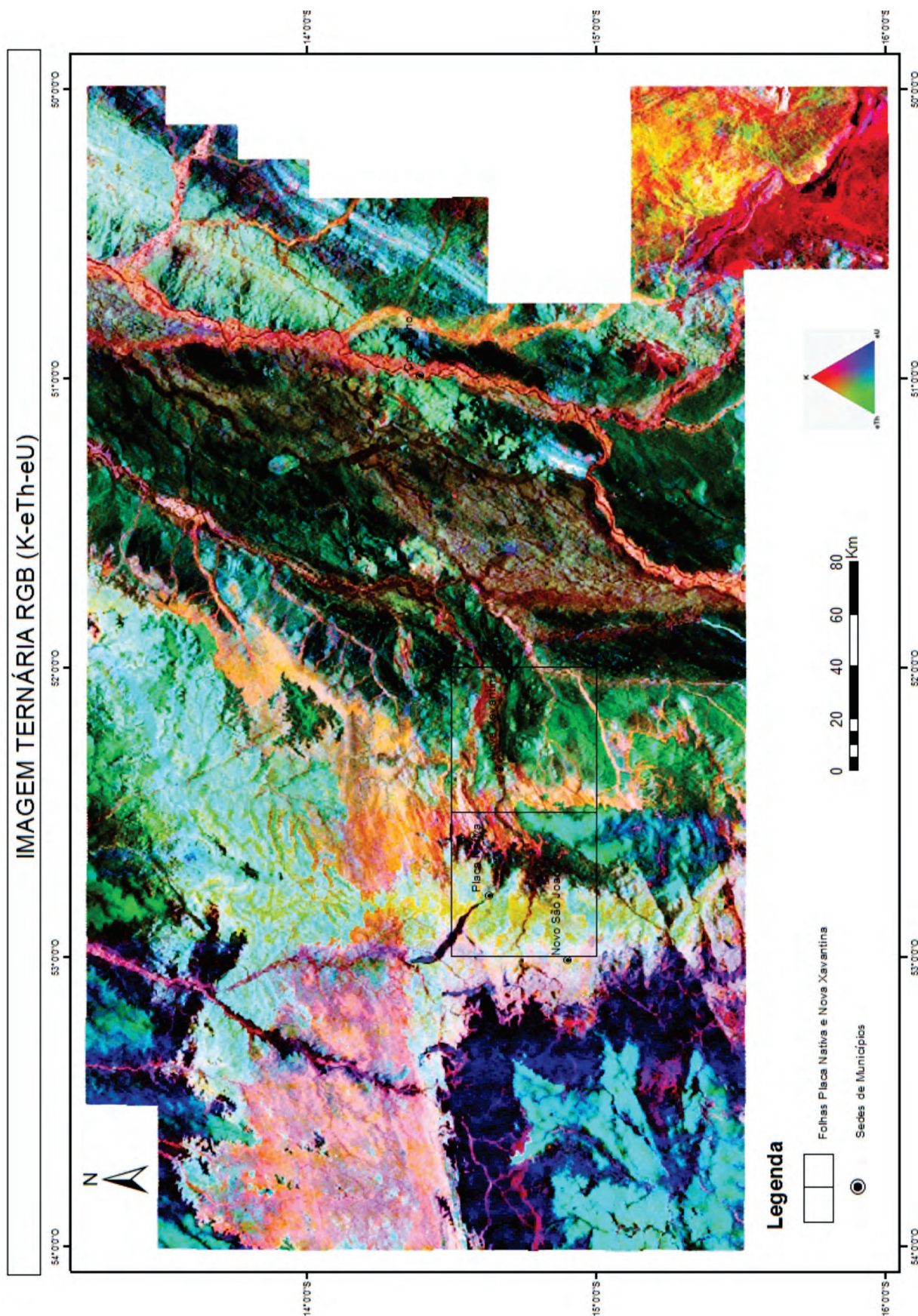


Figura 6.2 – Imagem ternária RGB do Projeto Aerogeofísico Sudeste de Mato Grosso, com a localização deste projeto.

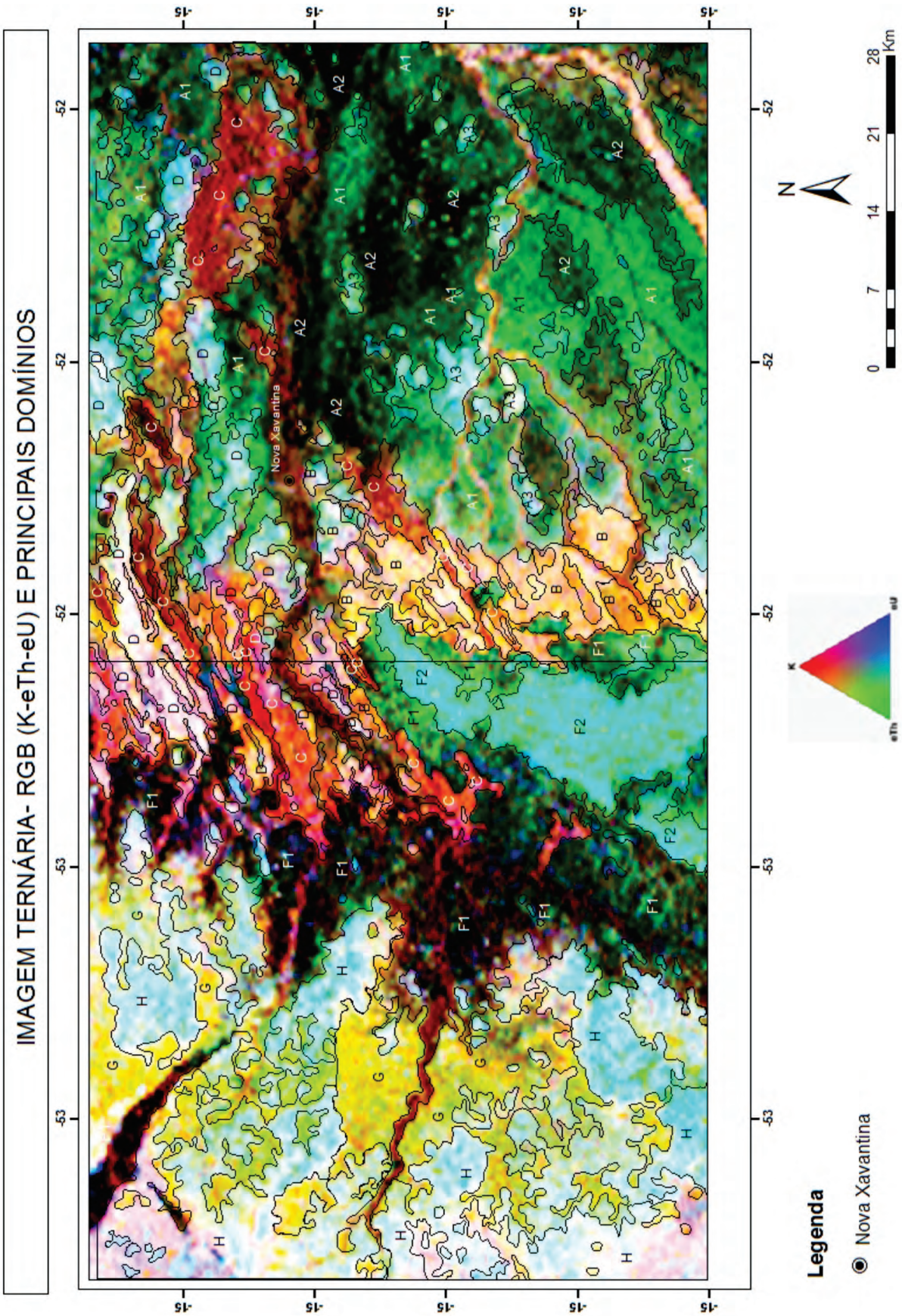


Figura 6.3 – Imagem ternária RGB com individualização dos domínios radiométricos.

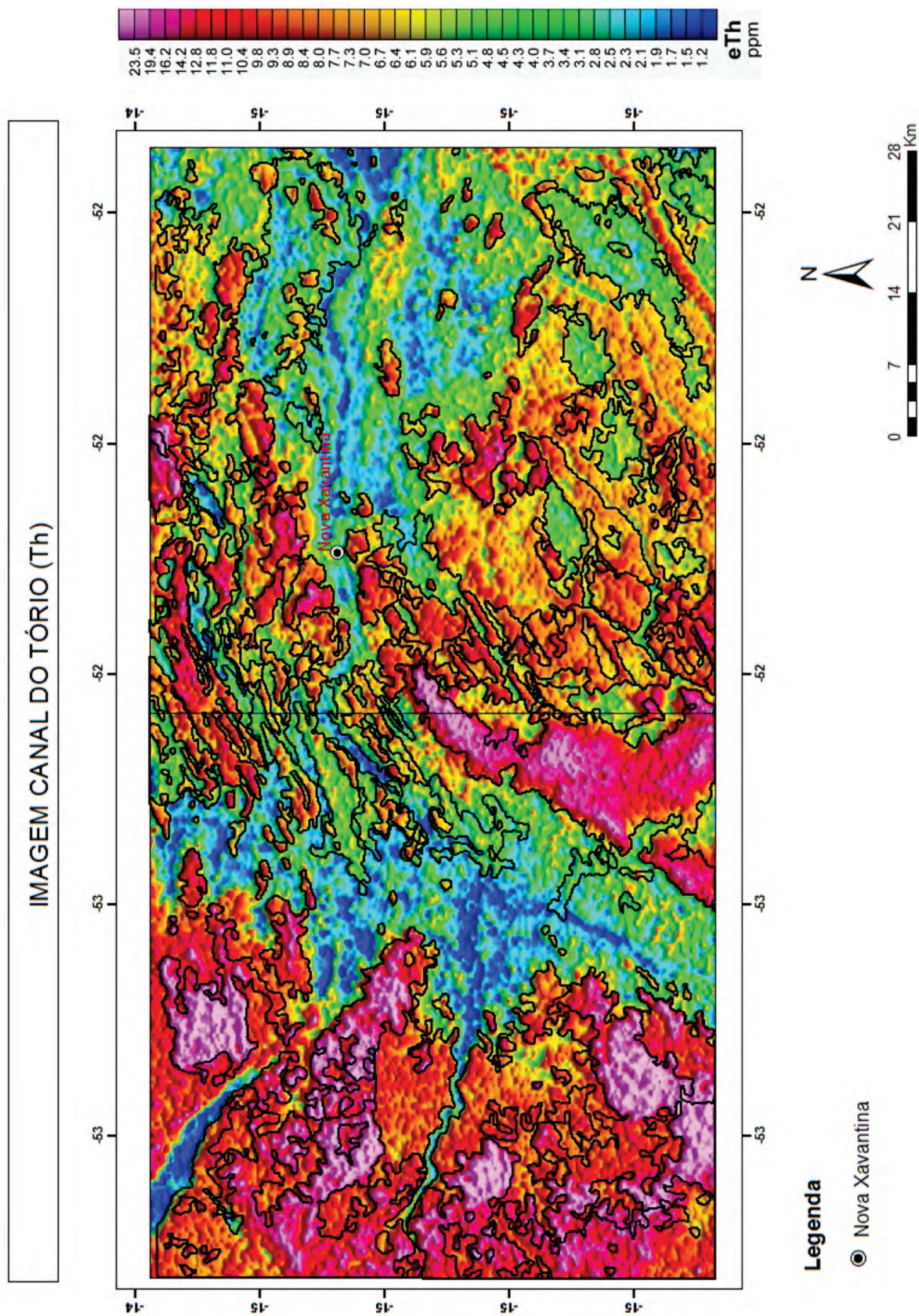


Figura 6.4 – Imagem radiométrica (eTh) com delimitação dos domínios.

À medida que se avança do extremo sudoeste da Folha Nova Xavantina, adentrando a Folha Placa Nativa, os radioelementos mostram baixos a altos valores para os canais individuais de tório e urânio, e muito baixo para potássio. Na imagem de composição ternária (RGB) notam-se cores verde-escuro, verde-claro e avermelhadas (domínio F1) e verde-azuladas (domínio F2). No domínio F1 as cores verde-escuro e avermelhadas correspondem aos locais formados por solos arenosos transportados e/ou a áreas de drenagens e alagadiças. As de verde-claro são pertinentes aos locais com afloramentos de rochas sedimentares da porção basal (Formação Furnas) do Grupo Paraná, compostos por arcóseos e arenitos conglomeráticos. O domínio F2 corresponde a áreas peneplanizadas e com coberturas lateríticas formadas por solos mais silto-argilosos correlacionados às intercalações silticas mais frequentes para o topo desta unidade, bem discriminados em campo e particularmente utilizados para agricultura mecanizada.

As imagens gamaespectrométricas permitem também visualizar a estruturação da bacia, evidenciando falhas normais e inversas, que delimitam, na maioria das vezes, o contato entre unidades e formações distintas, indicando, às vezes, a compartimentação tectônica de *horsts* e *grabens*.

O domínio G mostra coloração amarela e distribui-se desde a região norte até a sudoeste da Folha Placa Nativa, sendo resultante de respostas médias nos canais de potássio e tório e baixas no de urânio. Associam-se a áreas de ocorrências de sedimentos horizontalizados arenosos do Membro Tibagi da Formação Ponta Grossa, onde o solo apresenta-se mais espesso, com tonalidades mais escuras e vegetação densa. No limite com as tonalidades mais escuras do domínio F1, a coloração da imagem RGB exhibe tonalidades claras, com valores médios a altos em todos os canais, a qual está associada aos sedimentos argilosos do Membro Jaguariáiva.

O domínio H é destacado pela coloração verde-azulada e branca-roseada e ocorrem associados aos domínios descritos acima e também ocupam toda a parte oeste do projeto. As tonalidades verde-azuladas indicam teores elevados para os três canais e correspondem às áreas ocupadas pelos sedimentos marinhos (folhelhos e siltitos) do membro São Domingos. As cores mais claras e rosadas indicam altos valores para os radioelementos potássio e tório e valores médios para o urânio, e relacionam-se, respectivamente, às fácies argilosas e arenosas da Formação Aquidauana.

Dispersos pelas duas folhas e associados às principais drenagens notam-se estreitas faixas de coloração branca-roseada a preta-avermelhada.

Correspondem, respectivamente, a sedimentos aluvionares, predominantemente argilosos, depositados ou em suspensão e a sedimentos inconsolidados mais arenosos.

Na parte noroeste da Folha Placa Nativa nota-se faixa de mesma direção exibindo tonalidades pretas e avermelhadas, denotando baixos valores em todos os canais. Foi interpretada como uma estrutura do tipo *horst*, composto por sedimentos arenosos alóctones da Formação Aquidauana.

A imagem do Campo Magnético Anômalo é indicativa da concentração de minerais magnéticos nas rochas da litosfera. Elas magnetizam-se de acordo com sua susceptibilidade magnética, a qual depende da quantidade e do modo de distribuição dos minerais magnéticos. Quase toda esta ação é devida à magnetita, mineral acessório na maioria das rochas, principalmente nas cristalinas. Anomalias magnéticas também são indicativas de superfícies rúpteis e dúcteis (fraturas/falhas/dobramentos/zonas de cisalhamentos). Apesar da imagem do campo magnético anômalo não posicionar as anomalias sobre os corpos causativos, ele auxilia na interpretação do arranjo espacial da imagem. Neste trabalho foi possível reconhecer diferentes blocos crustais (Figura 6.5), com destaque para uma extensa área com relevo magnético pouco heterogêneo/pouco movimentado, configurando a feição magnética mais significativa e de grande amplitude na porção central da área (domínio 2), contínua desde o extremo oeste até próximo à aldeia dos Xavantes, com anomalias alongadas na direção N70-80°E, aproximadamente. Os limites deste domínio estão bem definidos com os baixos magnéticos, tanto na porção superior (norte) quanto na inferior (sul), e estão discriminados por extensas zonas de cisalhamentos, desenvolvidas nas bordas deste bloco, configurando grandes descontinuidades magnéticas. O domínio central é representado por grandes comprimentos de onda e conseqüente baixa frequência, evidenciando uma resposta mais profunda da crosta e, conseqüentemente, com raras exposições na superfície destas rochas.

Outras feições marcantes são os blocos a norte e a sul das descontinuidades magnéticas supracitadas. O domínio 1, ao norte, tem assinatura com baixa amplitude magnética e relevo contínuo. Associa-se tanto aos sedimentos do Grupo Paraná e aos da Bacia dos Parecis, quanto aos metassedimentos do Grupo Alto Paraguai. O domínio 3, ao sul, também possui baixa amplitude, porém com relevo magnético mais movimentado, indicando rochas em nível crustal mais raso, correlacionáveis ao Grupo Paraná.

As feições de relevo magnético definidos pelos diferentes blocos crustais e seus limites bem alinhados, identificados acima, refletem a estruturação crustal

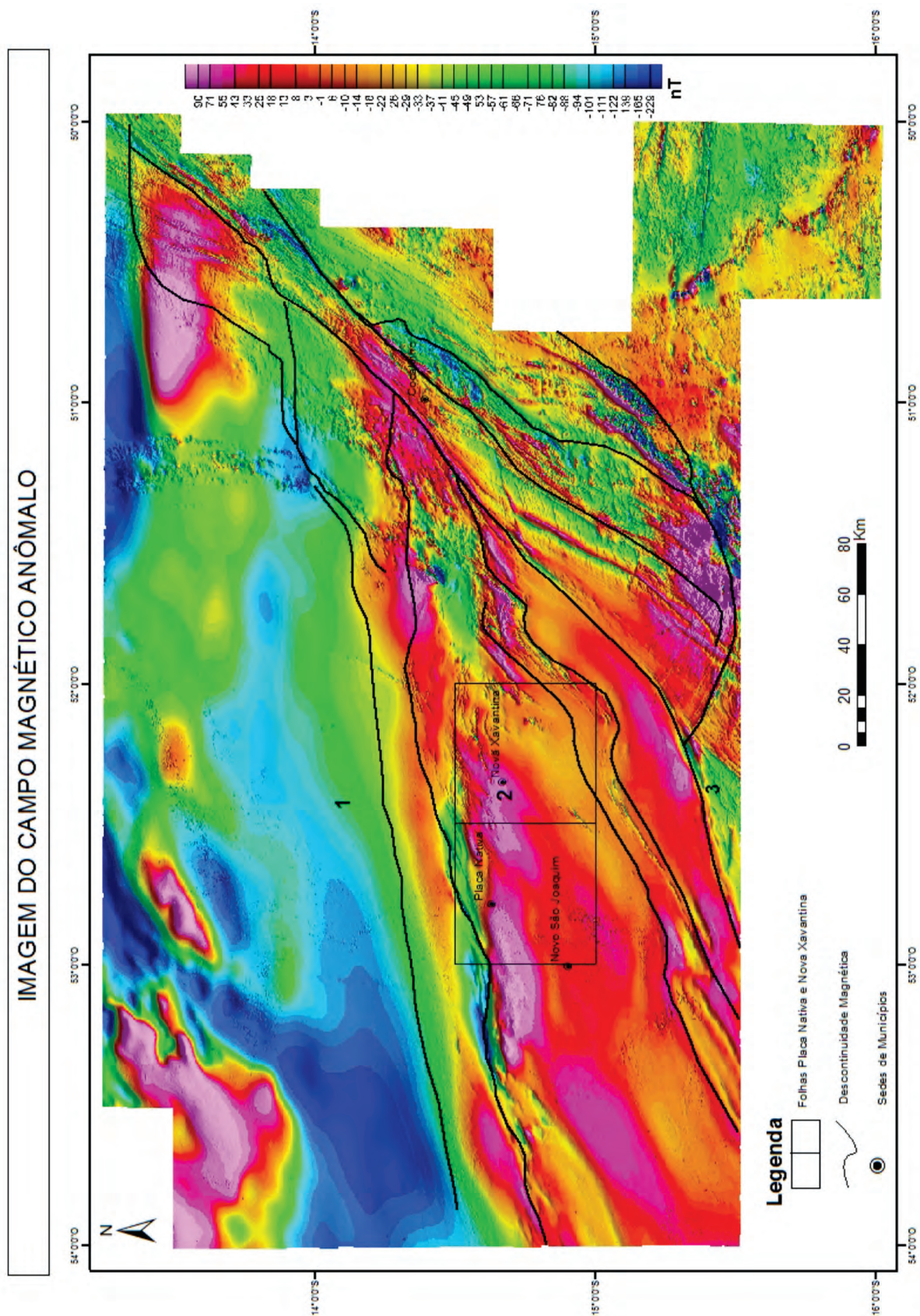


Figura 6.5 – Imagem do campo magnético anômalo mostrando os diferentes blocos e as principais descontinuidades magnéticas.

do embasamento Pré-cambriano, uma vez que está sendo coberto, em grande parte, pelos sedimentos Fanerozoicos, os quais mostram continuidade abaixo destas coberturas.

Na tentativa de realçar as principais estruturas e feições geológicas, em escala mesoscópica e de detalhe, foram utilizados os produtos aerogeofísicos da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e da Primeira Deriva Vertical do Campo Magnético Anômalo (1ª DV) (Figuras 6.6 e 6.7). Estes têm como características mais importantes, respectivamente: o posicionamento das anomalias magnéticas imediatamente acima das fontes causativas, delimitando as principais estruturas e fontes; e realçar as fontes mais superficiais, permitindo passar as altas frequências, e, conseqüentemente, extrair das imagens o máximo de lineamentos dentro das unidades que representam contrastes menores de magnetização, tornando o mapa de lineamentos bastante densificado, maximizando a interpretação.

Partindo deste princípio, observa-se nas Figuras 6.8 e 6.9, que a porção A com baixa intensidade magnética e relevo magnético pouco movimentado é representativo das rochas metassedimentares do Grupo Alto Paraguai, entretanto, há uma variação abrupta em relação à porção C1, onde se notam extensos lineamentos marcadores de diversas descontinuidades geomecânicas interpretadas como falhas de direção N80°E, estando bem sequenciadas no plano 2D. À medida que se direciona para leste, estes lineamentos são truncados por lineamentos (feições magnéticas) norte-sul/sudoeste, promovendo inflexão para norte. Estes lineamentos possuem baixa a média intensidade magnética, porém com relevo bastante movimentado. Percebe-se que estes lineamentos também são vistos na imagem ternária gamespectrométrica RGB, havendo uma coerência e correlação às imagens superficiais, ou seja, essas descontinuidades também são rasas (alta frequência), provavelmente mapeáveis em superfície, e balizadoras das deposições destes sedimentos, e indicando o provável contato do Grupo Paraná com o Grupo Alto Paraguai.

A feição magnética mais significativa nas figuras acima está localizada na região central e

sul da imagem, formadas pelas porções C2, C3 e C4. Essas porções exibem anomalias de forte magnetismo, com aspectos estreitos e estirados, de relevo bastante movimentado, característico de assinaturas magnéticas de altas frequências, onde os lineamentos formam feixes sigmoidais entrelaçados, característicos de zonas de cisalhamentos transcorrentes, cujos indicadores cinemáticos são dextrais. Estes, por sua vez, são representados por extensos sistemas de falhas que formam corredores de cisalhamentos com direção aproximada N70-80°E (traços em azul), atravessando de oeste para leste a imagem, até ser truncada por lineamentos magnéticos de direção N40-50°E, compondo um acunhamento quando C2, C3 e C4 se encontram próximos à cidade de Cocalinho, e são interrompidas pelo sistema de falhas transcorrentes do Lineamento Transbrasiliano (LT). Esta feição é identificada em profundidade, sotoposta as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Nova Xavantina e aos sedimentos do Grupo Paraná, e na imagem RGB notam-se que as falhas transcorrentes atuam como limites da deposição dos sedimentos, e são reativadas, deslocando-as, configurando o rejeito direcional, principalmente na zona de cisalhamento transcorrente da compartimentação C3 e C4.

Os extensos corredores de zonas de cisalhamentos (C2 e C3) identificados pelas anomalias aeromagnéticas (figuras 6.7 e 6.8), corroboram a forte correlação entre as falhas e as rochas vulcanossedimentares aflorantes no trabalho, próximos à cidade de Nova Xavantina e nos limites do bloco central, os quais sugerem que elas tenham uma maior continuidade sotoposta aos sedimentos Fanerozoicos da Bacia do Paraná, e que os falhamentos transcorrentes, possivelmente, foram desenvolvidos por reativação de antigas descontinuidades crustais (falhas normais) geradas durante o processo de rifteamento que ocorreu na área.

Lineamentos magnéticos secundários com direção noroeste, aproximadamente N30-40°W, são pertinentes por quase toda a imagem, interceptando as estruturas de direção nordeste, interpretados como posteriores à estas.

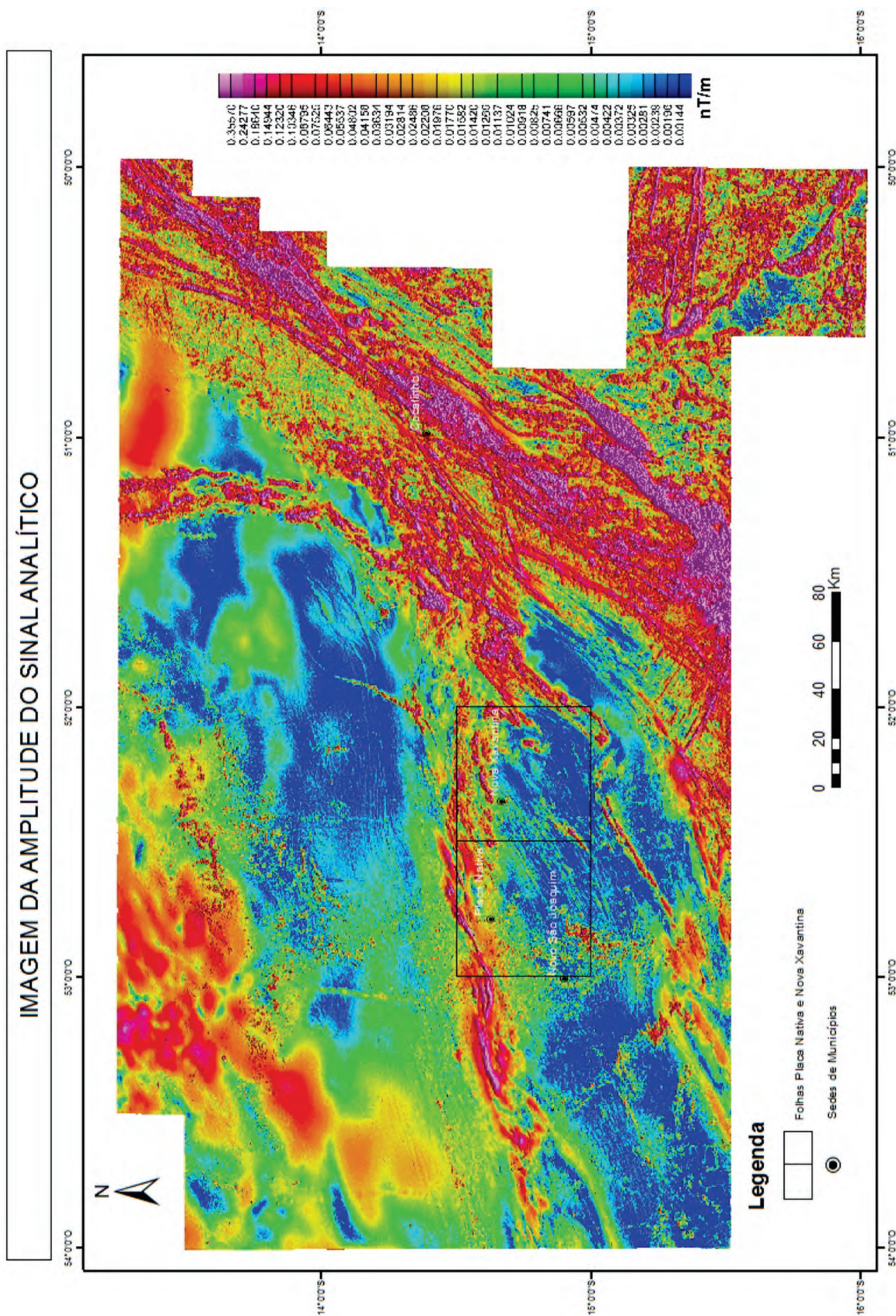


Figura 6.6 – Imagem da Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero.

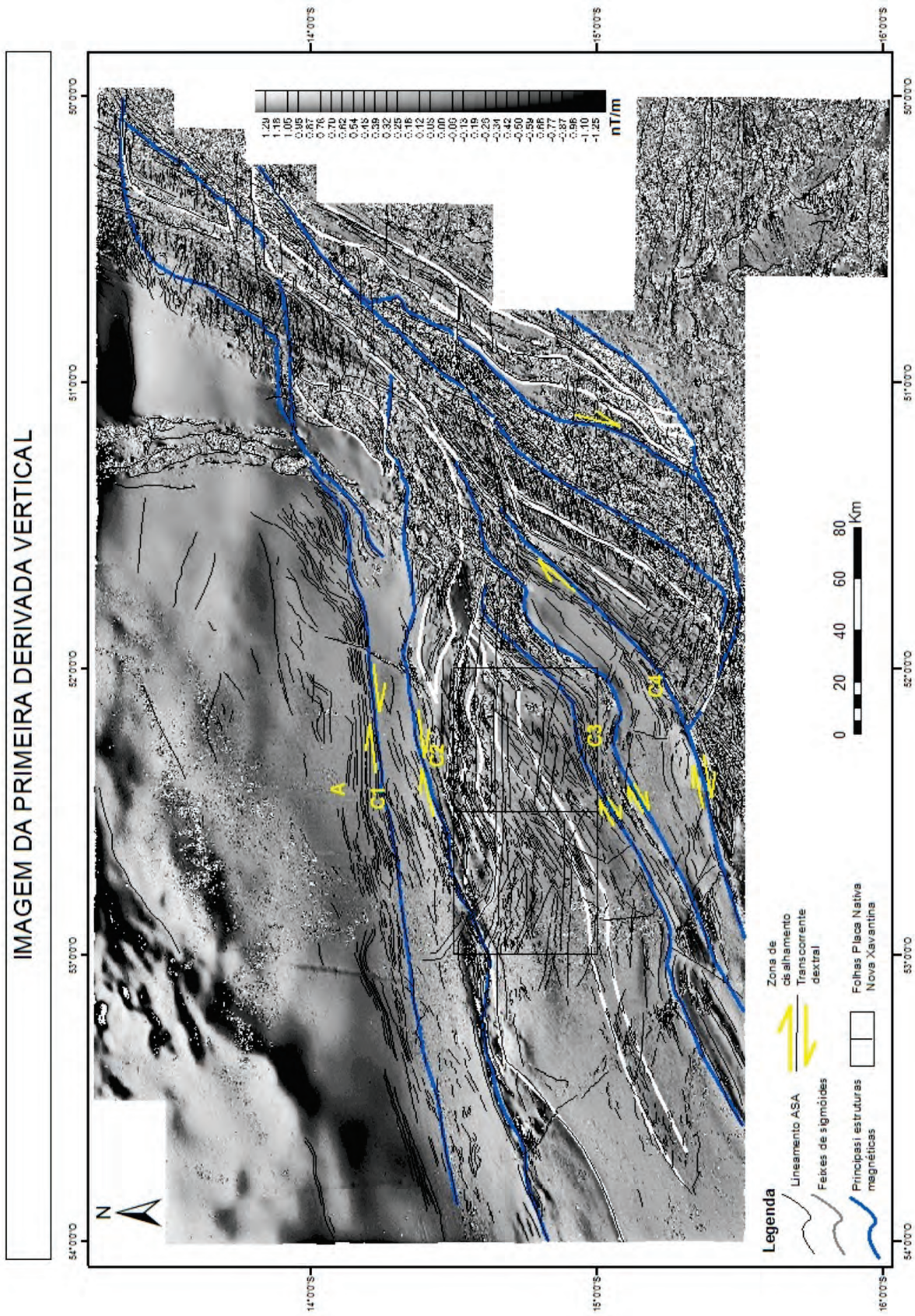


Figura 6.7 – Imagem da Primeira Derivada Vertical do Campo Magnético Anômalo, mostrando os principais lineamentos magnéticos, feixes de sigmóides e zonas de cisalhamentos transcorrentes dextrais.

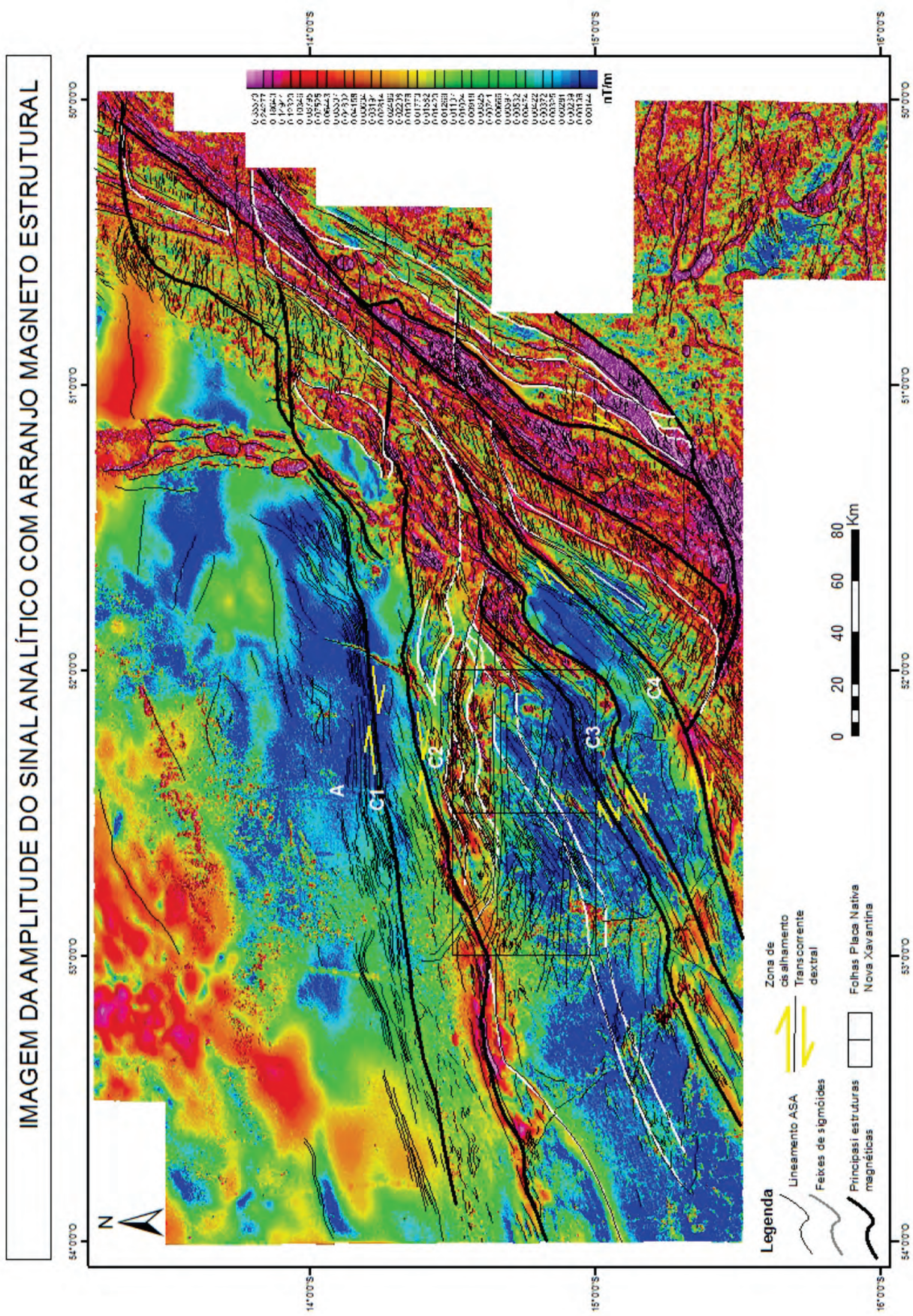


Figura 6.8 – Arranjo dos lineamentos magnéticos extraídos da imagem da amplitude do sinal analítico.

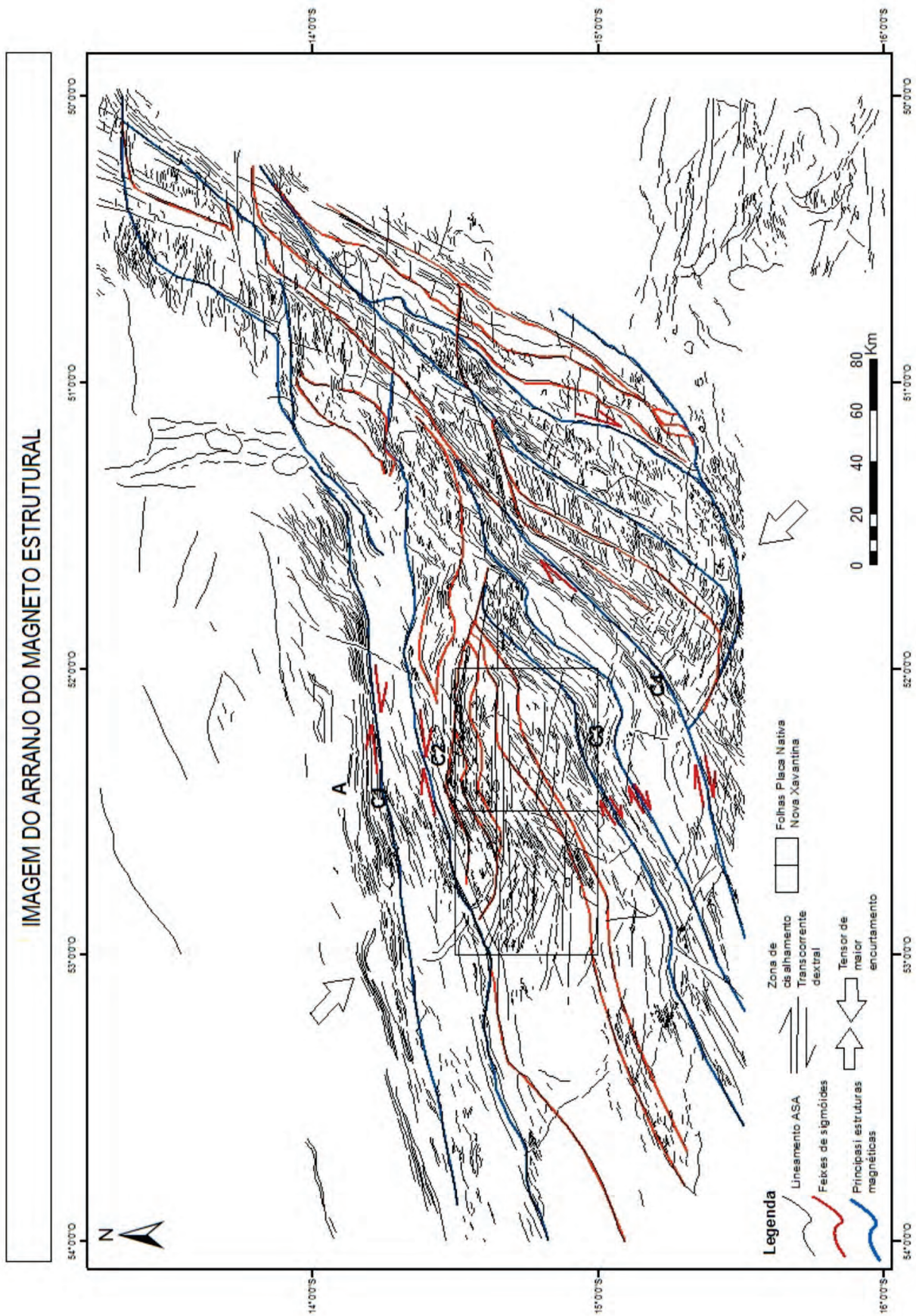


Figura 6.9 – Interpretação das imagens aeromagnetométricas com as principais feições tectono-estruturais.

7 – GEOLOGIA ECONÔMICA

A história da atividade minerária na área do trabalho remonta à época de 1830, com a exploração do ouro efetuada pelos bandeirantes, com maior ênfase no local do extinto garimpo do Araés, região onde foram travadas intensas batalhas entre os exploradores e os índios Xavantes, o qual em homenagem aos índios foi dado o nome da cidade de Nova Xavantina.

Atualmente, merecem destaque dois polos minerais bem consolidados nas áreas do atual projeto, o de produção de pó de calcário agrícola, advindo das rochas carbonáticas Neoproterozoicas da Unidade Carbonática, e as mineralizações polimetálicas com ouro, prata, chumbo e zinco, em veios de quartzo, encaixados nas rochas ignimbríticas da Unidade Piroclástica e Efusiva, ambas do Grupo Nova Xavantina.

7.1 - OURO

O principal jazimento da área localiza-se a noroeste de Nova Xavantina. Trata-se de uma mina de ouro, tendo a prata como subproduto, explorada pela Mineração Caraíba S/A. As atividades desta mineração iniciaram-se em 2006 e a exploração em 2009. O ouro ocorre como mineralização primária em veios de quartzo leitoso (mineralização filoniana), enriquecidos em sulfetos (pirita, arsenopirita, calcopirita, galena e esfarelita) e localmente com drusas de quartzo hialino (Figuras 7.1A e 7.1B). Também ocorrem mineralizações secundárias, localizadas nas calhas dos córregos que drenam a

região próxima aos veios. Essa região foi objeto de exploração desde 1830, pelos Bandeirantes, e mais intensamente na década de 1980, quando a região registrou um grande fluxo de garimpeiros.

Os principais veios mineralizados apresentam-se concordantes com a foliação regional compondo um sistema filoniano, designado, com muita generalidade, como um conjunto de filões sensivelmente paralelos entre si e intersectando-se mutuamente, posicionando-se na direção N60°- 80°E e com mergulhos fortes e variáveis para NW. Ocorrem ainda veios encaixados em fraturas subverticalizadas com direções NW, N-S e NE. As espessuras são extremamente variáveis, desde alguns centímetros a mais de um metro, com predomínio dos veios com apenas algumas dezenas de centímetros (Foto 7.2).

As estruturas onde houve a remobilização dos minerais auríferos e concentração de fluidos para a formação dos veios de quartzo mineralizados, preenchendo os espaços, deram-se principalmente nas zonas de cisalhamentos de direção preferencial E-W, e nas fraturas de Tensão “T” (*tension gashes*), com o stress diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) variando de moderado a alto, configurando uma trama extremamente importante na descarga de fluidos, responsável pelas direções tanto concordantes como ramificadas dos veios, e que, em detalhe, conduzem até a brechamentos hidráulicos. Em estudo realizado na frente de lavra, percebe-se que os veios principais concordantes com a foliação foram boudinados, tanto na vertical quanto na lateral.



Foto 7.1 – A: Amostra de veio de quartzo contendo cristais de calcopirita e impregnação de grafite nas fraturas e cavidades (Mineração Caraíba / Coord. UTM 338940, 8380706); B: Amostra do veio do “Filão do Araés”, formado por quartzo leitoso e hialino com presença de cavidades, com pirita, calcopirita e galena. Nota-se a oxidação da calcopirita com película azulada (Mineração Caraíba / Coord. UTM 338940, 8380706).

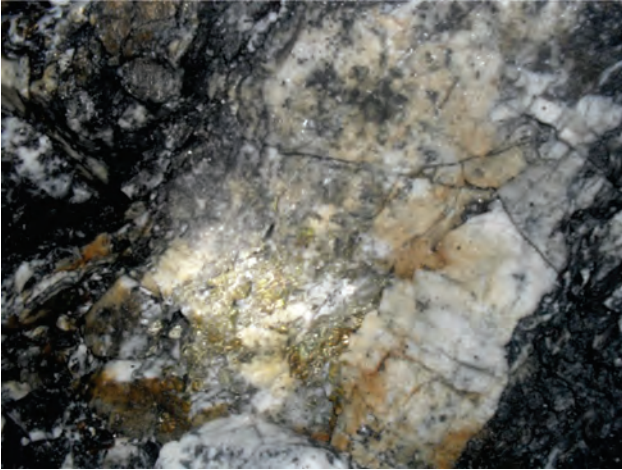


Foto 7.2 – Veio de quartzo mineralizado (filão), com aspecto brechoide encaixado no filito carbonoso. Apresenta-se concordante com a foliação e com cerca de 40 cm de espessura. Notar a abundância de sulfetos e a tonalidade amarelo-ocre (alteração do carbonato) indicadores de ambientes mineralizados (Mineração Caraíba / Coord. UTM 338940, 8380706).

A detecção de estruturas de caldeira é de grande interesse na aplicação em pesquisa de depósitos minerais. O grande número de ocorrências de ouro epitermal relacionado espacialmente ao fluxo de cinza nestas estruturas cria condições favoráveis para circulação de água hidrotermal e, com isto, fornecer mineralizações que estão associadas à presença de falhas limites e de rochas altamente porosas, especialmente os ignimbritos. Então pode sugerir-se para a região que a fonte do ouro pode estar intimamente relacionada aos depósitos de fluxos piroclásticos ácidos.

A descrição de testemunhos de sondagens mostra que a rocha encaixante do “Filão do Araés” é metavulcânica ácida, trapeada pelo filito carbonoso, este atuando como barreira química e física, recortada por sistemas ramificados de veios. Os veios variam de quartzo cristalino a amorfo (calcedônia), com presença de fragmentos da rocha encaixante e produtos da alteração hidrotermal, que evidenciam estágio explosivo (implosão freática). Alguns aspectos texturais de destaque nesses testemunhos são os de preenchimentos e substituições, identificando duas gerações de veios, cavidades (gases), massa sacaroidal, textura esponjosa pela conspícua presença de cavidades (*vugs*) e texturas coliforme e do tipo ágata, constituindo aspectos característicos e evidências que, somados à assembleia de sulfetos supramencionados, assim como processos de carbonatação e sericitização, indicam a formação da mineralização em níveis crustais rasos, comuns em sistemas epitermais.

Depósitos minerais epitermais são produtos de grandes sistemas hidrotermais convectivos, movimentados por calor magmático nos primeiros quilômetros da crosta, em condições quase subaéreas, e comumente envolvem rochas vulcânicas de composição intermediária a félsica, o que pode indicar que a gênese das mineralizações na área pode estar intimamente relacionada às rochas ignimbríticas mapeadas no trabalho. Esses sistemas, enquanto ativos, descarregam na superfície fluidos quentes como *hot springs* ou fumarolas (Figura 7.1). São definidos como depósitos epigenéticos, formados em níveis rasos dentro da crosta, até mesmo dentro

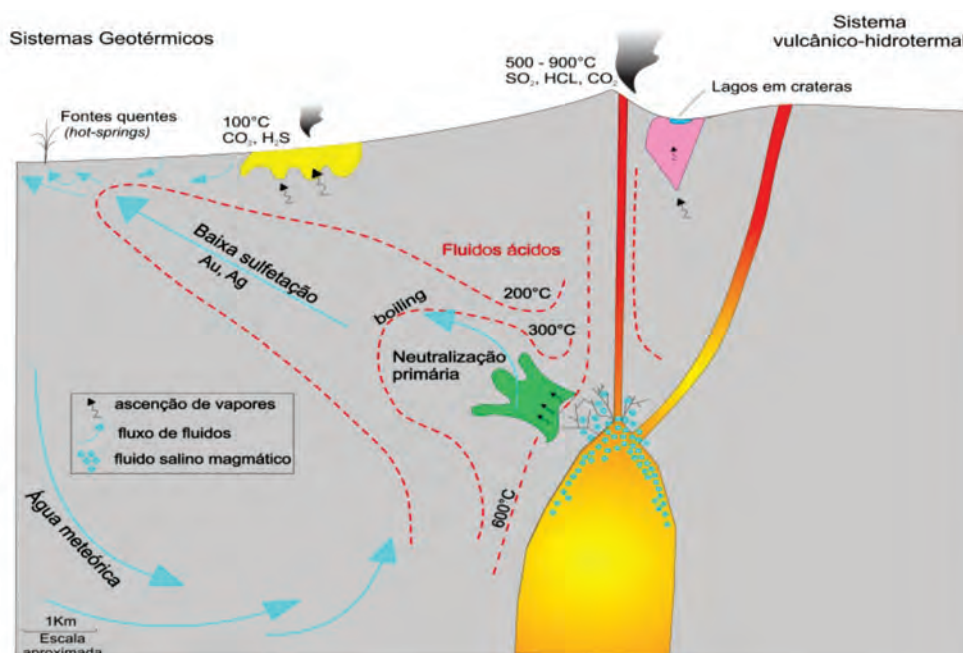


Figura 7.1 – Ambiente tectônico de epitermais e depósitos de metais preciosos, adaptado do Serviço Geológico Britânico (BGS).

das estruturas de colapso em zonas de caldeiras vulcânicas, onde a circulação de fluidos é mais efetiva.

As maiores concentrações de ouro nativo e ligas de Au-Ag são depositadas em condições epitermais. Minerais como quartzo e carbonatos podem se estender em profundidade, mas os valores de minério diminuem muito, o que pode estar relacionado à ausência de ebulição.

A Tabela 7.1 mostra as principais características de um depósito de ouro epitermal de baixa sulfetação, extraído e utilizado como modelo pelo Serviço Geológico Britânico (*British Geological Survey*). As informações coletadas em campo e descrições dos testemunhos de sondagem mostram semelhança com o modelo do BGS, com destaque para o tipo de alteração, a mineralogia, texturas, ambiente geológico e tectônico e rochas hospedeiras. Em função dessas afinidades pode-se classificar geneticamente o depósito epitermal tipicamente formado em ambiente de deposição de *rift* de baixa atividade de enxofre (*low sulfidation type*), com a circulação de fluidos geotérmicos a partir de água meteórica, de pH reduzido a neutro.

Apenas para sintetizar as atividades da Mineração Caraíba S/A no município de Nova Xavantina: a mina foi aberta no ano de 2009, caracterizada por ser altamente mecanizada com diluição média de 10%, e com recursos minerais estimados até então em 3.700.000 toneladas, porém, atualmente estão sendo executados novos estudos com o intuito de expandir as reservas. No decorrer do ano de 2013 atingiu uma produção de 250.000 toneladas, com teor de 4,55 g/t de ouro, utilizando como extração o método de lavra corte e preenchimento (*Cut & Fill*), extraíndo o ouro tanto na forma livre nos veios de quartzo, como nos sulfetos.

Atualmente estão sendo executados novos furos de sondagens, e os estudos mostram que os corpos mineralizados (*ore shoots*) possuem maior continuidade tanto lateralmente quanto em profundidade, ampliando sucessivamente a planta da mina bem como sua vida útil.

7.2 - CALCÁRIO

A Mineração Shalon S/A, recém-adquirida da Calcário do Vale, está situada no município de Nova Xavantina, no extremo noroeste da Folha Nova Xavantina, com acesso a partir de Nova Xavantina, percorrendo-se 17 quilômetros sentido norte, pela BR-158, e mais 13 quilômetros por estrada vicinal, no sentido oeste.

A mina é explorada em diversas frentes de lavra com cerca de 1,5 km de extensão e bancadas que já superam 30 m de altura (Fotos 7.3A, 7.3B e 7.3C). Os aspectos fisiográficos fazem com que em alguns trechos a exploração seja interrompida, pois os morrotes formam dobramentos do tipo braquianticlinal, com os eixos de dobra mergulhando tanto para nordeste como para sudoeste, criando o redobramento tipo cela.

A rocha explotada é um calcarenito silicoso, de aspecto maciço, de cor cinza-escuro, e com dados litoquímicos mostrando alto teor em sílica. Petrograficamente é formado por calcita, dolomita e grãos de quartzo detríticos dispersos. Devido à alta silicificação da rocha, o processo de moagem é dificultado pelo aumento da dureza da mesma, ocasionando a quebra de equipamentos e onerando o processo industrial. Existe uma preocupação e necessidade para que haja novas descobertas de

Tabela 7.1 – Principais características dos depósitos de ouro epitermal de baixa sulfetação (adaptado do BGS).

Feições	Características
Ambiente tectônico	Margem continental vulcano-plutônica e arco oceânico, back arc, rifte
Ambiente geológico	Em profundidades rasa em sistemas de falhas regionais, grabens, caldeiras, estratos-vulcânicos, complexos de fluxo-domo, diatremas.
Rocha hospedeira	Andesito-riodacito-riolito.
Idade da rocha hospedeira	Qualquer. Muitos terciários e quaternários.
Forma do depósito	Veios e stock-work. Teores variando de <1 a >100g/t e com muitos grãos finos de ouro.
Controle do minério	Falhas, zonas de cisalhamentos, litologias permeáveis e brechas.
Alteração	(proximal) silicificação, sericitização, argilização, propílitico (distal).
Textura quartzosas	Preenchimento-incrustações/texturas coliformes, bandamento simétrico, cavidades drúsicas.
Ganga	Quartzo, calcedônia, ametista, carbonato, adularia, barita, fluorita.
Minérios	Ouro, pirita, prata, secundariamente esfarelita, galena, tetrahedrita, calcopirita.
Metais presentes	Au, Ag (Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Te, Se, Hg, Ba, F, Mn)

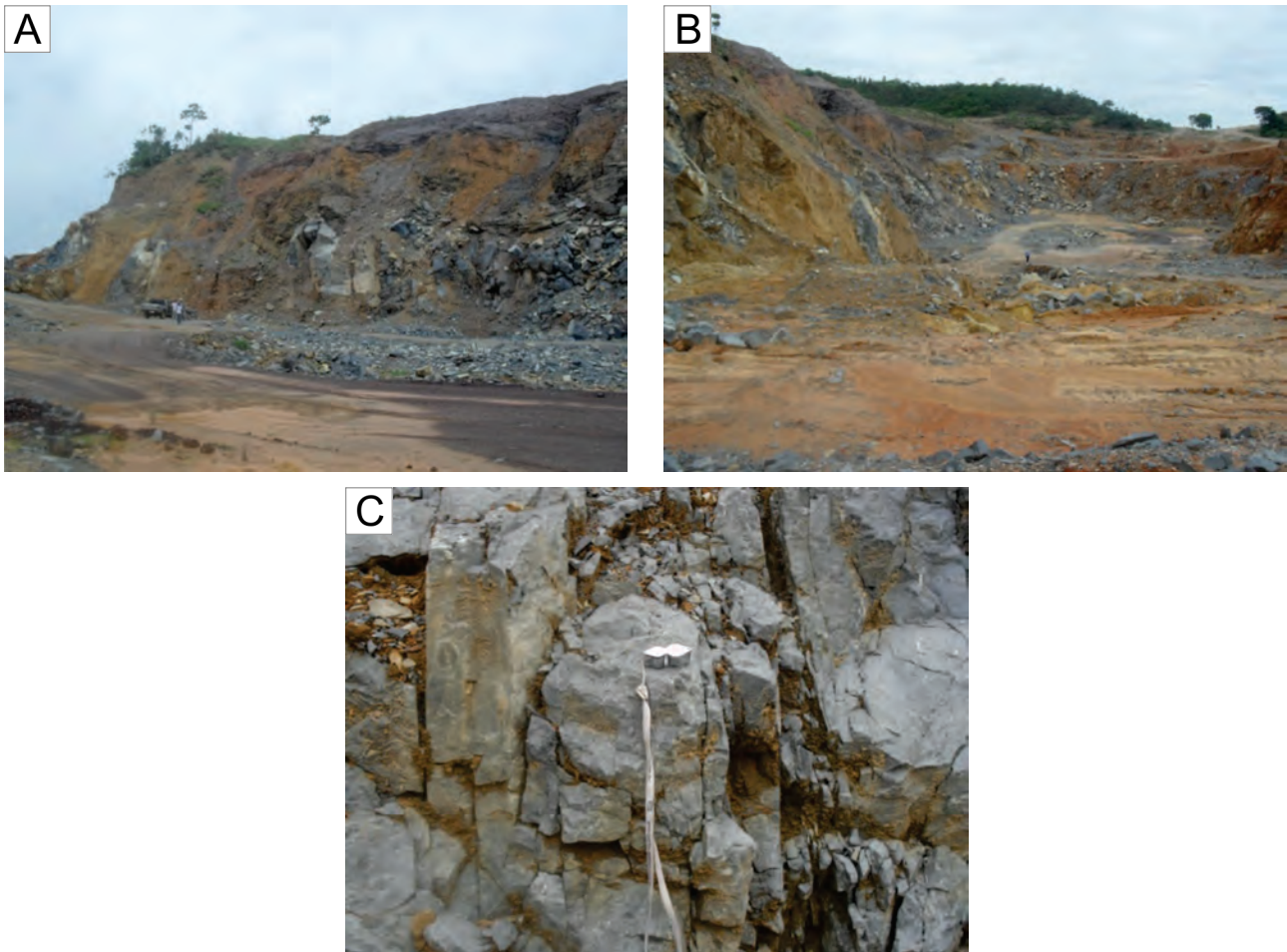


Foto 7.3 – A: Vista Panorâmica parcial da Mina Shalon S/A, mostrando a frente de lavra com amplas bancadas de exploração (Ponto MO-035/ Coord. UTM 339583, 8394094); B: Visão geral da Mina Shalon S/A, mostrando ampla frente de lavra (Ponto MO-035/ Coord. UTM 339583, 8394094); C: Calcarenito cinza, silicificado e bastante fraturado (Ponto MO-035/ Coord. UTM 339583, 8394094).

depósitos de calcário potencialmente viáveis para o uso agrícola devido à escassez do produto na região e a longa distância de outras mineradoras de calcário.

Dentre os demais locais de ocorrência destas rochas destacam-se os pontos MO-131 (coordenada UTM 347394 / 8369747) e MO-181 (340223 / 8385059) onde afloram, respectivamente, calcários calcíticos, dobrados e com estruturas de dissolução (estilolitos), de cor cinza-escuro, ocupando flanco de morrote e calcissiltitos em lajedos às margens do córrego Capitão Décio.

7.3 - AREIA E CASCALHO

Os principais depósitos de areia ocorrem em aluviões e planícies de inundação do rio das Mortes, e nos “areões” nas chapadas e planícies aluvionares da Formação Furnas. Nos depósitos do rio das Mortes predominam níveis de areia fina a média, mal selecionadas, podendo ser utilizadas de imediato na construção civil e como abrasivos. As areias da Formação Furnas possuem boa distribuição granulométrica, formas arredondadas e baixa

porosidade, podendo ser utilizadas na construção civil onde haverá menor consumo de cimento, melhores características mecânicas e durabilidade do concreto, maior fluidez e economicidade; na fabricação de vidros e na indústria cerâmica e refratária, pois têm baixo teor de ferro como também na siderurgia para confecção de ligas devido a sua alta concentração de sílica, e atualmente tem sido amplamente utilizada como áreas de empréstimo nos aterros da pavimentação da rodovia MT-251 (Foto 7.4).

Os depósitos de cascalhos são constituídos exclusivamente por materiais detrítico-lateríticos do Grupo Nova Xavantina, capeando as unidades que contém filitos e metatufos, assim como metavulcânicas básicas. Concentram-se em platôs ou composito pequenos morrotes. O cascalho é destinado para setor da construção civil em aplicações na fabricação de concreto, revestimento de leito de estradas de terra e ornamentação de jardins.

A sua extração dá-se principalmente e é executada por pequenas empresas mediante técnicas simples e rudimentares sem orientação sobre o impacto ambiental (Foto 7.5).



Foto 7.4 – Áreas de empréstimo de areia da Formação Furnas utilizadas na pavimentação da rodovia MT-251 (Coord. UTM 338574, 8372043).



Foto 7.5 – Exploração de cascalho detrítico-laterítico utilizado para revestir as estradas vicinais (Ponto MO-053/ Coord. UTM 378125, 8367828).

9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O mapeamento geológico na escala 1:100.000 permitiu individualizar e cartografar algumas unidades até então inseridas na Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, as quais possuem características ou feições estratigráficas comuns. Assim, propõe-se a redefinição estratigráfica da referida sequência baseada principalmente nos estudos de campo, litogeoquímica, interpretações das imagens aerogeofísicas e geocronologia, sugerindo a denominação de Grupo Nova Xavantina e subdividindo-o em seis unidades.

O reconhecimento e ampliação da área de abrangência das rochas vulcânicas mapeadas neste projeto reforçam o ambiente de formação das rochas efusivas e piroclásticas ácidas e básicas, anteriormente sugerido por Silva (2007), indicando o caráter bimodal do magmatismo nesta região, relacionado à história da abertura de um rifte intracontinental, intrinsecamente ligado a uma fase extensional, com uma depressão central e adelgaçamento crustal subjacente, e por posterior ascensão mantélica. Esta descoberta complementa o modelo proposto por Alvarenga e Trompette (1993), onde se insere a porção vulcânica na Faixa Paraguai. Complementam a estratigrafia local, as rochas metaltramáficas cartografadas restritamente na Folha Placa Nativa, nunca antes descritas, o que pode indicar a presença de rochas mantélicas na área do projeto. Diante da diversidade de rochas, tanto em sua composição quanto ao ambiente geológico de formação, pode-se depreender que múltiplas fontes mantélicas estão envolvidas na geração do magmatismo da região.

Cronocorrelata e posteriores ao desenvolvimento da bacia e deposição das rochas vulcânicas ocorrem, em detrimento das falhas lítricas sintéticas e antitéticas, a instauração e deposição de sedimentos lacustrinos e marinhos (turbiditos, carbonatos, paraconglomerados e BIFs), bem como os sedimentos clásticos (psamopelíticos), constituintes das unidades superiores do Grupo Nova Xavantina.

A arquitetura desta estrutura *rift* está bem visualizada nos temas aerogeofísicos (magnetométricos) exaustivamente mencionados. Todo este entendimento e evolução tectônica confronta a história dos orógenos periféricos em modelos de reconstrução do Gondwana, no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico, em que geralmente não consideram a Província Tocantins, na margem oriental do Cráton Amazônico (DANTAS et

al., 2007). Em todos os modelos, o Gondwana Oeste é mostrado como uma unidade estática consolidada desde 630 Ma, diferente do que se propõe neste trabalho, ou seja, penecontemporâneo a abertura (*break-up*) há o fechamento (*amalgamation*), mostrando que o diacronismo é mais uma regra do que a exceção na evolução das faixas móveis na América do Sul.

Novas estruturas anelares de caldeiras foram identificadas na região de Nova Xavantina e adjacências, aventadas pela sobreposição de imagens de sensores orbitais e que justificam a presença de depósitos piroclásticos explosivos, ácidos e básicos, ratificando a presença destes ambientes vulcânicos característicos.

Do ponto de vista geoeconômico são relevantes os dados adquiridos sobre o ouro na região, a noroeste da cidade de Nova Xavantina, ocorrendo principalmente como mineralização primária em veios de quartzo leitoso (mineralização filoniana), enriquecidos em sulfetos (pirita, arsenopirita, calcopirita, galena e esfarelita) e localmente com drusas de quartzo hialino em veios de quartzo, encaixados nas rochas ignimbríticas da Unidade Piroclástica e Efusiva do Grupo Nova Xavantina.

As informações coletadas em campo e descrições dos testemunhos de sondagem mostram semelhanças e afinidades aos modelos de baixa sulfetação, utilizado como arquétipo pelo Serviço Geológico Britânico (*British Geological Survey*), classificando geneticamente o depósito epitermal tipicamente formado em ambiente de deposição de rift de baixa atividade de enxofre (*low sulfidation type*), com a circulação de fluidos geotérmicos a partir de água meteórica de pH reduzido a neutro. Esses modelos também são caracterizados por grandes sistemas hidrotermais convectivos, movimentados por calor magmático nos primeiros quilômetros da crosta, em condições quase subaéreas, comumente envolvendo rochas vulcânicas de composição intermediária a félsica, o que pode indicar que a gênese das mineralizações na área pode estar intimamente relacionada às rochas ignimbríticas mapeadas.

A presença de um grande polo de produção agrícola no projeto e em suas proximidades reforça o interesse na continuidade de prospecção de agrominerais. Além da exploração de calcarenito pela Mineração Shalon S/A, no extremo noroeste da Folha Nova Xavantina, novas ocorrências de

calcário calcítico e calcissiltitos foram cartografadas. Entretanto são necessários estudos mais detalhados para avaliar o potencial destes minerais.

Indicam-se estudos de detalhes nas áreas mineralizadas de ouro, com o objetivo de caracterizar físico-quimicamente os fluidos mineralizadores desse depósito, por meio de inclusões fluidas, identificando os diversos processos na geração de fluidos, os tipos de fluidos no sistema hidrotermal do depósito aurífero e as condições mínimas de temperaturas que favoreceram o aprisionamento

dos fluidos mineralizadores e, se possível, datar a mineralização. Estas contribuições são de grande valia no entendimento do depósito metalogenético assim como no arcabouço geotectônico da região.

Propõe-se também, ampliação na cartografia geológica na escala de 1:100.00, para melhor compreensão e determinação da continuidade das rochas metavulcanossedimentares do Grupo Nova Xavantina e suas mineralizações associadas, bem como suas relações de contato com as rochas metassedimentares do Grupo Alto Paraguai.

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOCELLA, V.; CIFELLI, F.; FUNICIELLO, R. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, n.104, p.81–96, 2000.
- ACOCELLA, V. et al. Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: the control of pre-existing structures. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, n.119, p.189–203, 2002.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPOSIO DA GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, PB. **Atas...** Campina Grande, PB: SBG Núcleo do Nordeste, 1977. p.363-391.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense. **Boletins do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, Largo da Misericórdia, v.59, n.213/216, p. Irreg, il + mapas. 1964.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. **Geologia da Serra da Bodoquena**: Mato Grosso. Rio de Janeiro: DNPM-DG, 1965.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Reconhecimento geomórfico nos planaltos divisores das Bacias Amazônica e do Prata entre os meridianos 51graus e 56graus WG. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.10, n.3, p.397-440, jul./set. 1948.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Província Tocantins – setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo:Ed. Blücher. 1984. p. 265-281.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.52, n.1, p.49-60, mar. 1980.
- ALMEIDA, J. A. P. et al. **Geologia do grau de Iporá no SW de Goiás**. [Brasília]: Universidade de Brasília. Instituto Central de Geo-Ciências, 1968. 88p.
- ALMEIDA, Regina Célia. **Contribuição à petrologia do granito central da Serra dos Carajás**. 1980. 64f.
- Dissertação (Mestrado em Ciências na área de Geoquímica)-Universidade Federal do Pará, Belém, 1980.
- ALVARENGA, C. J. S. Turbiditos e a glaciação do final do proterozóico superior no cinturão dobrado Paraguai, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.18, n.3, p.323-327, 1988.
- ALVARENGA, Carlos J. S; TROMPETTE, Roland. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, v.23, n.1, p.18-30, il. 1993.
- ARAÚJO, J.B.; CARNEIRO, R.G. **Planície do Araguaia**, reconhecimento geológico-geofísico. Belém:PETROBRAS-Região Norte, 1977. (Relatório Técnico Interno, 348).
- ASSINE, Mário Luís. **Aspectos da Estratigrafia das Sequências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo: USP,1996.
- BARROS, A. M. et al. Geologia, Folha SD.21/Cuiabá. BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.21 Cuiabá**: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação, Uso potencial da terra. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1982. v.26a. p. 25-192
- BARBOSA, Octavio et al. Geologia Estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. **Monografias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro: Typ. An., Diretoria de Serv. e Estatística, n.18/19, 1966. p. Irreg, il + mapas. 1966.
- BOGGIANI, Paulo César. **Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na Região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul**. São Paulo, 1990. 91p. Dissertação (Mestrado)-Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências, São Paulo, 1990.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.22 Goiás**: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. v.25. 640p. il.+mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).

- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences**, v.47, p.72-89. 2013.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. da C.; CORDANI, U. G. Ancient Massifs in the Proerozoic Belts of Brazil. In: SYMPOSIUM ON EARLY TO MIDDLE PROTEROZOIC FOLD BELTS, Darwin, Austrália. 1985. **Extended Abstracts...** Darwin, Austrália, 1985. p.70-72.
- CASTELNAU, F. de. **Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud**. Paris: [s.e.], 1857. 15v., 7 partes.
- COSTA, Sérgio Arcoverde de Gusmão; FRAGOMENI, Paulo Roberto Pizarro. Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás - Base do Grupo Cuiaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 29 Out./05 Nov. 1976, Ouro Preto. **Resumo dos Trabalhos**. Belo Horizonte: SBG, 1976. p.11.
- DAEMON, R. F.; CASALETTI, P.; CIGUEL, J. H. G. **Biopaleogeografia da Bacia do Paraná, Curitiba**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1991. Relatório interno.
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P.; SILVA, L. C. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. **Bol. Paranaense Geociências**, v.21, n.22, p.99-131. 1967.
- DANTAS, Elton Luiz et al. **Evidências de crosta oceânica na Faixa Paraguai**: implicações para a conexão com Avalônia. [s.l.]:[s.e.], 2006.
- DANTAS, Elton Luiz et al. **Geologia da folha Porangatu**: SD.22-X-D-I, escala 1:100.000. Brasília, DF: CPRM, 2007. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil; Levantamentos Geológicos Básicos; Sistema de Informações Geográficas - SIG.
- DEL'ARCO, Jeferson Oliveira et al. Análise geoambiental em terras da bacia hidrográfica do Araguaia, entre Barra do Garças (MT) e Luiz Alves (GO) - Escala 1:500.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. Geologia e Desenvolvimento. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Minas Gerais, 1998. p.204.
- DERBY, Orville A. A denominação Serra da Mantiqueira. **Revista do Instituto Histórico e Geográfico de S. Paulo**, DIVERSOS, Rio de Janeiro: Typographia a Vapor do Município, v.1, p.3-15, 1895.
- EVANS, John William. The geology of Matto Grosso: particularly the region drained by the upper Paraguay. **Quartely Journal Geological Society of London, London**, v.50, n.pt.2, p.85-103, il., mapa, perfil geol., 1894.
- GERALDES, M. C.; TASSINARI, C. C. G.; ONOE, A. T. 40 Ar/39Ar metamorphic record of a collision related to the western Gondwana collage: the (541-531 MA) Paraguay Belt in the Nova Xavantina (MT) region. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS SNET, 9., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro e Espírito Santo, 2003. p.54-57.
- GESICKI, Ana Lúcia D.; RICCOMINI, Cláudio. Neotectônica na borda sudeste do Pantanal sulmatogrossense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. Geologia e Desenvolvimento. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p.84.
- GROSS, G. A. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August, UNESCO, 1970. **Earth Sciences**, n.9, p.15-21. 1973.
- HASUI, Yociteru; ALMEIDA, Fernando Flavio Marques de. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo: SBG, v.19, n.1, p.5-26, 1970.
- HENNIES, Wildor Theodoro. **Geologia do Centro-Norte Mato-Grossense**. [São Paulo], 1966. 65f. Tese (Doutorado em Engenharia) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Departamento de Engenharia de Minas, [São Paulo], 1966.
- HENRY, C. D.; PRICE, J. G. Variations in caldera development in the Tertiary volcanic field of Trans-Pecos Texas. **Journal of Geophysical Research**, v.89, n. B10, p.8765-8786, 1984.
- HOFFMAN, P. F. et al. A Neoproterozoic snowball. **Earth Science**, v.281, p.1342-1346, 1998
- JONES, J. P. **The southern border of the Guaporé shield in western Brazil and Bolivia**: an interpretation of its geologic evolution. Amsterdam: Elsevier, 1985. p.111-135 p.
- KAMPUNZU, A. B. et al. Magmatic evolution and petrogenesis in the East African Rift system. In: KAMPUNZU, A. B.; LUBALA, R. T. **Magmatism in**

- Extensional Settings:** the Phanerozoic African Plate. Berlin: Springer, 1991. p.85-136. ISBN 978-3-642-73966-8
- KIRSCHVINK, Joseph L. Refinements in Neoproterozoic Magnetic, Carbon, and Chronostratigraphy: Implications for True Polar Wander and Evolution. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 29., 1992, Kyoto. **Abstract Volume...** Kyoto: International Union of Geological Sciences, 1992. p.239.
- KLEIN, Cornelis; BEUKES, Nicolas J. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan Iron-Formation in Canada. **Economic Geology**, Lancaster, v.88, n.3, p.542-565, May 1993.
- LACERDA FILHO, Joffre Valmório (Orgs.) et al. **Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal:** texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal, escala 1:500.000. Goiânia: CPRM, 1999. 176p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB.
- LACERDA FILHO, Joffre Valmório de et al. **Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso:** texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso - 1:1.000.000. Cuiabá: CPRM, 2004. 235p. il. color. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- LANGE, Frederico Waldemar Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. **Boletim Paranaense Geociências**, n.21/22, p.63-98, 1967.
- LANGE, F. W.; PETRI, S. The Devonian of Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**, n.21/22, p.63-98, 1967.
- LLAMBÍAS, E. J. **Geologia de Los Cuerpos Ígneos.** [s.l.]:[s.e.], 2003. p.7-175.
- LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; BURJACK, M. I. A. Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.67, n.3, p.391-392, 1995.
- MAACK, Reinhard. Vestígios pré-devonianos de glaciação e a sequência de camadas devonianas no estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v.5/6, p.197-230, 1950/1951.
- MARTINELLI, C. D. **Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés-Nova Xavantina-**
- MT.** 1998. 183p. Tese (Doutoramento) - Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 1998.
- MELO, J. H. G. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. In: MCMILLAN, N.J., EMBRY, A. F.; GLASS, D. J. (eds.). **Devonian of the World.** 1988. p.669-703. (Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir)
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.69-82, jan./mar. 1994.
- MILANI, Edison J; RAMOS, Victor A. Orogenias Paleozóicas do Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, v.28, n.4, p.473-484, il. 1998.
- MILANI, Edison J; ZALAN, Pedro V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, n.22, p.199-205, 1999.
- MILANI, Edison José et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.265-287, 2007.
- MILANI, Edison José. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do gondwana sul-occidental.** Porto Alegre, 1997. v.1. 254f. Tese (Doutorado em Ciências)-Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 1997.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochim.Cosmochim. Acta.**, v.38, p.757-775, 1974.
- NEWHALL, C. G.; DZURISIN, D. **Historical Unrest at Large Calderas of the World.** Vancouver: Geological Survey, 1988.
- NOGUEIRA, V. I.; OLIVEIRA, C. C. **Projeto Bonito-Aquidauana;** relatório final. Goiânia:DNPM/CPRM, 1978. v.1. Inédito.
- OLIVATTI, Odair; MORAES FILHO, João Cardoso Ribeiro. **Projeto Nova Xavantina:** Relatório de Pesquisa - Fase II. Goiânia: CPRM, 1983. 1v. Convenio CPRM/BRASMINAS
- OLIVEIRA, Avelino Ignácio de; LEONARDOS, Othon Henry. **Geologia do Brasil.** 2. ed. Rio de Janeiro:

- Serviço de Informação Agrícola, 1943. 809p. il. (Série Didática, n. 2).
- Oliveira, E. P. Geologia do Estado do Paraná. Boletim do Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio, n.5, v.6, p.143, 1916.
- OLIVEIRA, Euzébio Paulo de. O terreno devoniano do sul do Brasil. **Annaes Escola de Minas de Ouro Preto**, Ouro Preto, v.14, p.31-41, 1912.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE R.S. (ed.) **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks**. Chichester: John Wiley & Sons, 1982. p.525-548, ISBN 0471280348
- PEARCE, J. A. Source and setting of granitic rocks. **Episodes**, n.19, p.120-125, 1996.
- PEARCE, Julian A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKSWORTH, Wendy; NORRY, M. J.(ed.). **Continental basalts and mantle xenoliths**. Nantwich: Shiva Publications, 1983. p.230-249. ISBN 978-0906812341. (Shiva Publications Series)
- PENA, Gilberto Scudeller et al. **Projeto Goiânia II: Relatório Final**. Goiânia: CPRM, 1975. v.1-RF. s p.
- PETRI, Setembrino. Contribuição ao estudo do devoniano Paranaense. **Boletins do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro: Largo da Misericórdia, v.37, n.127/129, 1948. p.Irreg, il + mapas.
- PINHO, F. E. C. **Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do grupo Cuiabá, na região denominada Garimpo dos Araés, Nova Xavantina – estado do Mato Grosso, Universidade do Rio Grande do Sul**. 1990. 114p. Dissertação (Mestrado em Geociências)- Universidade do Rio Grande do Sul – UFRS, 1990.
- QUINTAS, M. C. L.; MANTOUANI, M.S. M.; ZALAN, P. V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.29, n.2, p.217-226, 1997.
- RAJA GABAGLIA, G. P.; FIGUEIREDO, A. M. F. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (eds). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/SEREC/CEN-SUD, 1990. p.31-45.
- RIBEIRO FILHO, Wilson; LUZ, José da Silva; ABREU FILHO, Waldemar. **Projeto Serra Azul: Reconhecimento geológico. Relatório final**. Goiânia: CPRM, 1975. v.1. s p.
- SHINJO, R.; KATO, Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa trough, an incipient back-arc basin. **Lithos**, n.54, p.117-137. 2000.
- SCHNEIDER, R. L. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.1. p.41-65.
- SILVA, Manoel da Redenção E. Regiões metropolitanas; situação e perspectivas dos planos diretores. **Brasil Mineral**, v.7, n.75, p.32,34-35, 1990.
- SILVA, Marcelo Ferreira da. **Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai**. 2007. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2007. 1 CD-ROM
- SMITH, R. L.; BAILEY, R. A. Resurgent cauldrons: **Geol. Soc. America Mem.**, n.116, p.613-662, 1968.
- SUN, S. S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUDERS, M.J; NORRY, M. J. (Eds). **Magmatism in the ocean basins**. Londres: Geological Society, 1989. p.313-345. (Special Publication, 42).
- WILLIAMS, H.; Calderas and their origin. **Geol. Sci. Am. Bull.**, v.25, n.6, p.239-346. 1941.
- WHITE, I. C. **Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil**. Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 1908. 300p.
- WESTHEIMER, F. H. Rochas ígneas: sólidos que se formaram de líquidos. In: PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. Tradução de MENEGAT, R. et al. Para entender a Terra. Porto Alegre: Bookman, 2006. p.117-140.
- WHINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation

- products using immobile elements. **Chemical Geology**, v.20, p.325-343, 1977.
- YEO, G. M. The late proterozoic raptan glaciation in the northern Cordillera: In.: **Proterozoic basins of Canadá.** (ed.) F. H. A. Campbell: Geological Survey of Canadá, Paper 81-10, p.47-71, 1981.
- YOUNG, Grant M. Iron-formation and glaciogenic rocks of the raptan group, Northwest Territories, Canada. **Precambrian Research**, v.3, p.137-158, 1976.
- YOUNG, Grant M. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. **Journal of African Earth Sciences**, v.35, p.451-466, 2002.
- ZALÁN, P.V. et al. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, Guilherme Pederneiras; MILAN, Edilson José (Coords.). **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p.135-164. 1990b.
- ZALÁN, P.V. et al. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. In: GONDWANA SYMPOSIUM, 7., 1988, São Paulo. **Anais...** Brasília: DNPM, 1988. 110 p. il.
- ZALÁN, P.V. et al. The Paraná Basin, Brazil. In: Interior Cratonic Basins. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, Memoir 51, p.681-707. 1990a.

ISBN
978-85-7499-376-8

O Projeto Geologia e Recursos Minerais das Folhas Nova Xavantina e Placa Nativana escala 1:100.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência de Goiás do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

A cartografia geológica em escala 1:100.000 – cujo objetivo é o de gerar e difundir informações geológicas e de recursos minerais para subsidiar o planejamento territorial e o uso do solo e subsolo, além de induzir o aumento dos investimentos em prospecção e pesquisa mineral, com vistas ao desenvolvimento da indústria de mineração no país.

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado de Mato Grosso e órgãos de planejamento, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

Nesse contexto, o conhecimento geológico sistematizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM também passa a ser considerado como fonte primordial de informação do meio físico e requisitado para os estudos de zoneamento ecológicoeconômico e de gestão ambiental.

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS NOVA XAVANTINA SD.22-Y-B-IV E PLACA NATIVA SD.22-Y-A-VI

Escala: 1:100.000

ESTADO DE MATO GROSSO



PAC

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897

E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495

E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

SECRETARIA DE
**GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA


BRASIL
GOVERNO FEDERAL