



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

CÍNTIA SILVA SOARES - 11/0059417
MARIANA DA SILVA GOMES - 14/0027599

TRABALHO MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
TF 2020 - PROJETO UNAÍ
SUBÁREA XIII

BRASÍLIA/DF
2021

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

TF 2020 – PROJETO UNAI

SUBÁREA XIII

Autores: Cíntia Silva Soares

Mariana da Silva Gomes

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora Aprovada por:

José Eloi Guimarães Campos - Tutor
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Geologia - (UnB)

Carlos Jorge de Abreu - Membro
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Geologia - (UFRJ)

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues - Membro
Professora da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutora em Geologia e Geoquímica - (UFPA)

Brasília-DF, 10 de novembro de 2020.

Cíntia Soares Silva - 11/0059417
Mariana da Silva Gomes - 14/0027599

TRABALHO MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
TF 2020 – PROJETO UNAÍ
SUBÁREA XIII

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências como requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

ORIENTADORES

José Eloi Guimarães Campos (coordenador)

Martino Giordioni

Eliza Nunes Peixoto

Lucas Santos Batista Teles

BRASÍLIA/DF

2020

“Quem elegeu a busca não pode recusar a travessia”

(Guimarães Rosa)

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, especialmente à Dona Marilene, todo o meu amor e gratidão por tudo, o tempo todo. Mãe, amo-te incondicionalmente. À minha irmã Júlia (Jujuba), que você tenha sempre a certeza que és a minha pessoa favorita no mundo, obrigada pela paciência comigo e com o Romeu. Aos meus amigos de longa data que sempre estiveram ao meu lado: Fátima e João, obrigada pelo carinho e pelos livros, Ana, Kamila, Emanuela (Manu), Thauana(Tathau), Kaline e Sheiva (in memoriam) obrigada pelos momentos, sentimentos e conversas. Aos amigos que como mágica ou destino a UnB me concedeu, cada um em seu momento, mas todos sempre especiais: as meninas da Estatística, Rayane (Flor) e Geiziane (Geiziii) obrigada pelo cuidado e carinho. Agradeço aos amigos da Geologia Caroline Freitas(Carol), Hanna, Hugo (Hugueds), Mariana Gomes (Mari) e Myllene (My) a melhor e mais sensível musicista que eu conheço. Eu amo. E agradeço por vocês existirem. Gratidão a todos os profissionais da UnB em especial do IG que de alguma forma contribuíram para a nossa formação. Ao Seu Amadeu e ao Mendes por ajudarem a gente nos campos e ao nosso orientador. Eloi, obrigada pela paciência, explicações e correções.

Então, não posso encerrar sem agradecer a minha dupla de TF. Mari, conseguimos! Acho que fizemos um bom trabalho. Obrigada pela dedicação e paciência, por descomplicar quando parecia complicado demais. A Cíntia do futuro está contente porque sabe que essa parceria vai além do TF.

Cíntia Silva

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus pela oportunidade de vida, de experiência e de crescimento. Agradeço aos meus pais Lindomar Gomes e Azenádia Silva e ao meu irmão João Paulo Gomes por todo o apoio e paciência durante todos esses anos de graduação. Agradeço ao meu companheiro Rafael Felix por todo o incentivo, puxões de orelha e carinho. Agradeço aos meus amigos Aghata, Emily, Joaquina, Ianka, Vynne, Abner, Larissa e Israel por todo o companheirismo e o ombro amigo. Agradeço aos amigos Júlia, Marília Gabriela, Marcos Aurélio, Dilmir, Yago, Lucas Bittencourt, Bruna Castro e Bruno Presley e a tantos outros por trilharem comigo esse caminho das pedras.

Agradeço especialmente ao professor José Eloi por tudo que fez pelo nosso TF, pela paciência como orientador, pela disponibilidade e pelo carinho com os alunos. Agradeço aos orientadores professor Martino e Lucas Teles (Boi) por toda a orientação e paciência no campo e à professora Eliza por toda a ajuda com o desenvolvimento do trabalho. Agradeço ao Mendes por todos os campos que ele nos conduziu em segurança, pelas conversas e pelos ensinamentos. Agradeço ao seu Amadeus também por nos conduzir em segurança durante os últimos campos. Agradeço ao Serjão sempre tão bem humorado e solícito. Agradeço aos meus colegas de TF por terem sido tão companheiros.

Um agradecimento especial à minha dupla, Cíntia, pela paciência em lidar com a montanha russa que é a minha energia, pelo apoio emocional, pelas conversas e, principalmente, por ter encarado esse TF comigo!

Agradeço também a todo o corpo docente e a todos os servidores e terceirizados do Instituto de Geociências por todos esses anos de convivência e aprendizados. E por último, mas não menos importante, agradeço à Universidade de Brasília por ter me proporcionado tantos momentos de crescimento e por ter colocado pessoas incríveis na minha vida.

Mariana Gomes

RESUMO

Este relatório é um dos produtos finais do trabalho de conclusão de curso dos alunos de graduação em Geologia da Universidade de Brasília desenvolvido ao longo do ano de 2020. O relatório em questão é resultado da concretização do Projeto Unaí, que teve como objetivo realizar um mapeamento de uma área de 617 km², localizada no município de Unaí, situado no noroeste do estado de Minas Gerais, e confeccionar um mapa geológico em escala 1:50.000. O projeto contou com a participação de 27 alunos divididos em 14 áreas e é de grande relevância para o detalhamento da cartografia existente da região. A área de estudo encontra-se inserida na Província Tocantins e abrange a porção central da faixa externa da Faixa de Dobramentos de Brasília. Para a realização deste projeto fez-se um levantamento bibliográfico preliminar, processamento de dados de sensores remotos e posteriormente de dados aerogeofísicos, produtos de suma importância para a aquisição de dados estruturais e petrográficos em campo. A correlação e interpretação de todos os produtos e dos dados obtidos em campo permitiu um melhor detalhamento litofaciológico da sequência turbidítica da Formação Quilombo e sua relação tectono-estratigráfica com os Grupos Paranoá e Bambuí. Os produtos finais do Projeto Unaí foram a elaboração do mapa geológico integrado e do presente relatório, que contém a descrição dos aspectos geológicos da área, da estratigrafia, geologia estrutural, potencialidade econômica e evolução geológica.

Palavras-chave: Faixa Brasília, Formação Quilombo, Projeto Unaí.

ABSTRACT

This report is one of the products of the final assessment of the undergraduate degree in Geology of the University of Brasilia developed during the year of 2020. This report is the result of Unaí Project, which had the objective of mapping an area of 617 km², located in county of Unaí situated in the northeast portion of the state of Minas Gerais, in addition, producing a geological map in a scale of 1: 50,000. It relied on the participation of 27 students divided into 14 smaller areas. This Project is of great relevance for improving and detailing the cartography that already exists on the region. The study area is located in the Tocantins Province and covers the central part of the external portion of Brazilian Fold Belt. To accomplish this project, a preliminary bibliographic survey was performed, data processing of remote sensors and, in the end, aerogeophysical data, were analyzed, which were of great importance for the acquisition of structural and petrographic data on field. The correlation and interpretation of all products and data obtained in the field allowed a better lithofaciological detailing of the turbidite sequence of the Quilombo Formation and its tectono-stratigraphic relationship with the Paranoá and Bambuí Groups. As result of this Project an integrated geological map was developed and is presented with the present report, which contains the description of the geological aspects of the area, the lithologies, structural geology, economic potential, and geological evolution.

Keywords: Brasilia Fold Belt, Unaí Project, Quilombo Formation.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

IG: Instituto de Geociências.

UnB: Universidade de Brasília.

ANP: Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

CPRM: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

USGS: Serviço Geológico dos Estados Unidos.

TF: Trabalho Final

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| FIGURA 1-1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO PROJETO UNAÍ. | 3 |
| FIGURA 1-2 MAPA DE VIAS DE ACESSO PRINCIPAIS DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ E DA SUBÁREA XIII. | 4 |
| FIGURA 1-3 A. CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS BASEADO NO DIAGRAMA PROPOSTO POR FOLK (1968). ONDE F= FELDSPATO + GRANITO + FRAGMENTOS GNÁISSICOS. FR= FRAGMENTOS LÍTICOS. B. CLASSIFICAÇÃO DOS LITOARENITOS COM BASE EM SUA ROCHA FONTE ONDE FRS = FRAGMENTOS DE ROCHA SEDIMEN..... | 7 |
| FIGURA 1-4 CLASSIFICAÇÃO DAS GRAUVACAS BASEADO NO DIAGRAMA PROPOSTO POR FOLK (1968). | 8 |
| FIGURA 1-5 MAPA DA HIDROGRAFIA DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ. | 11 |
| FIGURA 1-6 MAPA PEDOLÓGICO DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ. DADOS (SHAPEFILES) DISPONÍVEIS NO SITE IBGE PARA O ESTADO DE MINAS GERAIS. | 12 |
| FIGURA 1-7 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ. SUBÁREA XIII EM DESTAQUE NA COR AZUL. | 14 |
| FIGURA 2-1 OS ELEMENTOS TECTÔNICOS DO BRASIL CENTRAL. | 17 |
| FIGURA 2-2 MAPA ESTRUTURAL SIMPLIFICADO DA FAIXA BRASÍLIA E PORÇÃO ADJACENTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, COM INDICAÇÃO DOS DOMÍNIOS CRATÔNICOS, EXTERNO E INTERNO E COM LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES ESTRUTURAIS..... | 18 |
| FIGURA 2-3 COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO QUILOMBO. | 21 |
| FIGURA 2-4 COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO PARANOÁ NA ÁREA-TIPO DE ALTO PARAÍSO DE GOIÁS/DISTRITO FEDERAL. | 23 |
| FIGURA 2-5 COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO CANASTRA COMPILADA DE DARDENNE (2000). | 27 |
| FIGURA 2-6 COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO VAZANTE. | 30 |
| FIGURA 2-7 COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO BAMBUÍ DEFINIDA POR DARDENNE (1978). | 32 |
| FIGURA 3-1 IMAGEM DA SUBÁREA XIII COM COMPOSIÇÃO COLORIDA RGB(843). | 38 |
| FIGURA 3-2 IMAGEM ALOS COM FILTRO DIRECIONAL DE 315° NA ÁREA DO PROJETO UNAÍ..... | 39 |
| FIGURA 3-3 FIGURA 3.3 - MAPA DE LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS DO PROJETO UNAÍ. | 40 |
| FIGURA 3-4 FLUXOGRAMA DO PROCESSAMENTO DE DADOS REALIZADO PELA EMPRESA LASA PARA O PROGRAMA DE LEVANTAMENTO AEROGEOFÍSICO DE MINAS GERAIS. | 43 |
| FIGURA 3-5 FLUXOGRAMA DOS PRODUTOS GAMAESPECTROMÉTRICOS GERADOS PARA O PROJETO UNAÍ. | 44 |
| FIGURA 3-6 (A) MAPA PERCENTAGEM DE POTÁSSIO; (B) MAPA EQUIVALENTE DE TÓRIO; (C) MAPA EQUIVALENTE DE URÂNIO. | 45 |
| FIGURA 3-7 MAPA DE COMPOSIÇÃO TERNÁRIA RGB NA ÁREA DO PROJETO UNAÍ. | 46 |
| FIGURA 3-8 FLUXOGRAMA DOS PRODUTOS MAGNETOMÉTRICOS GERADOS PARA O PROJETO UNAÍ..... | 47 |
| FIGURA 3-9 IMAGEM REPRESENTANDO O ASA, A DZ E O TILT, RESPECTIVAMENTE..... | 48 |
| FIGURA 3-10 MAPA DE DOMÍNIOS MAGNÉTICOS DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ SOBRE O PRODUTO ASA COM A APLICAÇÃO DE TRANSPARÊNCIA DE 40%. | 49 |
| FIGURA 3-11 MAPA DE DOMÍNIOS GAMAESPECTROMÉTRICOS DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ SOBRE O MAPA TERNÁRIO RGB, COM A APLICAÇÃO DE TRANSPARÊNCIA DE 40%..... | 51 |
| FIGURA 4-1 COLUNA TECTONO-ESTRATIGRÁFICA INTEGRADA DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ..... | 53 |
| FIGURA 4-2 (A) VEGETAÇÃO CARACTERÍSTICA ENCONTRADA NAS ÁREAS CORRESPONDENTES AO MEMBRO RIBEIRÃO DO FRANCO - CAMPO SUJO. (B) AFLORAMENTO DO RIBEIRÃO DO FRANCO NA ÁREA XIII, JÁ BASTANTE ALTERADO. | 54 |
| FIGURA 4-3 (A) A FÁCIES Cp - CONGLOMERADO POLIMÍTICO É OBSERVADA NA SUBÁREA IX EM UM AFLORAMENTO EM LAJEDO COM UMA VEGETAÇÃO DENSA DE TIPO FISIONÔMICO CERRADO SENTIDO ESTRITO COM ÁRVORES RETORCIDAS E CIPÓS. (B) FRAGMENTOS LÍTICOS DO ORTOCONGLOMERADO POLIMÍTICO..... | 57 |

| | |
|---|----|
| FIGURA 4-4 (A) LÂMINA A NICÓIS PARALELOS, MOSTRA FRAGMENTOS LÍTICOS DE SILTITO E FOLHELHO ARREDONDADOS E FRAGMENTOS LÍTICOS DE ARENITO FINO SUBARREDONDADOS. OS CLASTOS SÃO ALONGADOS E MAL SELECIONADOS. (B) NICOIS CRUZADOS DESTACANDO OS FRAGMENTOS LÍTICOS DE ARENITO FINO. | 58 |
| FIGURA 4-5 (A) O AFLORAMENTO POSSUI DE 15-20 M DE EXTENSÃO DE BLOCOS IN SITU DE GRAUVACA LÍTICA EM MEIO A UMA VEGETAÇÃO DENSA DE TIPO FISIONÔMICO CERRADO SENSO ESTRITO. (C) AMOSTRA DE MÃO DE GRAUVACA LÍTICA GROSSA ALTERADA. | 59 |
| FIGURA 4-6 (A) LÂMINA A NICOIS PARALELOS ONDE SE OBSERVA A PRESENÇA DE FRAGMENTOS LÍTICOS SUBANGULOSOS, ALGUNS SUBARREDONDADOS OUTROS ALONGADOS. OBSERVA-SE TAMBÉM A PRESENÇA DE GRÃO DE QUARTZO COM VARIADAS CARACTERÍSTICAS DE SEMIARREDONDADOS A ALONGADOS, ANGULOSOS..... | 60 |
| FIGURA 4-7 (A) AMOSTRA DE MÃO COLETADA NA SUBÁREA IV DE GRAUVACA LÍTICA FINA..... | 60 |
| FIGURA 4-8 (A) MINERAIS OPACOS ORIENTADOS SEGUNDO A ORIENTAÇÃO MINERAL MARCADA PELA MUSCOVITA. (B) NICOIS CRUZADOS. | 61 |
| FIGURA 4-9 AMOSTRA DE MÃO DA GRAUVACA QUARTZOSA COLETADA NA SUBÁREA XI SENDO POSSÍVEL OBSERVAR ESTRATOS MAIS ESCUROS E MAIS CLAROS MARCANDO O ACAMAMENTO. | 62 |
| FIGURA 4-10 FOTOMICROGRAFIA DA GRAUVACA QUARTZOSA DEMONSTRANDO A PREDOMINÂNCIA DE APROXIMADAMENTE 60% DE GRÃOS DE QUARTZO DE GRANULOMETRIA AREIA FINA A MÉDIA (COM TAMANHOS DE ATÉ 0,02 - 0,4MM)..... | 63 |
| FIGURA 4-11 (A) FÁCIES LTA - LITOARENITO MACIÇO É OBSERVADA NA SUBÁREA XIII EM AFLORAMENTO EM RAVINA. (B) AMOSTRA DE MÃO DO LITOARENITO DA SUBÁREA XIII. (C) LITOARENITO INTERCALADO COM SILTITO LAMINADO. | 64 |
| FIGURA 4-12 (A) GRÃOS DE QUARTZO SUBARREDONDADOS E DE ESFERICIDADE BAIXA. (B) A NICOIS PARALELOS É POSSÍVEL OBSERVAR MAIOR CONCENTRAÇÃO DE OPACOS NESTA PORÇÃO E UM FRAGMENTO LÍTICO ANGULOSO COMPOSTO POR MATERIAL ARGILOSO. . | 65 |
| FIGURA 4-13 SILTITO MACIÇO COM CAMADA CENTIMÉTRICA E COLORAÇÃO ROSADA..... | 65 |
| FIGURA 4-14 FÁCIES SL - SILTITO LAMINADO ENCONTRADO NA SUBÁREA XIII, COM COLORAÇÃO ESBRANQUIÇADA MOSTRANDO O ASPECTO DE SUA ALTERAÇÃO. | 66 |
| FIGURA 4-15 FÁCIES FOL- CAMADA DE FOLHELHO DE ESPESSURA CENTIMÉTRICA E COLORAÇÃO ARROXEADA OCORRENDO ENTRE CAMADAS DE SILTITO LAMINADO..... | 67 |
| FIGURA 4-16 FÁCIES A – ARGILITO MACIÇO AFLORANDO EM RAVINA EROSIVA NA SUBÁREA XII. | 67 |
| FIGURA 4-17 ROCHA VULCÂNICA AFANÍTICA COM COR DE ALTERAÇÃO VERMELHA ENCONTRADA NA SUBÁREA IV..... | 68 |
| FIGURA 4-18 (A) AMÍGDALAS DA LÂMINA 20-II-108A. (B) TEXTURA CRIPTOCISTALINA E MICROFRATURAS NA LÂMINA 20-IV-16. | 69 |
| FIGURA 4-19 MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO QUILOMBO. SISTEMA TURBIDÍTICO COM RITMITOS COM MAIOR CONTRIBUIÇÃO PSAMÍTICA NOS DOMÍNIOS MAIS PROXIMAIS; E RITMITOS COM CONTRIBUIÇÃO MAIS PELÍTICAS NAS REGIÕES MAIS DISTAIS. CAMADAS DEPOSITADAS SENDO CORTADAS POR VULCANISMO SUBAQUOSAS EM DOMÍNIOS PONTUAIS..... | 70 |
| FIGURA 4-20 VEGETAÇÃO CARACTERÍSTICA DA FORMAÇÃO CÔRREGO DO BARREIRO NA REGIÃO DO PROJETO UNAÍ. EM (A) TEMOS A PARTE MAIS GRAMÍNEA QUE GERALMENTE CORRESPONDIA ÀS REGIÕES COM SILTITOS. AS MATAS MAIS FECHADAS E DENSAS CORRESPONDIAM ÀS REGIÕES ONDE ENCONTRAMOS ROCHAS CARBONÁTICAS E ARENITOS. (B) VEGETAÇÃO SECA, ACINZENTADA, PORÉM DENSA, CARACTERÍSTICA DAS REGIÕES ONDE OCORREM DOLOMITOS..... | 71 |
| FIGURA 4-21 (A) SILTITO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA. (B) DETALHE DA PRESENÇA DE MICA DETRÍTICA MARCANDO O PLANO DE LAMINAÇÃO..... | 73 |
| FIGURA 4-22 (A) LÂMINA DA AMOSTRA 20-XIV-29 DESTACANDO A LAMINAÇÃO. (B) ESTRATOS COM MAIOR QUANTIDADE DE MINERAIS OPACOS. | 74 |

| | |
|---|----|
| FIGURA 4-23 (A) AFLORAMENTO EM LAJEDO DA FÁCIES MM – MARGA MACIÇA OBSERVADA NA SUBÁREA VIII. (B) ALTERNÂNCIA RÍTMICA DE LÂMINAS MAIS MARGOSAS (DE COR OCRE) E LÂMINAS MAIS ARENOSAS (DE COR ROXA). | 74 |
| FIGURA 4-24 (A) AFLORAMENTO DE DOLOLUTITO MACIÇO DA SUBÁREA XII. (B) AMOSTRA MACROSCÓPICA DO DOLOLUTITO MACIÇO, NESSA AMOSTRA É POSSÍVEL OBSERVAR A TEXTURA SACAROIDAL. | 75 |
| FIGURA 4-25 (A) A FÁCIES DLM1 É OBSERVADA NA SUBÁREA XIII (PONTO 44). (B) AMOSTRA DE MÃO DA SUBÁREA XI COM EXTRACLASTOS MILIMÉTRICOS. A MARCAÇÃO VERMELHA INDICA A INTERCALAÇÃO DOS DIFERENTES ESTRATOS. | 76 |
| FIGURA 4-26 (A) EXTRACLASTOS DE QUARTZO (QTZ) E PLAGIOCLÁSIO (PLG) FLUTUANTES EM MASSA RECRISTALIZADA DE MICRITA; (B) NA BORDA DO EXTRACLASTO É POSSÍVEL OBSERVAR PORÇÃO COM AMPLA RECRISTALIZAÇÃO DA MICRITA QUE TOMA UM ASPECTO ESPÁTICO PLACOSO (ESP)..... | 77 |
| FIGURA 4-27 (A) A FÁCIES DLE1 É OBSERVADA NA SUBÁREA XIII (PONTO 14). O AFLORAMENTO APRESENTA PAREDES DE DOLOLUTITO IN SITU DE APROXIMADAMENTE 7 A 8 M COM UMA VEGETAÇÃO DENSA DE TIPO FISIONÔMICO DE MATA SECA; (B) ESTEIRAS ESTROMATOLÍTICAS SINUOSAS; (C) VÊNULAS CENTIMÉTRICAS PREENCHIDAS POR CALCITA. (D) ESTEIRAS ESTROMATOLÍTICAS PLANARES. | 78 |
| FIGURA 4-28 (A) A FÁCIES DLE2 É OBSERVADA NA SUBÁREA XIII (PONTO 58 – TABELA DE PONTOS ANEXO V). O AFLORAMENTO APRESENTA BLOCOS DE INTRADOLOESPARRUDITO IN SITU, UMA VEGETAÇÃO DENSA DE TIPO FISIONÔMICO CERRADÃO COM ÁRVORES ALTAS, CIPÓS E ESPINHOS; (B) ESTROMATÓLITOS DÔMICOS. (C E D) ESTROMATÓLITO DÔMICO COM ESTEIRAS DESCONTÍNUAS COM ASPECTO DE RETRABALHAMENTO. | 79 |
| FIGURA 4-29 (A) ASPECTO BRECHADO COM ESTEIRAS ESTROMATOLÍTICAS DESCONTÍNUAS, INTRACLASTOS MICRÍTICOS (INT) E EXTRACLASTO DE QUARTZO DE ATÉ 0,5MM. (B) ESTEIRAS ESTROMATOLÍTICAS MICRÍTICAS EM CONTATO COM ESPARITA E MATRIZ MICRÍTICA EM MEIO A ESPARITA..... | 80 |
| FIGURA 4-30 (A) FÁCIES DAM OBSERVADA NA SUBÁREA XIII (PONTO 37) EM UM AFLORAMENTO DE CORTE DE ESTRADA ADJACENTE A UM PAREDÃO DE DOLOMITO. O AFLORAMENTO APRESENTA DE 15-20 M DE LARGURA E 8 DE ELEVÇÃO, COM VEGETAÇÃO DENSA. SETA VERMELHA INDICANDO O AFLORAMENTO ESTUDADO; (B) AMOSTRA DE MÃO COM INTRACLASTOS MILIMÉTRICOS..... | 80 |
| FIGURA 4-31 (A) INTRACLASTOS DOLOLUTÍTICOS (IDLU) E INTRACLASTOS DOLOARENÍTICOS (IDA) COM CLASTOS DE ONCÓLITO (ON), DE ESTEIRAS ALGAIS (EAL) COM PELÍCULA DE MICRITA (PM) ENVELOPANDO OS INTRACLASTOS EM UM ARCABOUÇO CIMENTO-SUPPORTADO. (B) INTRACLASTOS MENORES COM CONTATOS PONTUAIS..... | 81 |
| FIGURA 4-32 A FÁCIES Bm2 É BEM OBSERVADA NA SUBÁREA XIII (PONTO 37) EM UM AFLORAMENTO NA BEIRA DE UMA ESTRADA VICINAL QUE CORTA UM PAREDÃO DE DOLOMITO ORIENTADO SEGUNDO A DIREÇÃO N-S. O AFLORAMENTO POSSUI DE 15-20 M DE LARGURA E 8 DE ALTURA, COM UMA VEGETAÇÃO DENSA DE TIPO FISIONÔMICO MATA SECA COM ÁRVORES DE GRANDE PORTE, ALÉM DE CIPÓS E ESPINHOS. | 82 |
| FIGURA 4-33 (A) INTRACLASTOS DE MICRITA RECRISTALIZADA COM BORDAS PREENCHIDAS POR ESPARITA FIBROSA COM HÁBITO EUÉDRICO. (B) CRISTAIS ROMBOÉDRICOS DE DOLOMITA DENTRO DE INTRACLASTO DE MICRITA RECRISTALIZADA. | 83 |
| FIGURA 4-34 (A) MEGABRECHA DE 25 A 30M DE LARGURA, IN SITU NA REGIÃO OESTE DA SUBÁREA XIII. (B) (C) INTRACLASTOS DA MEGA BRECHA, ALONGADOS, SUBANGULOSO COM TAMANHO MÉTRICO. | 84 |
| FIGURA 4-35 (A) BLOCO ROLADO DO ARENITO GROSSO ENCONTRADOS NA SUBÁREA XIII. (B) AMOSTRA DE MÃO DO ARENITO ENCONTRADO NA SUBÁREA XIII. (C) DOMÍNIO DE GRANULOMETRIA MAIS GROSSA DA AMOSTRA (20- XIV - 32A). (D) DOMÍNIO COM CONTATO ENTRE A CAMADA MAIS FINA DO ARENITO E A CAMADA MAIS GROSSA DA MESMA LÂMINA. | 85 |
| FIGURA 4-36 ARENITO FINO ENCONTRADO IN SITU EM PEQUENA DRENAGEM NA SUBÁREA XIII. (B) FINAS LAMINAÇÕES OBSERVADAS EM AMOSTRA DE MÃO DE COLORAÇÃO AMARELADA E CONFORME VAI ALTERANDO VAI FICANDO MAIS ESBRANQUIÇADO. | 86 |

| | |
|--|-----|
| FIGURA 4-37 MODELO REPRESENTATIVO DO AMBIENTE DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO CÓRREGO DO BARREIRO. A SEDIMENTAÇÃO É CONTROLADA PELA PALEOGEOGRAFIA, COM A DEPOSIÇÃO DE PELITOS EM TODA EXTENSÃO DA ÁREA E A DEPOSIÇÃO DE CARBONATOS NOS DOMÍNIOS MAIS ELEVADOS DA BACIA. JUNTO A ESSA SEDIMENTAÇÃO OCORRE A CONTRIBUIÇÃO DE CANAIS DE FUNDO, TRAZENDO SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS. | 89 |
| FIGURA 4-38 MODELO DEPOSICIONAL ESQUEMÁTICO APLICADO À SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO CÓRREGO DO BARREIRO. | 89 |
| FIGURA 4-39 (A) AMOSTRA FRESCA DO FENGITA-CLORITA FILITO. (B) FILITO COM PSEUDOMORFOS DE PIRITA. | 92 |
| FIGURA 4-40 AFLORAMENTO EM CORTE DE ESTRADA NA ÁREA XIII. INTERCALAÇÃO DE CAMADAS DE FENGITA-CLORITA FILITO (PORÇÃO MAIS CLARA) COM FILITO CARBONOSO (PORÇÃO MAIS ESCURA). | 92 |
| FIGURA 4-41 LÂMINA DO FILITO DA AMOSTRA 20-XIII-33 MOSTRANDO DETALHE DE FRAGMENTOS LÍTICOS COM CAPA DE OPACO AVERMELHADA. | 93 |
| FIGURA 4-42 (A) AFLORAMENTO EM LAJEDO, DE FILITOS ENCONTRADOS NA SUBÁREA XIII. (B) AMOSTRA DE FILITO JÁ ALTERADO, MAS A ALTERAÇÃO ACOMPANHA A MUDANÇA COMPOSICIONAL DO ACAMAMENTO. | 94 |
| FIGURA 4-43 (A) AMOSTRA MACROSCÓPICA DO MÁRMORE RETIRADO A SUBÁREA X. (B) SEÇÃO DELGADA COM NICOL CRUZADA DA MESMA AMOSTRA. NOTAR A RECRISTALIZAÇÃO EVIDENCIADA PELOS CRISTAIS ROMBOÉDRICOS E A PRESENÇA DE CRISTAL DE QUARTZO NA PORÇÃO CENTRAL-SUPERIOR DA LÂMINA. | 95 |
| FIGURA 4-44 EXPOSIÇÕES DE MARGAS IN SITU E NÃO ALTERADAS DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS ENCONTRADAS NA SUBÁREA II. | 96 |
| FIGURA 4-45 AFLORAMENTO DE FOLHELHO INTERCALADO COM CAMADAS CENTIMÉTRICAS DE SILTITO ENCONTRADO NA SUBÁREA II. | 96 |
| FIGURA 4-46 BLOCO DIAGRAMA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO O MODELO DEPOSICIONAL DE RAMPA CARBONÁTICA, PROPOSTO PARA A FORMAÇÃO SETE LAGOAS POR VIEIRA ET AL. (2007). | 97 |
| FIGURA 5-1 FILITOS ALTERADOS COM PORFIROBLASTOS DE MINERAL INDETERMINADO ALTERADO, INTERPRETADO COMO PROVÁVEL SULFETO, EM MEIO A MASSA ARGILOSA. | 100 |
| FIGURA 5-2 FILITO ALTERADO COM BANDAMENTO COMPOSICIONAL. NOS ESTRATOS BRANCOS HÁ UMA PREDOMINÂNCIA DA FENGITA E NO ESTRATO ROXO, HÁ PREDOMINÂNCIA DE CLORITA – BANDAMENTO COMPOSICIONAL DESTACADO EM VERMELHO. EM AZUL, A FOLIAÇÃO SP OBLÍQUA À Ss. | 101 |
| FIGURA 5-3 FOLIAÇÃO DE CRENULAÇÃO SCR OCORRENDO EM PORÇÕES MAIS PELÍTICAS DE FILITOS DA FORMAÇÃO SERRA DO LANDIM. | 101 |
| FIGURA 5-4 O ESTEREOGRAMA EM VERMELHO CORRESPONDE AOS DADOS INTEGRADOS DO PROJETO UNÁI E O ESTEREOGRAMA EM AZUL CORRESPONDE AOS DADOS DA SUBÁREA XIII. AMBOS OS ESTEREOGRAMAS MOSTRAM MERGULHO DA FOLIAÇÃO Ss PREFERENCIALMENTE PARA SW. | 102 |
| FIGURA 5-5 AFLORAMENTO DE SILTITO EM CORTE DE ESTRADA RESSALTANDO O ACAMAMENTO SEDIMENTAR S0 IDENTIFICADO PELA VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS ESTRATOS. EM VERMELHO ESTRATOS MAIS ARGILOSOS E EM AZUL ESTRATOS MAIS SILTOSOS. | 102 |
| FIGURA 5-6 AMOSTRA DE SILTITO DO AFLORAMENTO DO PONTO 105 COM MICA DENTRÍTICA PLACOSA RESSALTANDO O PLANO DO ACAMAMENTO. COMO ESCALA, GRAFITE DE 0,7 MM. | 103 |
| FIGURA 5-7 EM VERMELHO, ESTEREOGRAMA DOS DADOS INTEGRADOS DE S0 COM MERGULHO PREFERENCIAL PARA SW E EM AZUL OS DADOS S0 DA SUBÁREA XIII INDICANDO UMA DOBRA EM ESCALA REGIONAL. | 103 |
| FIGURA 5-8 MAPA E SEÇÃO GEOLÓGICA DA SUBÁREA XIII (ANEXO VI) RESSALTANDO AS DOBRAS SINCLINAL E ANTICLINAL. NO DETALHE DA IMAGEM É REPRESENTADO O AFLORAMENTO DE SILTITO COM A FOLIAÇÃO SP PERPENDICULAR À S0 OBSERVADA EM DETALHE NA FIGURA 5-9B. | 1 |
| FIGURA 5-9 AFLORAMENTO DE SILTITO COM PLANO DE ACAMAMENTO S0 (EM VERMELHO) E FOLIAÇÃO SP (EM PRETO) PERPENDICULAR À S0. | 105 |

| | |
|--|-----|
| FIGURA 5-10 AFLORAMENTO DE RITMITO: INTERCALAÇÃO DE SILTITO E ARENITO FINO COM DIFERENÇA COMPOSICIONAL NOS ESTRATOS DOS SILTITOS MARCADO PELA DIFERENÇA DE CORES (EM VERMELHO). ESSA VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA E COMPOSICIONAL MARCA O ACAMAMENTO SEDIMENTAR S0..... | 106 |
| FIGURA 5-11 AFLORAMENTO DE RITMITO: INTERCALAÇÃO DE SILTITO COM ARENITO FINO DA SUBÁREA XI. NA IMAGEM É POSSÍVEL OBSERVAR AS ROCHAS COM VERGÊNCIA PARA NE..... | 106 |
| FIGURA 5-12 ESTEREOGRAMA DOS DADOS INTEGRADOS DO PROJETO UNAÍ DO ACAMAMENTO SEDIMENTAR S0 E DA FOLIAÇÃO SP DA FORMAÇÃO QUILOMBO..... | 107 |
| FIGURA 5-13 DOBRA DE CLASSE 1C COM PLANOS AXIAIS OPOSTOS EM FLANCOS OPOSTOS, PODENDO SER REPRESENTADOS PELO ESTEREOGRAMA DE FOLIAÇÃO SP DA FIGURA 5.1.12..... | 107 |
| FIGURA 5-14 DOBRA EM CHEVRON EM ESCALA CENTIMÉTRICA ENCONTRADA EM AFLORAMENTO DE ARENITO FINO INTERCALADO COM SILTITO NO MEMBRO RIBEIRÃO DO FRANCO DA FORMAÇÃO QUILOMBO AFLORANTE NA SUBÁREA XIII. ESSE TIPO DE DOBRA SE REPETE EM ESCALAS MÉTRICAS A DECAMÉTRICAS EM OUTRAS SUBÁREAS DO PROJETO UNAÍ. | 108 |
| FIGURA 5-15 AFLORAMENTO DE RITMITO COMPOSTO POR SILTITO INTERCALADO COM ARENITO FINO, DEMONSTRANDO A RELAÇÃO DO ACAMAMENTO SEDIMENTAR S0 COM A FOLIAÇÃO SP, AS QUAIS PERFAZEM ENTRE SI UM PADRÃO OBLÍQUO..... | 108 |
| FIGURA 5-16 SLIKENSIDES E SLICKENLINES COM Lx DE 35/285 REPRESENTANDO UMA CINEMÁTICA REVERSA COM TOPO PARA LESTE-SUDOESTE INDICANDO A MOVIMENTAÇÃO DE MASSA DA FORMAÇÃO QUILOMBO PARA LESTE PREFERENCIALMENTE..... | 109 |
| FIGURA 5-17 PAR CONJUGADO DE FRATURA DE CISALHAMENTO EM FILITO DA FORMAÇÃO SERRA DO LANDIM COM TENSOR PRINCIPAL ($\Sigma 1$) NA DIREÇÃO W-E, OU SEJA, A DIREÇÃO DO TRANSPORTE DE MASSA. | 109 |
| FIGURA 5-18 DIAGRAMA DE ROSETAS DAS FRATURAS ENCONTRADAS NA FORMAÇÃO SERRA DO LANDIM DO GRUPO CANASTRA REPRESENTANDO UM PAR CONJUGADO DE FRATURAS COM $\Sigma 1$ NA DIREÇÃO E-W. | 110 |
| FIGURA 5-19 PAR CONJUGADO DE FRATURA DE CISALHAMENTO EM FILITO DA FORMAÇÃO CÓRREGO DO BARREIRO DO GRUPO PARANOÁ COM TENSOR PRINCIPAL ($\Sigma 1$) NA DIREÇÃO SW-NE, OU SEJA, A DIREÇÃO DO TRANSPORTE DE MASSA. | 110 |
| FIGURA 5-20 DIAGRAMA DE ROSETAS DAS FRATURAS ENCONTRADAS NA CÓRREGO DO BARREIRO DO GRUPO PARANOÁ REPRESENTANDO DUAS FAMÍLIAS PRINCIPAIS DE FRATURAS COM ÂNGULO APROXIMADO DE 60º ENTRE ELAS INDICANDO SER UM PAR CONJUGADO COM $\Sigma 1$ NA DIREÇÃO NW-SE. | 110 |
| FIGURA 5-21 DIAGRAMA DE ROSETAS DAS FRATURAS ENCONTRADAS NA FORMAÇÃO QUILOMBO COM DUAS FAMÍLIAS PRINCIPAIS DE FRATURA, UMA COM DIREÇÃO PREFERENCIAL N-S E OUTRA COM DIREÇÃO PREFERENCIAL NW-SE..... | 111 |
| FIGURA 6-1 NORMAS DE 30 ANOS (1981 A 2010) DE BALANÇO HÍDRICO DA ESTAÇÃO DE UNAÍ - MG. | 114 |
| FIGURA 6-2 NORMAS DE 30 ANOS (1981 A 2010) DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO DA ESTAÇÃO DE UNAÍ - MG. | 115 |
| FIGURA 6-3 MAPA DE ZONEAMENTO HIDROGEOLÓGICO DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ 2020 EM QUE SE EVIDENCIAM OS TRÊS DOMÍNIOS DE AQUÍFEROS E SEUS RESPECTIVOS SISTEMAS, ASSIM COMO A PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL DA REGIÃO E O DIAGRAMA DE ROSETAS DOS LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS. | 116 |
| FIGURA 6-4 PERFIL CONSTRUTIVO DO POÇO DE CÓDIGO 3100015437 DA ÁREA DO PROJETO UNAÍ 2020..... | 120 |
| FIGURA 6-5 POÇO TUBULAR LOCALIZADO NA SUBÁREA XI DO PROJETO UNAÍ 2020. | 121 |
| FIGURA 6-6 PERFIL CONSTRUTIVO DE POÇO TUBULAR PROFUNDO PARA ROCHA SEDIMENTAR..... | 123 |
| FIGURA 6-7 RECARGA EM PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO COM VALAS E CANAIS DE DESVIO. | 125 |
| FIGURA 6-8 BARRIGUINHAS COM ACUMULAÇÃO DE ÁGUA DA CHUVA COLHIDA PELO ESCOAMENTO SUPERFICIAL. | 125 |
| FIGURA 7-1 ESTÁGIO PRÉ- RIFTE DEVIDO A ASCENSÃO DA LITOSFÉRICA, FORMAÇÃO DE FALHAS, HORSTS E GRABENS E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS NÃO MARINHOS..... | 130 |

| | |
|---|-----|
| FIGURA 7-2 ESTÁGIO SIN-RITE PREDOMINA A SUBSIDÊNCIA MECÂNICA, ONDE OCORRE A REATIVAÇÃO DE FALHAS E MAGMATISMO DA SUB-PROVÍNCIA TOCANTINS COM IDADE DE 1,771 GA. O VULCANISMO, NA REGIÃO, É REPRESENTADO POR PIROCLÁSTICAS LÍTICAS.. | 131 |
| FIGURA 7-3 ESTÁGIO TRANSICIONAL DO RIFTE ARAÍ. O SISTEMA MUDA DE SUBSIDÊNCIA MECÂNICA PARA SUBSIDÊNCIA FLEXURAL/TERMAL. | 131 |
| FIGURA 7-4 ESTÁGIO PÓS-RIFTE CARACTERIZADO POR DEPRESSÃO TÉRMICA E ALTAS TAXAS DE SUBSIDÊNCIA. | 132 |
| FIGURA 7-5 ESTÁGIO INICIAL, FASE BACIAL PREENCHIDA PELA SEQUÊNCIA INFERIOR E INICIADA PELA PRIMEIRA SUPERFÍCIE DE EROÇÃO (SE 1) COM A DEPOSIÇÃO DO CONGLOMERADO DA FORMAÇÃO SÃO MIGUEL | 136 |
| FIGURA 7-6 ESTÁGIO DE EXPANSÃO, FASE BACIAL PREENCHIDA PELA SEQUÊNCIA INTERMEDIÁRIA E INICIADA PELA PRIMEIRA DESCONTINUIDADE (U 1) DA FORMAÇÃO RIBEIRÃO PIÇARRÃO. | 137 |
| FIGURA 7-7 ESTÁGIO FINAL, FASE BACIAL PREENCHIDA PELA SEQUÊNCIA SUPERIOR E INICIADA PELA PRIMEIRA DESCONTINUIDADE (U 2), TOPO DA FORMAÇÃO CÓRREGO DO SANSÃO. | 138 |
| FIGURA 7-8 BACIA DO TIPO MARGEM PASSIVA. GRUPO CANASTRA COM DEPOSIÇÃO EM PLATAFORMA MARINHA E CORRELATO À DEPOSIÇÃO DO GRUPO VAZANTE. | 140 |
| FIGURA 7-9 INTERPRETAÇÃO DO ESTÁGIO PÓS-OROGÊNESE DAS ROCHAS MAPEADAS EM CAMPO. | 142 |
| FIGURA 7-10 SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM BASE EM INFORMAÇÕES REGIONAIS E EXPOSIÇÕES ROCHOSAS. A) SEÇÃO BRUTA CEDIDA PELA ANP (AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO) B) SEÇÃO INTERPRETADA. | 144 |
| FIGURA 8-1 CONTEXTO GEOLÓGICO DO GRUPO VAZANTE NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. | 146 |
| FIGURA 8-2 A) CORPO DOLARENÍTICO SILICIFICADO RECRISTALIZADO. B) CORPO DOLARENÍTICO FINO RICO EM GALENA APRESENTANDO FRATURAS PREENCHIDAS A DOLOMITA E GALENA. | 148 |
| FIGURA 8-3 A) PERFIL DE SOLO NA FORMAÇÃO SETE LAGOAS DO GRUPO BAMBUÍ. TRANSIÇÃO DE UM CAMBISSOLO PASSANDO PARA UM LATOSSOLO, PEDOGÊNESE DE UM PROTÓLITO ARGILOSO, MARGOSO E SEM MICA DENTRITICA. | 149 |
| FIGURA 8-4 A) AFLORAMENTOS DE DOLOMITOS DA FORMAÇÃO CÓRREGO DO BARREIRO NA SUBÁREA XIII. B) BLOCO DE DOLOMITO NA SUBÁREA XIII. | 150 |
| FIGURA 8-5 A) AFLORAMENTO DE MARGAS ATRIBUÍDAS A FORMAÇÃO SETE LAGOAS ÀS MARGENS DA RODOVIA GO-118 (COORDENADAS UTM 8.559.973N/311.905E, DATUM SAD-69, ZONA 23 SUL). B) DIAMICTITO DA FORMAÇÃO JEQUITAIÁ. DESTAQUE PARA O GRAU DE ARREDONDAMENTO DOS CLASTOS EM QUE É POSSÍVEL OBSERVAR CLASTOS MUITO ANGULOSOS OCORRENDO JUNTO À CLASTOS ARREDONDADOS (COORDENADAS UTM: 8.559.333N/310.683E, DATUM SAD-69, ZONA 23 SUL) | 152 |
| FIGURA 8-6 CARACTERÍSTICAS DAS ZONAS MINERALIZADAS. A) ZONA COM SULFETO (PIRROTITA) PRESERVADO NA BORDA DO BOUDIN DE QUARTZO. B) ZONA OXIDADA COM A OCORRÊNCIA DE CAVIDADES E OXIDAÇÃO DE CARBONATOS E SULFETOS (COLORAÇÃO LARANJA). C) CARAPAÇA LATERÍTICA CARACTERÍSTICA DO DEPÓSITO. | 152 |
| FIGURA 8-7 (A) ESPELEOTEMAS DA GRUTA LAPA DO SAPEZAL. (B) LAGO FRETÁTICO DA GRUTA LAPA DO SAPEZAL. | 154 |
| FIGURA 8-8 CACHOEIRA ÁGUA BOA LOCALIZADA NA NO GRUPO CANASTRA NA SUBÁREA XVI DO PROJETO UNAÍ. | 154 |
| FIGURA 9-1 MAPA SIMPLIFICADO DA CPRM (2015 A & B) PARA A REGIÃO DE MAPEAMENTO DO PROJETO UNAÍ (POLIGONAL VERMELHA). | 158 |
| FIGURA 9-2 MAPA SIMPLIFICADO DO PROJETO UNAÍ (POLIGONAL VERMELHA). (MAPA INTEGRAL NO ANEXO I). | 159 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|--|-----|
| QUADRO 1-1 ESCALA DE CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS SEGUNDO SUA GRANULOMETRIA E RESPECTIVA DENOMINAÇÃO GERAL. | 6 |
| QUADRO 1-2 QUADRO RESUMO DOS SISTEMAS DE PREFIXOS UTILIZADOS PARA CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS. | 8 |
| QUADRO 1-3 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS SEGUNDO DUNHAN (1962): MOSTRANDO AS COMBINAÇÕES ENTRE O TAMANHO DO GRÃO E A RELAÇÃO ENTRE MICRITA E COMPONENTE ALOQUÍMICO. | 9 |
| QUADRO 3-1 FAIXAS ESPECTRAIS E RESOLUÇÃO DAS BANDAS DO SENSOR MSI DO SATÉLITE SENTINEL-2. | 37 |
| QUADRO 3-2 CÓDIGO DA CENA E DATA DA AQUISIÇÃO E ESTAÇÃO DA CENA CAPTURADA PELO SATÉLITE SENTINEL 2. | 38 |
| QUADRO 3-3 ELEMENTOS E OS SEUS RESPECTIVOS INTERVALOS DE ENERGIA. | 41 |
| QUADRO 3-4 DESCRIÇÃO DOS DOMÍNIOS MAGNÉTICOS INDIVIDUALIZADOS NA ÁREA DO PROJETO UNAI. | 49 |
| QUADRO 3-5 DESCRIÇÃO DOS DOMÍNIOS GAMAESPECTROMÉTRICOS INDIVIDUALIZADOS NA ÁREA DO PROJETO UNAI. | 50 |
| QUADRO 4-1 FÁCIES DA FORMAÇÃO QUILOMBO. AS FÁCIES EM VERDE FORAM ENCONTRADAS NA SUBÁREA XIII, AO PASSO QUE AS FÁCIES NÃO PREENCHIDAS ESTÃO AUSENTES. | 55 |
| QUADRO 4-2 TABELA DE FÁCIES DA FORMAÇÃO CÓRREGO BARREIRO DO GRUPO PARANOÁ. AS FÁCIES EM VERDE FORAM ENCONTRADAS NA SUBÁREA XIII, AO PASSO QUE AS FÁCIES NÃO PREENCHIDAS NÃO FORAM ENCONTRADAS. | 72 |
| QUADRO 4-3 TABELA DE FÁCIES APLICADAS À FORMAÇÃO SETE LAGOAS DO GRUPO BAMBUÍ. O GRUPO BAMBUÍ NÃO FOI OBSERVADO NA SUBÁREA XIII. | 95 |
| QUADRO 6-1 PARÂMETROS DOS SISTEMAS AQUÍFEROS NA ÁREA DO PROJETO UNAI 2020. | 116 |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO..... | 2 |
| 1.1 | APRESENTAÇÃO..... | 2 |
| 1.2 | JUSTIFICATIVA..... | 2 |
| 1.3 | OBJETIVO..... | 2 |
| 1.4 | LOCALIZAÇÃO E ACESSO..... | 3 |
| 1.5 | MATERIAIS E MÉTODOS..... | 4 |
| 1.5.1 | <i>Etapa Pré-Campo</i> | 4 |
| 1.5.2 | <i>Etapa Campo</i> | 5 |
| 1.5.3 | <i>Etapa Pós-Campo</i> | 5 |
| 1.6 | NOMENCLATURA E DEFINIÇÕES..... | 6 |
| 1.7 | ASPECTOS FISIográficos..... | 9 |
| 1.7.1 | <i>Clima e Vegetação</i> | 9 |
| 1.7.2 | <i>Hidrografia</i> | 10 |
| 1.7.3 | <i>Solos</i> | 10 |
| 1.7.4 | <i>Relevo</i> | 13 |
| 2 | GEOLOGIA REGIONAL..... | 16 |
| 2.1 | INTRODUÇÃO..... | 16 |
| 2.2 | CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO..... | 16 |
| 2.3 | FAIXA DE DOBRAMENTOS DE BRASÍLIA..... | 16 |
| 2.4 | LITOESTRATIGRAFIA..... | 19 |
| 2.4.1 | <i>Formação Quilombo</i> | 19 |
| 2.4.2 | <i>Grupo Paranoá</i> | 21 |
| 2.4.3 | <i>Grupo Canastra</i> | 24 |
| 2.4.4 | <i>Grupo Vazante</i> | 28 |
| 2.4.5 | <i>Grupo Bambuí</i> | 31 |
| 3 | SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA..... | 36 |
| 3.1 | INTRODUÇÃO..... | 36 |
| 3.2 | SENSORIAMENTO REMOTO..... | 36 |
| 3.2.1 | <i>Dados de Sensoriamento Remoto</i> | 37 |
| 3.2.2 | <i>Mapa de Lineamentos Morfoestruturais</i> | 39 |
| 3.3 | CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA..... | 41 |
| 3.4 | GAMAESPECTOMETRIA..... | 41 |
| 3.4.1 | <i>Magnetometria</i> | 41 |
| 3.5 | AQUISIÇÃO DOS DADOS E PRÉ-PROCESSAMENTO..... | 42 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 3.6 | PRODUTOS DOS DADOS AEROGEOFÍSICAS..... | 43 |
| 3.6.1 | <i>Dados Gamaespectométricos.....</i> | 43 |
| 3.6.2 | <i>Dados Magnetométricos.....</i> | 46 |
| 3.7 | ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS PRODUTOS..... | 48 |
| 3.7.1 | <i>Magnetometria.....</i> | 48 |
| 3.7.2 | <i>Gamaespectometria.....</i> | 50 |
| 4 | ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS..... | 53 |
| 4.1 | INTRODUÇÃO..... | 53 |
| 4.2 | FORMAÇÃO QUILOMBO..... | 53 |
| 4.2.1 | <i>Associação de Fácies da Formação Quilombo.....</i> | 55 |
| 4.2.2 | <i>Rochas Vulcânicas da Formação Quilombo.....</i> | 68 |
| 4.3 | FORMAÇÃO CÓRREGO BARREIRO DO GRUPO PARANOÁ..... | 70 |
| 4.4 | ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO CÓRREGO BARREIRO DO GRUPO PARANOÁ..... | 86 |
| 4.4.1 | <i>Sistema Depositional da Formação do Córrego Barreiro do Grupo Paranoá.....</i> | 88 |
| 4.5 | FORMAÇÃO SERRA DO LANDIM DO GRUPO CANASTRA..... | 91 |
| 4.6 | FILITOS..... | 91 |
| 4.6.1 | <i>Mármore.....</i> | 94 |
| 4.7 | FORMAÇÃO SETE LAGOAS DO GRUPO BAMBUÍ..... | 95 |
| 5 | GEOLOGIA ESTRUTURAL..... | 99 |
| 5.1 | INTRODUÇÃO..... | 99 |
| 5.2 | ARCABOUÇO ESTRUTURAL..... | 99 |
| 5.2.1 | <i>Arcabouço Estrutural Dúctil.....</i> | 99 |
| 5.2.2 | <i>Arcabouço Estrutural Rúptil.....</i> | 109 |
| 5.3 | DISCUSSÃO..... | 111 |
| 6 | ZONEAMENTO HIDROGEOLÓGICO..... | 114 |
| 6.1 | INTRODUÇÃO..... | 114 |
| 6.2 | CARACTERIZAÇÃO DOS AQUÍFEROS..... | 115 |
| 6.2.1 | <i>Domínio Freático.....</i> | 118 |
| 6.2.2 | <i>Domínio Fraturado.....</i> | 118 |
| 6.2.3 | <i>Domínio Fissuro-Cárstico.....</i> | 119 |
| 6.3 | GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS..... | 120 |
| 6.3.1 | <i>Investimento em Educação Ambiental.....</i> | 122 |
| 6.3.2 | <i>Construção de Novos Poços Tubulares.....</i> | 122 |
| 6.3.3 | <i>Recarga Artificial de Aquíferos.....</i> | 123 |
| 6.3.4 | <i>Construção de “Barraginhas”.....</i> | 125 |
| 7 | EVOLUÇÃO GEOLÓGICA..... | 127 |
| 7.1 | INTRODUÇÃO..... | 127 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 7.2 | EMBASAMENTO..... | 127 |
| 7.3 | RIFTEAMENTO ARAÍ E BACIAS PALEO/MESOPROTEROZOICAS (GRUPO ARAÍ, GRUPO TRAÍRAS, FORMAÇÃO QUILOMBO, GRUPO PARANOÁ E GRUPO CANASTRA)..... | 128 |
| 7.3.1 | <i>Rifte Araí</i> | 128 |
| 7.4 | BACIAS MESO/PALEOPROTEROZOICAS | 129 |
| 7.4.1 | <i>Grupo Araí</i> | 129 |
| 7.4.2 | <i>Grupo Traíras</i> | 131 |
| 7.4.3 | <i>Formação Quilombo</i> | 132 |
| 7.4.4 | <i>Grupo Paranoá</i> | 133 |
| 7.4.5 | <i>Grupo Canastra</i> | 139 |
| 7.5 | BACIA NEOPROTEROZOICA..... | 141 |
| 7.5.1 | <i>Grupo Bambuí</i> | 141 |
| 7.6 | INTERPRETAÇÃO SÍSMICA | 142 |
| 8 | POTENCIALIDADE ECONÔMICA | 146 |
| 8.1 | INTRODUÇÃO | 146 |
| 8.2 | POTENCIALIDADES GEOECONÔMICAS MINERAIS | 147 |
| 8.2.1 | <i>Argila</i> | 149 |
| 8.2.2 | <i>Dolomito</i> | 149 |
| 8.2.3 | <i>Fosfato</i> | 150 |
| 8.2.4 | <i>Ouro</i> | 151 |
| 8.3 | POTENCIALIDADES GEOECONÔMICAS NÃO MINERAIS | 153 |
| 9 | CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES | 156 |
| 9.1 | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 156 |
| 9.2 | RECOMENDAÇÕES..... | 159 |
| 10 | REFERÊNCIAS | 161 |

Capítulo 1

Introdução

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O Projeto Unai se refere à disciplina Trabalho de Mapeamento Geológico Final, ofertada no primeiro semestre letivo de 2021, e corresponde ao trabalho final de graduação do curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGD-UnB) do ano letivo de 2020 que, em decorrência da Pandemia da COVID-19, não pôde ser realizado no ano correspondente.

O Projeto Unai inclui vinte e sete estudantes divididos em 12 duplas e 1 trio, e contou com a coordenação do professor Dr. José Eloi G. Campos e também com a orientação e supervisão dos professores Dr. Martino Giorgioni, Dra. Eliza Nunes Peixoto e do Doutorando Lucas Santana Batista Teles.

O projeto consistiu no mapeamento geológico sistemático em escala 1:50.000 abrangendo uma área de 617 km² na porção noroeste do estado de Minas Gerais, especificamente ao sul da cidade de Unai, cuja cartografia geológica básica está inserida na Folha Unai (SE.23-V-A - III, em escala 1:100.000) e na Folha Serra da Aldeia (SE.23-V-A - VI, em escala 1:100.000) disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Esta área foi dividida em 14 subáreas que foram numeradas, sendo a primeira Área I ao norte da poligonal do projeto e a Área XIV ao sul, que foram distribuídas entre as 14 equipes. A área está majoritariamente inserida no município de Unai, MG, apenas uma pequena porção ao sul da poligonal, mais especificamente a oeste das áreas XIII e XIV está localizada no município de Paracatu, MG. Este relatório aborda os dados levantados na subárea XIII e sua integração com as demais subáreas.

1.2 Justificativa

O projeto Unai como atividade curricular contribuirá para a capacitação dos alunos envolvidos, uma vez que, para a sua execução foram necessárias a integração de conhecimentos contemplados pelas geociências e adquiridos durante a graduação. Além de contribuir para ampliar o conhecimento geológico da região com o mapeamento feito em uma escala de maior detalhe, e com aprimoramento da compreensão acerca das associações litológicas e da evolução geológica da região de forma que essas informações serão condensadas e disponibilizadas para a comunidade na forma de um mapa geológico (1:50.000) (ANEXO I) e deste relatório. A realização deste projeto foi possível devido ao apoio financeiro e logístico do IGD - UnB.

1.3 Objetivo

O Projeto Unai tem como principal objetivo proporcionar o treinamento aos estudantes

concluintes do curso de Geologia; aplicar os conhecimentos adquiridos durante a graduação para produzir novos produtos geológicos (mapa e relatório acerca do mapeamento realizado) e acrescentar informações mais detalhadas à literatura existente sobre a região; além de contribuir para algumas questões específicas como:

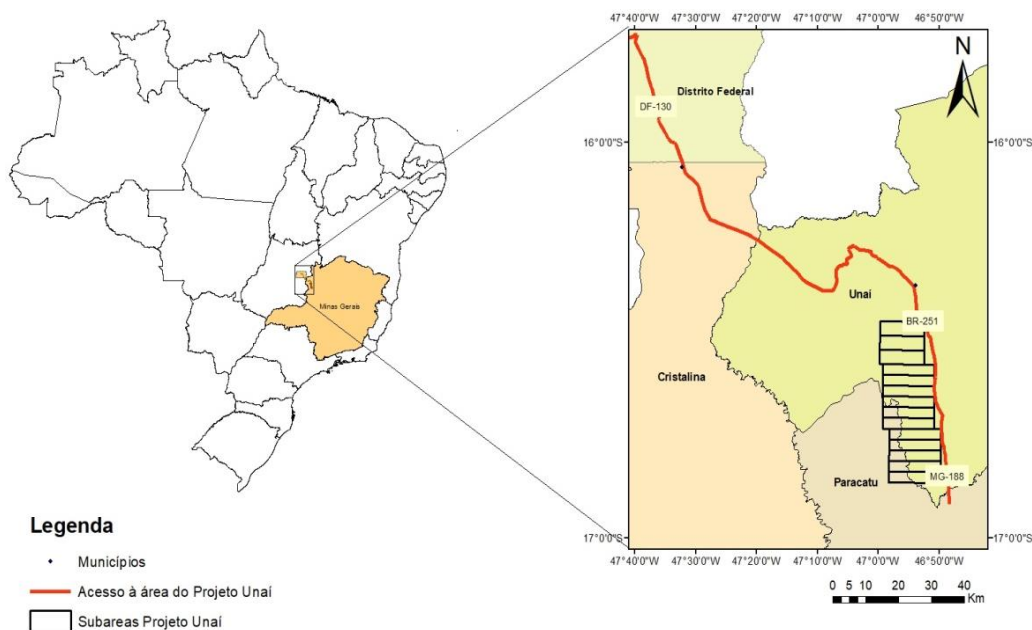
- Cartografia geológica da Formação Quilombo;
- Detalhamento dos ambientes deposicionais das unidades mapeadas;
- Verificação das relações tectônicas entre as distintas unidades mapeadas;
- Verificação do potencial econômico da região e seus controles metalogenéticos.

1.4 Localização e Acesso

A área do Projeto Unai localiza-se ao sul do município de Unai na divisa com o município de Paracatu, ambos no noroeste do estado de Minas Gerais à 177 km de Brasília (Figura 1-1). A base logística do projeto foi na cidade de Unai. O acesso a área se dá pela BR-251 partindo de Brasília em direção à Paracatu.

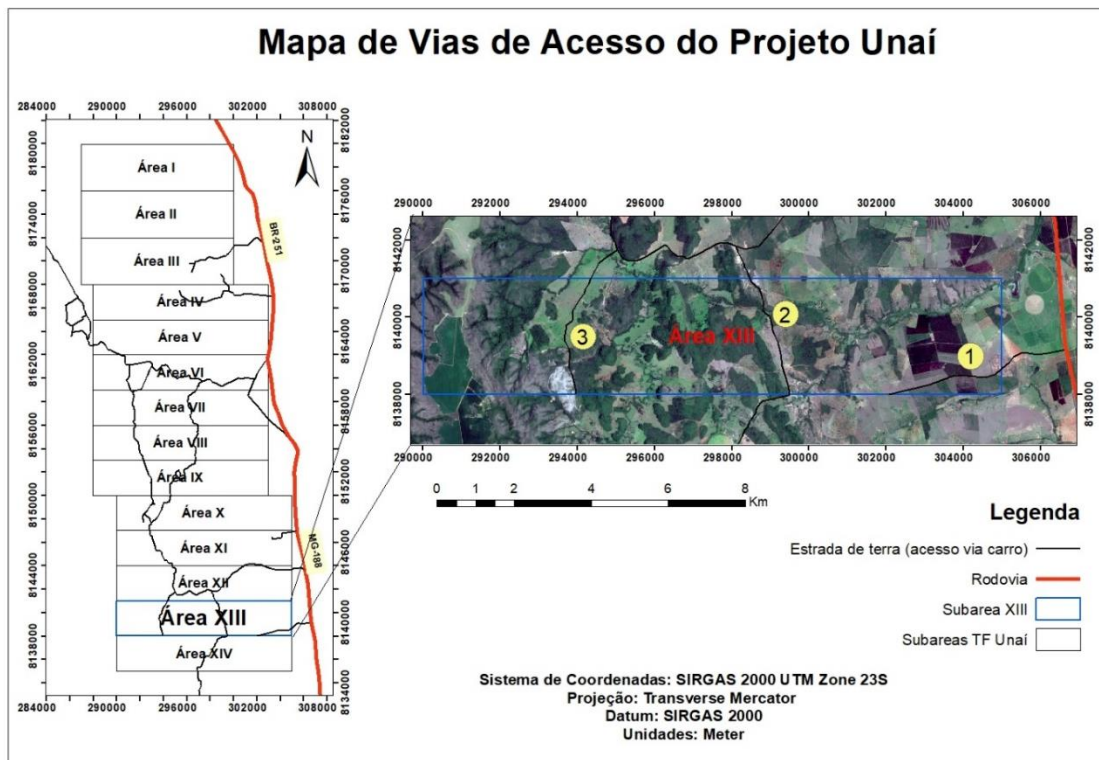
O acesso à Subárea XIII partindo da cidade de Unai se dá pela por aproximadamente 30 km em direção à Paracatu pela BR-251 e continua na MG-188 por mais 25 km e a área se encontra na margem oeste da MG-188. Dentro da subárea foram utilizadas principalmente três estradas secundárias facilmente trafegáveis (Figura 1-2). A primeira (1) é acessada a partir da MG-188 pela Subárea XIII e servindo de acesso também para a subárea XIV, e a segunda (2) que se tem acesso pela Subárea XII dá acesso à duas outras vias de acesso que cortam a área no sentido N-S

Figura 1-1 Mapa de Localização Projeto Unai.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

Figura 1-2 Mapa de vias de acesso principais da área do Projeto Unaí e da Subárea XIII.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

1.5 Materiais e Métodos

O desenvolvimento do trabalho foi ajustado em três fases sucessivas denominadas de Etapa Pré-Campo, Etapa de campo e Etapa Pós-Campo.

1.5.1 Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo teve duração de dois meses e foi realizada entre os meses de maio a julho do ano de 2021, quando se iniciou a etapa campo. Esta etapa teve como objetivo o reconhecimento da área mapeada pelo Projeto Unaí e o planejamento das atividades de campo. Para isso foram realizados levantamentos bibliográficos de trabalhos inseridos no contexto da Faixa Brasília na região de Unaí, MG, destacando-se Dardenne (2000), Pinho *et al.* (2017), Moura (2018) e Campos *et al.* (2021) para o estudo da geologia regional. Foram organizadas reuniões semanais para a discussão de logística do campo e também discussão sobre a elaboração do capítulo Geologia Regional e do Mapa Base (ANEXO II).

Na elaboração do mapa base foi utilizado o software ArcGis 10.8 para a extração de rodovias, estradas, rede de drenagens, trilhas e casas com o auxílio do *basemap* do próprio ArcGis e da imagem do satélite Sentinel-1 do dia 26 de setembro de 2020 (estação seca na região de Unaí, MG) composição 432 e a composição 843 que realça a vegetação e facilita a extração da drenagem.

Foi elaborado também o Modelo Digital de Elevação obtido pelo satélite ALOS com o sensor PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) para o auxílio da classificação das unidades geomorfológicas da Subárea XIII. Os produtos finais da Etapa Pré-Campo foram o capítulo Geologia Regional deste trabalho, o Mapa Base do Projeto Unaí na escala 1:50.000 e Mapa Base da Subárea XIII na escala 1:50.000, esses dois últimos com a finalidade de planejamento logístico, acesso às áreas, elaboração de perfis de mapeamento, plotagem dos pontos (Mapa de Pontos ANEXO III) e esboço do Mapa Geológico Final.

As imagens de satélite utilizadas do satélite Sentinel-1 utilizadas encontram-se disponíveis no site <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/home> e o Modelo Digital de Elevação obtido pelo satélite ALOS com o sensor PALSAR encontra-se disponível no site <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

1.5.2 Etapa Campo

A etapa campo foi realizada entre os dias 05 e 21 de julho de 2021. A hospedagem da turma, dos professores e dos colaboradores se deu na cidade de Unaí, MG e o transporte até as subáreas foi feito com o suporte de um micro-ônibus, uma Van, uma Kombi e uma caminhonete. O trabalho de campo consistiu na coleta de dados litoestruturais em caminhamentos diários e em reuniões noturnas para discussões acerca dos dados obtidos, dúvidas sobre tipos petrográficos, organização e armazenamento dos dados coletados em campo.

A partir dos caminhamentos foram confeccionados perfis para o auxílio na visualização e interpretação das feições geológicas da área. O planejamento dos caminhamentos era feito diariamente nas reuniões noturnas com o auxílio dos produtos gerados na etapa anterior e em conjunto com as áreas vizinhas para que ficasse definida também a melhor logística para distribuição dos veículos. Os caminhamentos eram planejados para que fossem preferencialmente perpendiculares às principais feições geomorfológicas e estruturais, que na Subárea XIII eram principalmente na direção leste - oeste.

O produto final desta etapa foi o Mapa Geológico Preliminar Integrado confeccionado ainda em campo, um perfil representativo da Subárea XIII e uma caderneta digital com a tabela de pontos, informações litoestruturais e fotografias que ilustram os pontos.

1.5.3 Etapa Pós-Campo

O retorno do campo ocorreu no dia 21 de Julho, e desde então se deu início a etapa pós-campo que se encerrou no dia 11 de Novembro com a exposição, pelas equipes, dos resultados do Projeto Unaí. Esta etapa compreendeu na análise petrográfica das amostras selecionadas, representativas das unidades mapeadas ou que pudessem agregar informação para o entendimento

da geologia estrutural da região, e na integração destes dados com os dados das etapas anteriores. A descrição das lâminas delgadas, e a organização, integração e interpretação dos dados foram essenciais para refinar o mapa geológico preliminar, confeccionado na etapa de campo, objetivando dois produtos finais: o mapa geológico final com as unidades litológicas, contatos delimitados, estruturas definidas e este relatório.

1.6 Nomenclatura e Definições

Na região do Projeto Unaí, as rochas sedimentares são representadas pelos grupos Paranoá e Bambuí e pela Formação Quilombo. Essas rochas sedimentares foram classificadas por suas características genéticas, granulométricas, e morfológicas. Do ponto de vista genético as rochas sedimentares podem ser constituídas de sedimentos originados da fragmentação de outras rochas ou minerais, precipitação química ou a partir de processos biogênicos; essa diferença genética resulta em diferentes modelos de classificação. Outra característica fundamental é a granulometria, importante para nomear e identificar as rochas sedimentares. O Quadro 1-1 mostra escalas granulométricas para delimitar as classes de grãos em faixas específicas de tamanho. Considerando esse parâmetro, a maioria das rochas sedimentares pode ser dividida em lutitos, arenitos e ruditos, que são termos de origem latinos, ou em seus equivalentes com termos de origem grega: pelitos, psamitos e psefitos.

Quadro 1-1 Escala de classificação dos sedimentos segundo sua granulometria e respectiva denominação geral.

| Diâmetro (mm) | Classe | Rocha | Termo textural genérico |
|----------------------|---------------|----------------------------|--------------------------------|
| >2,0 | Cascalho | - Conglomerado - Brecha | Psefito |
| 0,05 a 2,0 | Areia | Arenito | Psamito |
| 0,002 a 0,05 | Silte | Siltito | Pelito |
| < 0,002 | Argila | - Argilito - Folhelho | |

Fonte: Igeológico, 2021c (Modificado de Wentworth, 1922)

No Projeto Unaí as rochas siliciclásticas psamíticas foram classificadas de acordo com o diagrama de Folk (1975). Essa classificação é baseada nas proporções relativas de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas (Figura 1-3a), e segundo esse critério existem sete possibilidades de classificação: quartzoarenito, subarcósio, arcósio, arcósio lítico, sublitoarenito, litoarenito feldspático e litoarenito.

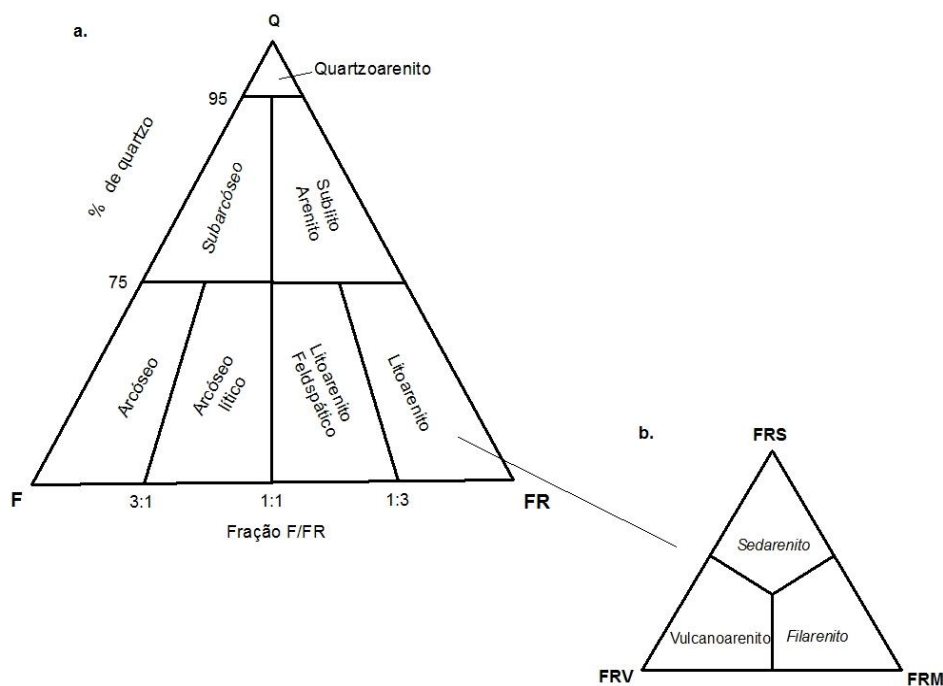
Os litoarenitos ainda podem ser reclassificados considerando a natureza do fragmento lítico predominante (Figura 1-3b). Assim, podem ser classificados como sedarenito se predominar fragmentos de rochas sedimentares, filarenito quando a rocha fonte for predominantemente metamórfica ou arenito vulcânico quando os litoclastos de rochas vulcânicas afaníticas representarem a maior fração do arcaço.

Características específicas podem ser adicionadas a estes nomes, quando marcantes, ou importantes para diferenciar a rocha, incluindo a presença de mica, cimento etc., por exemplo, quartzo arenito médio silicoso.

Quando as rochas siliciclásticas apresentam mais que 15% de matriz fina são classificadas no domínio das grauvas que podem ser discriminadas em três categorias: wacke quartzoso (ou quartzowacke), grauvaca lítica e grauvaca feldspática (Figura 1-4).

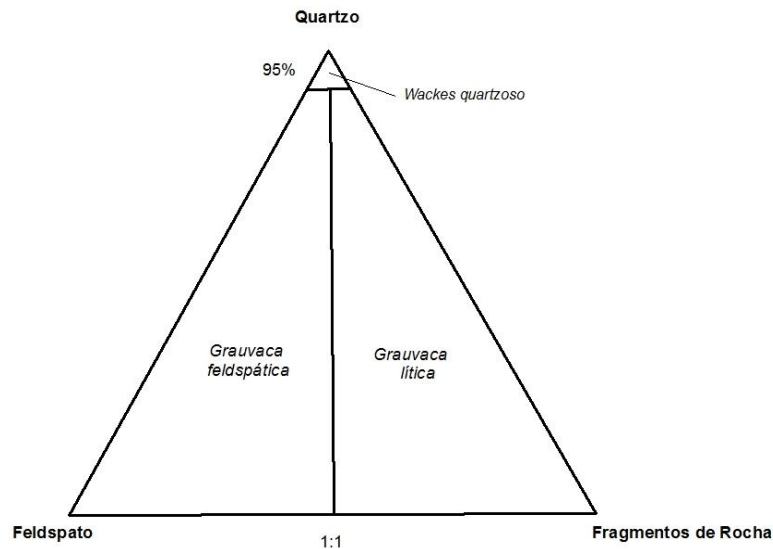
Para as rochas carbonáticas foram utilizados dois modelos de classificação: a proposta de Folk (1975) e a proposta de Dunham (1962). A classificação de Folk é baseada no tipo e tamanho do componente ortoquímico. A classificação de Folk utiliza um sistema de prefixos onde primeiro coloca-se a inicial dos componentes aloquímicos em ordem decrescente de abundância; seguido das iniciais da composição; passando às iniciais dos componentes ortoquímicos e, por fim, a granulometria (Quadro 1-2).

Figura 1-3 a. Classificação dos arenitos baseado no diagrama proposto por Folk (1968). Onde F= Feldspato + granito + fragmentos gnáissicos. FR= fragmentos Líticos. b. Classificação dos litoarenitos com base em sua rocha fonte onde FRS = Fragmentos de Rocha Sedimen.



Fonte: Grellane, 2021c (Modificado de Folk, 1968).

Figura 1-4 Classificação das grauvas baseado no diagrama proposto por Folk (1968).



Fonte: Greelane, 2021c (Modificado de Folk, 1968).

Quadro 1-2 Quadro resumo dos sistemas de prefixos utilizados para classificação de rochas carbonáticas.

| Componentes Aloquímicos | Composição | Componentes Ortoquímicos | Granulometria |
|--|---|--|-----------------------------|
| Bioclastos (<i>Bio</i>) Intraclastos (<i>Intra</i>) Oóides (<i>Oo</i>) Pellets (<i>Pel</i>) | Calcítica (<i>Cal</i>) Dolomita (<i>Dol</i>) | Micrita (<i>Micr</i>) Esparita (<i>Espar</i>) | Lutito Arenito Rudito |

Fonte: Huilca, 2014 (Modificado de Dunhan, 1962).

Desta forma uma rocha nomeada como um “intrabiodolomicarenito” seria um calcário dolomitizado, com micrita e com bioclastos em maior quantidade do que os intraclastos em que os bioclastos e intraclastos têm tamanho areia. A outra classificação utilizada para rochas carbonáticas é a de Dunhan (1962) onde os carbonatos são separados em dois grandes grupos: os cimentados organicamente e os não cimentados organicamente. Os Carbonatos cimentados organicamente são classificados em BOUNDSTONE (Bindstone, Bafflestone, Framestone).

Para os carbonatos não cimentados organicamente (aloquímicos e ortoquímicos) são dois critérios de classificação: a granulometria do componente aloquímico, e as relações de proporção entre micrita e aloquímicos. O Quadro 1.3 traz a correlação entre esses dois parâmetros e a nomenclatura dada para as possíveis combinações. A classificação do tipo de aloquímico e composição entram como adjetivo ao final, por exemplo, um Packstone bioclástico com intraclastos e pellets, é uma rocha tamanho areia, suportada por componentes aloquímicos com presença de micrita e bioclastos, intraclastos e pellets.

Quadro 1-3 Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunhan (1962): mostrando as combinações entre o tamanho do grão e a relação entre micrita e componente aloquímico.

| Tamanho do Grão | Micrita x Aloquímicos | |
|--|---------------------------------------|--------------------------------|
| | Suportados por Micrita | Suportados por aloquímicos |
| Grãos menores que 2 mm (arenito e lutito) | < 10% de aloquímicos MUDSTONE | Com micrita PACKSTONE |
| | > 10% de aloquímicos WACKSTONE | Com esparita GRAINSTONE |
| Grãos maiores que 2 mm (rudito) | FLOATSTONE | RUDSTONE |

Fonte: Huillca, 2014 (Modificado de Dunhan, 1962).

1.7 Aspectos Fisiográficos

A região hoje conhecida como estado de Minas Gerais foi inicialmente desbravada pelos bandeirantes no século XVI em busca de ouro e pedras preciosas. Nessa região, em 1709, foi criada a Capitania de São Paulo e Minas Gerais e em 1720 foi desmembrada em São Paulo e Minas Gerais (ESTADO DE MINAS GERAIS, 2021). De acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2020), Minas Gerais é o quarto estado com a maior área territorial, com uma extensão de 586.513,993km² e o segundo em quantidade de habitantes com uma população de 21.292.666 pessoas. Limita-se ao sul e sudoeste com São Paulo, a oeste com Mato Grosso do Sul, a noroeste com Goiás e Distrito Federal, a norte e nordeste com a Bahia, a leste com o Espírito Santo e a sudeste com o Rio de Janeiro. Seu território é subdividido em 853 municípios, a maior quantidade dentre os estados brasileiros, sendo o de Unaí detalhado a seguir.

1.7.1 Clima e Vegetação

O estado de Minas Gerais insere-se na zona climática Tropical do Brasil Central e em função de variações de maritimidade e continentalidade, massas de ar, correntes marítimas, relevo e especialmente altitude apresenta variações regionais entre: tropical de altitude e tropical úmido. O noroeste do estado de Minas Gerais, área alvo do Projeto Unaí, apresenta clima tropical úmido segundo a classificação de Köppen e se caracteriza por dois grandes regimes climáticos: o inverno, frio e seco, e o verão quente e chuvoso.

O período de seca se prolonga por três a quatro meses no ano (maio a agosto) e apresenta precipitações que variam entre 5 e 49 mm. O período chuvoso estende-se de outubro até março e apresenta precipitações que podem superar 1.000 mm. Abril e setembro são os meses de transição (EPAMIG, 2014).

A temperatura média anual das máximas oscila entre 29°C e 31°C, e das mínimas entre 15°C e 17°C, sendo outubro o mês mais quente com temperaturas oscilando entre 22°C e 24°C e

julho o mês mais frio com temperaturas entre 18°C e 20°C (EPAMIG, 2014).

O clima, o relevo, a hidrografia dentre outros são fatores importantes na variação vegetacional observada dentro do estado de Minas Gerais e podem ser resumidas em quatro biomas principais que incluem: Mata Atlântica, Campos de Altitude ou Rupestres, Mata Seca e Cerrado que é o bioma característico da região de estudo (Projeto Unaí).

A vegetação do bioma Cerrado apresenta fisionomias que englobam formações florestais, savânicas e campestres. As formações florestais englobam Matas Secas, Cerradão, Mata Ciliar e Mata de Galeria. As formações savânicas englobam Veredas, Cerrado *stricto sensu*, Parque de Cerrado, Campo Cerrado e Cerrado Rupestre. As formações Campestres abrangem Campo Limpo, Campo Sujo e Campo Rupestre. Na área referente ao mapeamento do projeto Unaí predominam características das matas de galeria, do cerradão e campo sujo. Na subárea XIII foram observados a oeste, domínios com maior altitude caracterizados por morrotes de dolomito. Essas regiões, mais elevadas situadas entre vales, eram recobertas por florestas subcaducifólias localmente densas e de um verde acinzentado (Mata Seca). E as depressões que circundam esses morrinhos configuram uma paisagem composta por savanas e por uma proporção de paisagens agrícolas com pastagens. Em outros domínios a ação antrópica é notada pelas plantações de eucaliptos, e pela extração de madeiras em regiões de vegetação mais fechada e árvores de maior porte.

1.7.2 Hidrografia

A área do Projeto Unaí encontra-se inserida na Região Hidrográfica São Francisco e apresenta 638.466 km² de área (7,5% do território nacional). Essa Região Hidrográfica está dividida em quatro unidades hidrográficas: Alto São Francisco, Médio São Francisco, Sub médio São Francisco e Baixo São Francisco. O município de Unaí está situado na Bacia hidrográfica Médio São Francisco (100.085 ha de área). Dentre os principais rios, destacam-se na área o Córrego do Amaro, que corta as subáreas III e VI e o Ribeirão da Aldeia, que corta as subáreas VII a XIV (Figura 1-5). Na subárea XVIII o Ribeirão da Aldeia (que corta a área em sentido N-S no oeste da área) e o Córrego Caiçaras (que corta a área em sentido L-E no leste da área), eram os únicos que não estavam secos à época da realização do trabalho de campo.

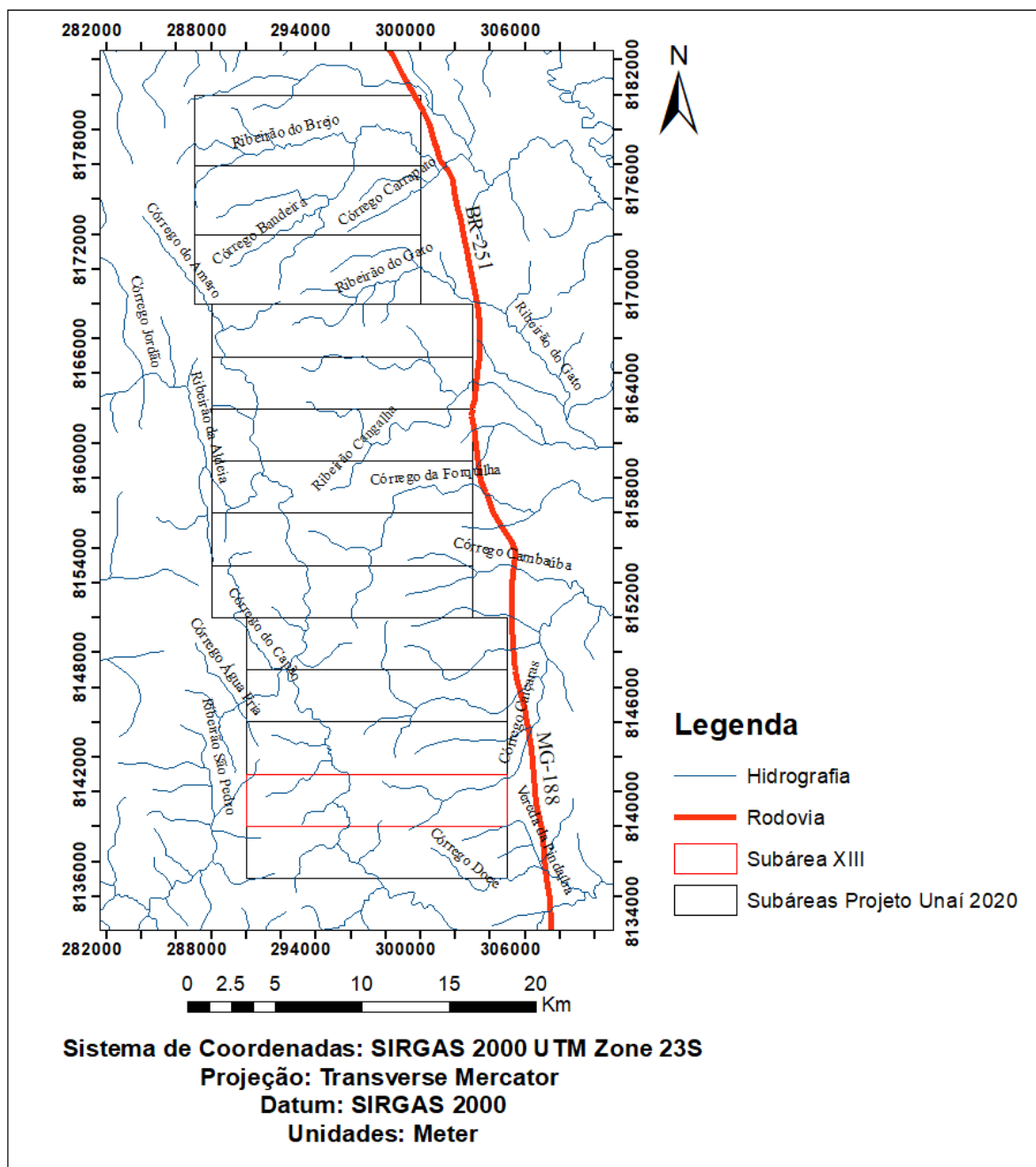
1.7.3 Solos

Os solos da região de Unaí-Paracatu são desenvolvidos principalmente sobre rochas sedimentares com diferentes graus de metamorfismo e coberturas detrítico-lateríticas eluvionares e de origem coluvionar/aluvionar (Burak, 2008). Neste relatório será utilizado o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) e o mapa pedológico em nível exploratório na escala 1:250.000 (Figura 1-6) da região confeccionado pelo IBGE (2006), além das observações feitas em campo

para caracterizar os solos encontrados na área do projeto. Na região do Projeto Unai predominam os Neossolos Litólicos, Cambissolos, Latossolos, Nitossolos/Argissolos e pontualmente os Gleissolo e Plintossolos.

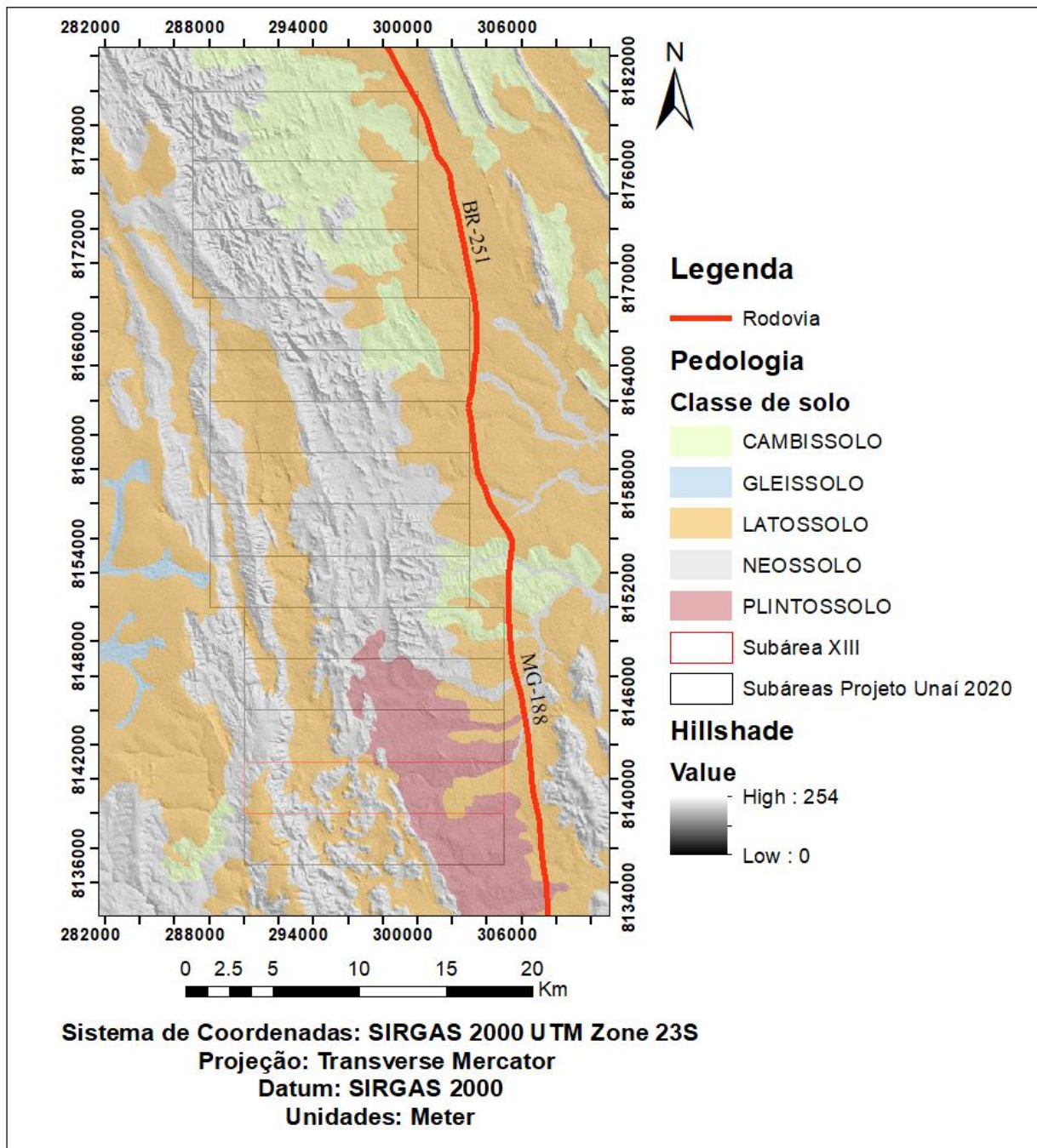
Existe uma correlação entre a área de abrangência de cada categoria de solo e o relevo em que está inserida. Os neossolos são associados a regiões de relevo forte ondulado e são caracterizados pela ausência do horizonte B, são solos muito jovens que podem apresentar exposições rochosas. Na região mapeada são encontrados os neossolos litólicos (distrófico e eutrófico) e o Neossolo Flúvico Tb Eutrófico.

Figura 1-5 Mapa da hidrografia da área do Projeto Unai.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

Figura 1-6 Mapa pedológico da área do Projeto Unaí. Dados (shapefiles) disponíveis no site IBGE para o estado de Minas Gerais.



Fonte: Subárea XIII (Modificado de Projeto Unaí 2020).

Outra categoria de solo presente é representada pelos cambissolos háplicos (alumínico e Tb distrófico) que são caracterizados por um horizonte B incipiente, possuem perfis pouco espessos e apresentam feições como rochiosidade e pedregosidade. Esses solos se relacionam a relevos que variam de ondulados a forte ondulados.

Nas regiões com relevo mais aplainado são encontrados latossolos vermelhos eutróficos e latossolos vermelho-amarelos distróficos. São solos homogêneos com perfis muito espessos, caracterizados por um horizonte B latossólico logo abaixo de qualquer horizonte superficial,

exceto o hístico. São solos que foram muito expostos a um maior tempo de pedogênese. Em uma menor área de ocorrência são encontrados os Nitossolos/Argissolos que são solos muito estruturados, com a presença de torrões em seu perfil. Apresentam processos de translocação de argila do horizonte A para o horizonte B durante a sua gênese e situam-se em regiões de relevo suave a ondulado. Estes solos ocorrem próximos aos latossolos e são associados a regiões de margas e calcários. Pontualmente ocorrem Gleissolo e Plintossolos. Os Plintossolos desenvolvem-se em relevos de ondulação suave; são solos com horizonte plíntico/ petroplíntico dentro dos primeiros 40 cm do perfil. Os Gleissolos háplicos Tb Distrófico estão associados às drenagens, são solos com argila de atividade baixa e saturação por bases menor que 50%, ambas na maior parte dos horizontes B e/ou C (inclusive BA ou CA) dentro de 100 cm a partir da superfície do solo (EMBRAPA, 2008).

Os solos da área em estudo podem ser agrupados em duas categorias para analisar o seu funcionamento hídrico: solos espessos, bastante porosos que absorvem água da chuva, sendo representados por latossolos, nitossolos e argissolos e solos rasos que são pouco eficientes hidricamente; são representados pelos neossolos, cambissolos, plintossolos e gleissolos. Além de auxiliar a delimitar os domínios hidrogeológicos, a análise dos solos da região também auxiliou na delimitação dos contatos entre as unidades litológicas em regiões de escassez de afloramentos.

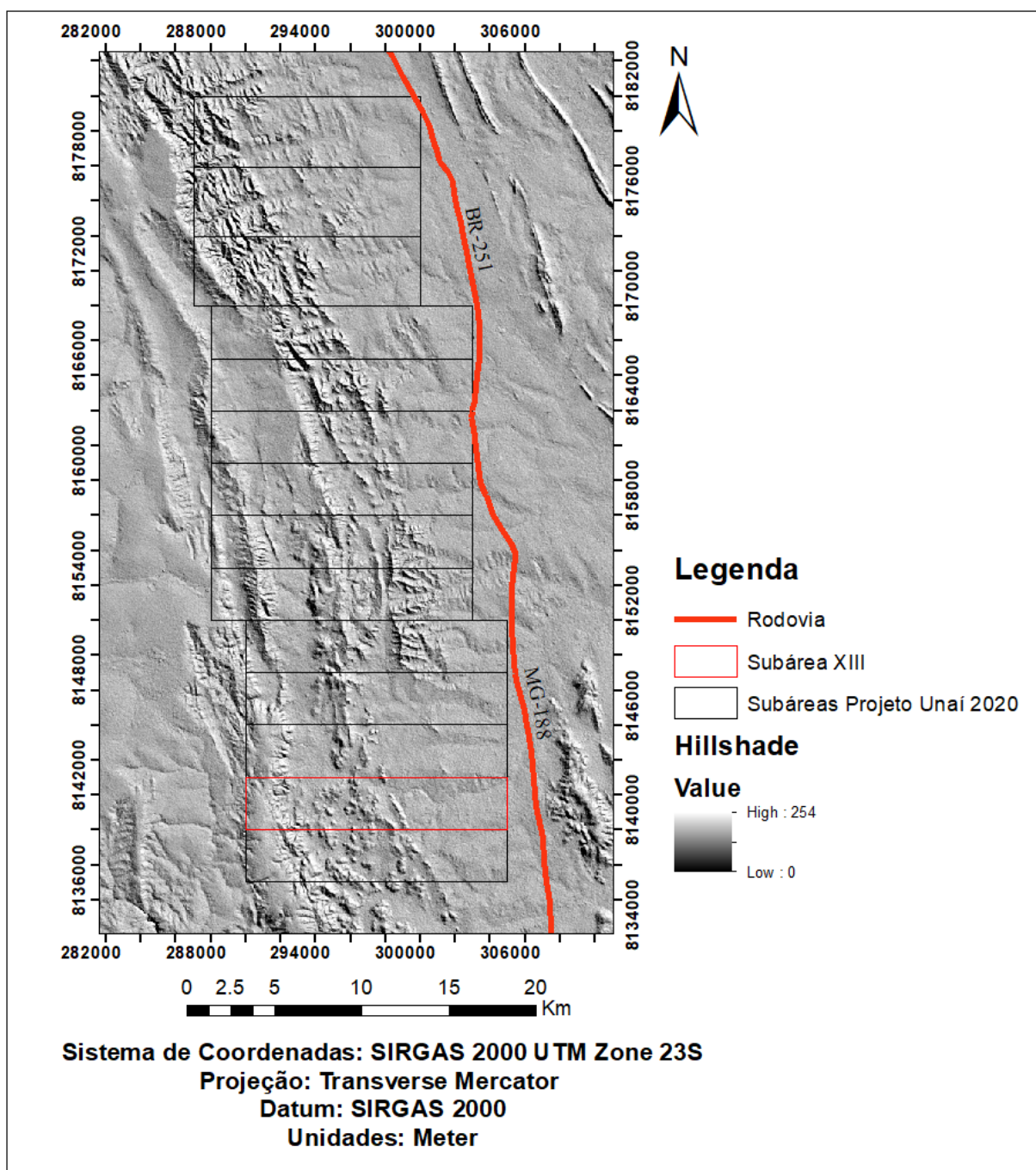
1.7.4 Relevo

Segundo dados da Prefeitura de Unaí (2021), a topografia de Unaí é plana. O território apresenta 60% de sua área plana, ondulada em 25% e montanhosa em 15%. Valadão *et al.* (2008), dividem o território do Estado de Minas Gerais em regiões de planaltos, chapadas e depressões. Para os autores, o Estado de Minas Gerais pode ser dividido em 10 regiões, de acordo com a formação geológica e geomorfológica, que são: Serra do Espinhaço; Quadrilátero Ferrífero; “Chapadas” do Jequitinhonha; “Chapadas do São Francisco; Planaltos do Leste e Sul de Minas; Planaltos da Bacia do Paraná; Depressão do São Francisco; Depressão do Jequitinhonha; Depressão do Rio Doce e Depressão do Paraíba do Sul. A área do Projeto Unaí está situada na região chamada de Depressão do São Francisco por Valadão *et al.* (2008).

Na subárea XVIII é possível observar ao menos 3 grandes domínios geomorfológicos: o domínio do extremo leste da área que é uma região em que ocorrem metarritmitos do Membro Ribeirão do Franco da formação Quilombo, possibilitando boa permeabilidade e portanto baixa densidade de drenagens com padrão dendrítico (Figura 1-7). É um domínio arrasado que apresenta relevo plano a suave ondulado. O segundo domínio, que se localiza na região central da área, é um domínio cárstico com morros suaves e abaulados de dolomito intercalado com morros suaves de blocos basculhados de arenito grosso da Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá. Neste

domínio a densidade de drenagens é menor que no primeiro, apresentando apenas uma grande drenagem anastomosada que é representada pelo Ribeirão da Aldeia. O terceiro domínio, que se localiza no extremo oeste da área, é uma região em que ocorre uma serra sustentada por petroplintita que recobre filitos da Formação Serra do Landim do Grupo Canastra. A serra apresenta um alinhamento aproximadamente N-S, podendo alcançar mais de 900 metros de altitude. Este domínio apresenta o maior desnível da subárea que pode superar 200 metros, com padrão de relevo forte ondulado e apresenta também a maior densidade de drenagens dentre os três domínios.

Figura 1-7 Modelo Digital de Elevação da área do Projeto Unaí. Subárea XIII em destaque na cor azul.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

Capítulo 2

Geología Regional

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Introdução

Este capítulo é a síntese de uma revisão da literatura sobre a geologia da Faixa Brasília, com destaque para a geologia da parte externa da faixa, na região a sudoeste de Unaí. A área é caracterizada pela presença de sequências siliciclásticas com camadas de arenitos grossos e intercalações de metassiltito e lentes de calcário e dolomito representados pelo Grupo Paranoá de idade Mesoproterozoica. Também compreende uma típica associação plataformar de metassedimentos psamíticos e pelíticos, com algumas intercalações carbonáticas representados pelo Grupo Canastra, além de sequências pelito-carbonáticas representadas pelo Grupo Vazante, que é ainda bastante discutido por diversos autores que questionam se ele seria um equivalente ao Grupo Bambuí ou se teria idade mais antiga, além do Grupo Bambuí com idade Neoproterozoica.

2.2 Contexto Tectônico e Estratigráfico

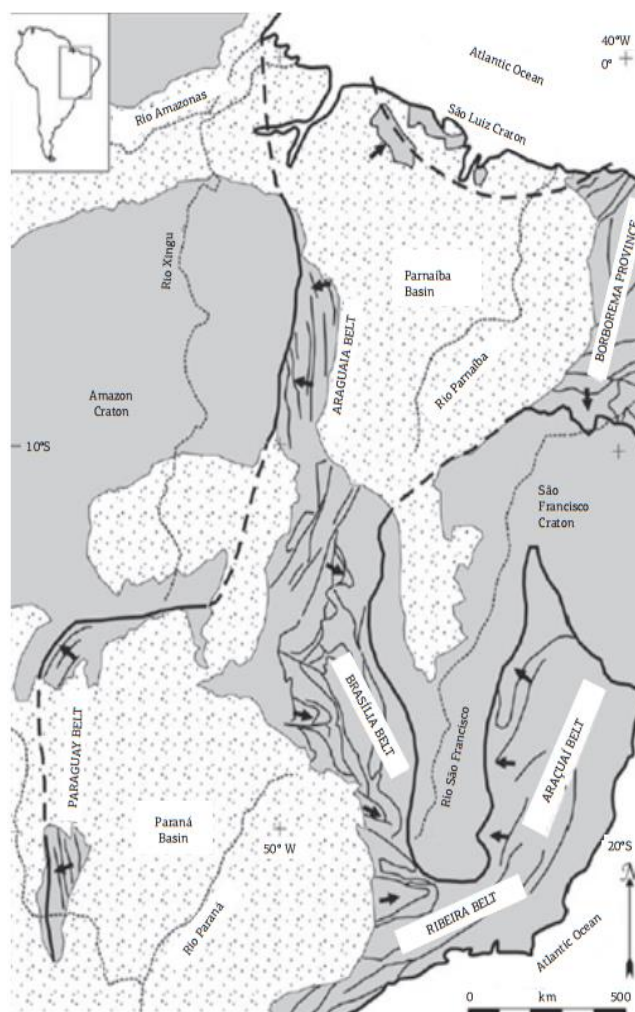
No Brasil central, a Província do Tocantins representa um orógeno de grandes dimensões que se desenvolveu durante o Neoproterozoico. Formou-se durante a convergência e colisão de três importantes blocos continentais, o Cráton Amazônico, o Cráton São Francisco-Congo e o Cráton Paranapanema, além de alguns blocos alóctones menores (Figura 2-1), conforme Pimentel (2016). A Província Tocantins compreende a Faixa Brasília, desenvolvida ao longo da margem oeste do Cráton do São Francisco, e também as faixas Araguaia e Paraguai, formadas ao longo da margem continental do paleocontinente amazônico (PIMENTEL, 2016).

2.3 Faixa de Dobramentos de Brasília

Ocupando a porção oriental da Província Tocantins, a Faixa Brasília constitui um extenso sistema de dobramentos neoproterozoicos edificada na borda oeste do Cráton do São Francisco (FUCK, 1994), passando pelos estados de Minas Gerais, Goiás, Distrito Federal e Tocantins.

A Faixa Brasília possui aproximadamente 1200 km de comprimento por 300 km de largura e mostra uma evolução complexa e possivelmente diacrônica. A porção meridional é o resultado da interação entre os crátons do São Francisco e Paranapanema. A porção setentrional, por outro lado, registra a interação entre os crátons do São Francisco e Amazônico. Neste processo orogênico, houve ainda o envolvimento de outras unidades tectônicas, como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos neoproterozoicos e sequências sedimentares meso-neoproterozoicas (UHLEIN *et al.*, 2012).

Figura 2-1 Os elementos tectônicos do Brasil central.



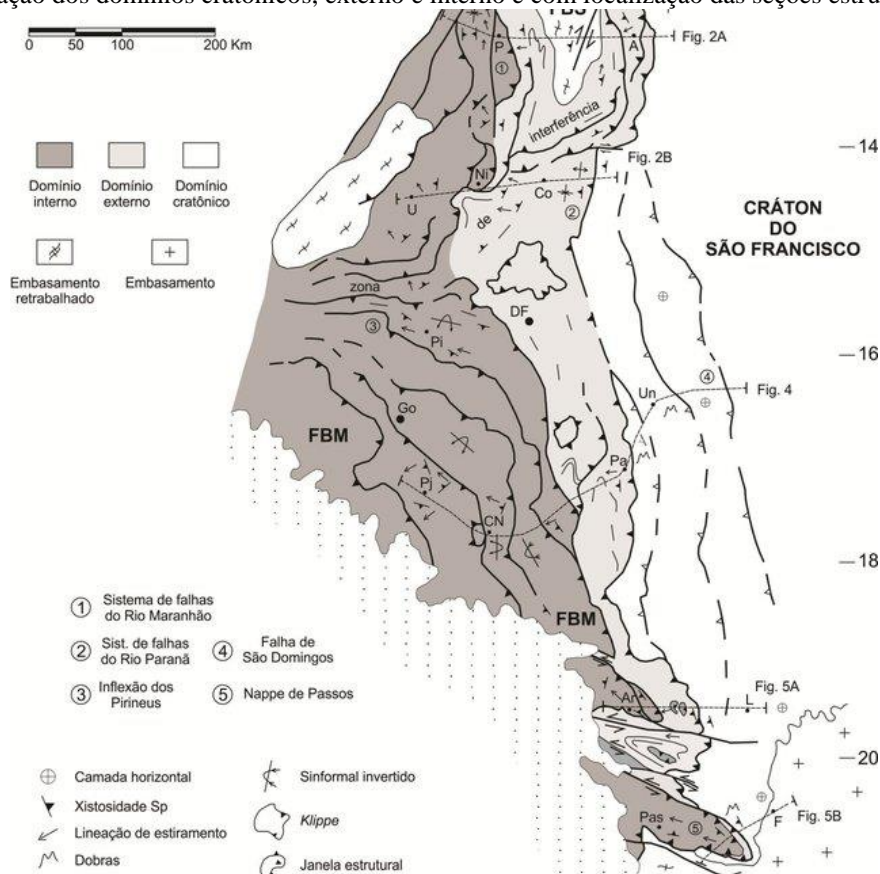
Fonte: Valeriano *et al.*, 2012.

Fuck (1994) compartimentou a Faixa Brasília em: Zona Cratônica, Zona Externa e Zona Interna, arco magmático de Goiás e o maciço de Goiás (Figura 2-2). A Zona Cratônica consiste em restritas exposições do embasamento e extensas coberturas fanerozoicas e precambianas (grupos Paranoá e Bambuí) e com deformações epidérmicas (*thin-skinned*), representadas por ondulações amplas e suaves, que se tornam mais apertadas ao longo das falhas inversas e no limite do cráton. A Zona Externa compõe-se de unidades metassedimentares (grupos Araí, Natividade, Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá) e porções do seu embasamento Arqueano Paleoproterozoico, que mostram rejuvenescimento devido à tectônica brasileira (UHLEIN *et al.*, 2012).

A Zona Interna representada pelas rochas dos grupos Araí, Serra da Mesa e Araxá, e porções do embasamento situadas entre as faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares. O Arco Magmático de Goiás abrange os terrenos ortognáissicos e as sequências metavulcanossedimentares Neoproterozoicas, que são expostas entre Sanclerlândia e Bom Jardim de Goiás, de onde se estendem para Norte, pelo menos até Mara Rosa e Porangatu (FUCK, 1994).

A Faixa Brasília também pode ser dividida nos Setores Setentrional e Meridional (Figura 2-2). No Primeiro destaca-se o Complexo Almas-Dianópolis, onde predominam gnaisses e granitoides (tipo TTG, e granitoides meta e peraluminosos) cujos dados geocronológicos indicam idades paleoproterozoicas, com restritos núcleos arqueanos.

Figura 2-2 Mapa estrutural simplificado da Faixa Brasília e porção adjacente do Cráton do São Francisco, com indicação dos domínios cratônicos, externo e interno e com localização das seções estruturais.



Fonte: Modificado de Schobbenhaus *et al.* (1984) e Bizzi *et al.* (2004)

Este terreno mostra retrabalhamento brasileiro de intensidade variável, com zonas de cisalhamento reversas e transcorrentes (UHLEIN *et al.*, 2012). No segundo setor são reconhecidos três compartimentos: i) A porção mais externa, abarcando depósitos sedimentares de margem passiva, representa um cinturão de dobras e empurrões com vergência para o Cráton do São Francisco. A ele se sobrepõe o Grupo Araxá, que inclui restos de edifícios ofiolíticos e melange ofiolítica e é estruturado em nappes sinformais. ii) O núcleo metamórfico que ocupa o eixo da faixa, onde se expõem rochas de alto grau do Complexo Anápolis-Itaçu, incluindo granulitos de temperatura ultra-alta, formados há cerca de 640 Ma. iii) A sudoeste expõe-se o prolongamento do arco magmático, parcialmente encoberto pela Bacia do Paraná (FUCK *et al.*, 2005).

2.4 Litoestratigrafia

2.4.1 Formação Quilombo

Campos *et al.* (2021) definiram a Formação Quilombo nas proximidade da cidade de Unaí, Minas Gerais, sendo constituída por uma sequência turbidítica de rochas metassedimentares representada por conglomerados e metarritimitos (arenosos e argilosos) e rochas vulcânicas de composição intermediária a ácida.

As rochas metassedimentares que ocorrem próximos a cidade de Unaí, Minas Gerais, foram interpretados por diversos autores (Dardenne, 2000; Moura *et al.*, 2016; Pinho *et al.*, 2017) como pertencentes ao Grupo Vazante. Alguns estudos correlacionam as seções turbidíticas encontradas na área de estudo à Formação Serra da Lapa (MOURA *et al.*, 2016), outros correlacionam à Formação Serra do Garrote (RODRIGUES, 2008; PIMENTEL *et al.*, 2012) do Grupo Vazante e outros ainda consideraram como unidades pertencentes ao Grupo Paranoá (LARANJEIRA, 1992). Campos *et al.* (2021) propõem uma nova unidade estratigráfica denominada de Formação Quilombo, com dois membros distintos: Membro Ribeirão da Porteira, de deposição mais proximal; e Membro Ribeirão do Franco, de deposição mais distal. Na área (próximo à cidade de Unaí, Minas Gerais) é descrita a sequência turbidítica que é enquadrada nesta nova proposta (MOURA, 2018).

A Formação Quilombo mostra contato tectônico com o Grupo Canastra (a oeste) e com o Grupo Bambuí (a leste). As falhas de contato são rampas de empurrão, desenvolvidas em um cinturão de rochas dobradas de antepaís. A ocorrência de uma faixa estreita desta unidade é única e está relacionada a um prisma acrescionário estreito que se desprende da porção médio superior da sucessão estratigráfica e permite o afloramento desta parte de uma sequência sedimentar maior (CAMPOS *et al.*, 2021).

As rochas extrusivas de composição intermediária a ácida ocorrem em camadas submétricas a decimétricas intercaladas aos sedimentos clásticos turbidíticos, ora em camadas tabulares maciças, ora como corpos oblados. Por apresentarem predominantemente material microcristalino, são classificadas como hipocristalina. Os minerais que constituem essas rochas são extremamente finos e as rochas são classificadas como afanítica e localmente afanítica porfirítica, com microfenocristais (MOURA, 2018).

Por sua vez, o detalhamento litofaciológico das rochas sedimentares da formação Quilombo permitiu compreender o contexto deposicional desta sucessão, onde foi possível associá-las a turbiditos formados no sopé do talude continental. A sequência de rochas metassedimentares intensamente dobradas que ocorre na área é representada por conglomerados e metarritimitos (arenosos e argilosos), que foram depositados durante um ciclo regressivo de elevada taxa de movimentação relativo do nível médio do mar, onde a sedimentação ocorreu em

sopés de taludes continentais, a partir de uma corrente de turbidez (MOURA, 2018; CAMPOS *et al.*, 2021).

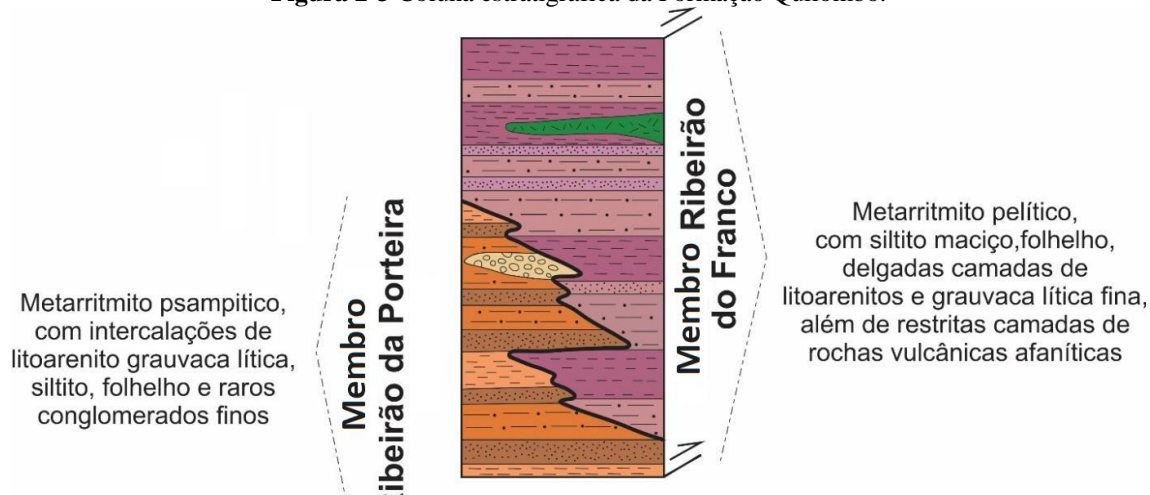
Campo *et al.* (2021) dividem a Formação Quilombo em dois membros (Figura 2-3):

- Membro Ribeirão da Porteira que é representado por ritmitos com maior contribuição psamítica contendo intercalações de litoarenitos, grauvacas líticas e raras camadas de conglomerados e são interpretadas como depósitos mais proximais (CAMPOS *et al.*, 2021); e
- Membro Ribeirão do Franco caracterizado por rochas pelíticas, como ritmitos com camadas delgadas de arenitos finos e siltitos/folhelhos, além de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, e são interpretadas como depósitos formados em regiões mais distais do sistema turbidítico (CAMPOS *et al.*, 2021);

Em relação à geocronologia, destaca-se que foram obtidas, por Rodrigues (2008), idades pico de 2.080 Ma em zircões detríticos das exposições de turbiditos da região estudada e não apresentam zircões com idades coerentes com as encontradas para as rochas vulcânicas (1.394Ma). Os picos de idades 2.080 Ma são atribuídos à fonte local representada por elevações do embasamento cristalino que ocorrem na região, os quais apresentam idades U-Pb em zircão de 2,14 Ga (MOURA, 2018; CAMPOS *et al.*, 2021). A idade encontrada para as rochas vulcânicas da área possibilita o desmembramento, dessa sequência de rochas expostas nas proximidades de Unai, do Grupo Vazante, uma vez que várias determinações U-Pb em zircões detríticos indubitavelmente oriundos de rochas atribuídas ao Grupo Vazante apresentam idades mais jovens, da ordem de 1,2 Ga (RODRIGUES, 2008).

Campos *et al.* (2021) apontam que a natureza dos ambientes deposicionais turbidíticos de águas profundas são bastante diferentes de depósitos de tempestade de águas rasas dos grupos Traíras e Paranoá. No entanto apresenta algumas semelhanças com os grupos Vazante e Canastra, principalmente em relação à configuração de sedimentação em águas profundas. Assim, a possibilidade que a Formação Quilombo pertença aos grupos Vazante ou Canastra deve ser testada por investigações mais aprofundadas. Devido às condições deposicionais e natureza contrastantes das rochas metassedimentares (rochas litoareníticas imaturas) pode ser possível que a Formação Quilombo represente um contexto distinto na porção externa da Faixa Brasília, diferente das unidades anteriormente conhecidas.

Figura 2-3 Coluna estratigráfica da Formação Quilombo.



Fonte: Modificada de Moura (2018).

2.4.2 Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá possui idade Meso-Neoproterozoica e compõe uma sequência psamo-pelito-carbonatada depositada em condições plataformais. A estratigrafia dessa sequência foi inicialmente definida e individualizada em 11 unidades informais com o seguinte empilhamento estratigráfico, da base para o topo: SM, R1, Q1, R2, Q2, S, A, R3, Q3, R4 e PC, posteriormente cada unidade foi redefinida como Formação. Essa adaptação das unidades em formações foi proposta por Campos *et. al.* (2013) que individualizam da base para o topo as seguintes formações: Ribeirão São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro, conforme coluna estratigráfica da Figura 2-4.

A deposição do Grupo Paranoá começa com um paraconglomerado na base (conglomerado São Miguel), seguido de ciclos siliciclásticos transgressivos e regressivos, que incluem sucessões estratigráficas de arenitos e ritmitos, terminando, no topo, com pelitos e dolomitos contendo estromatólitos (CARVALHO, 2018). As rochas do Grupo Paranoá que ocorrem na área de estudo, a oeste de Unaí são atribuídos ao topo desta sucessão psamo-pelito-carbonatada, por isso abaixo será descrito as três sequências do topo do Grupo Paranoá, que incluem as formações Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro, respectivamente.

A Formação Ribeirão Contagem é composta por quartzitos brancos, finos a médios ou cinza claro e (cinza escuro quando frescos), arredondados, bem selecionados, maduros mineralogicamente, bastante silicificados causando-lhes um aspecto maciço. Em condições de

maior intemperismo, é possível identificar o acamamento plano-paralelo em bancos decimétricos a métricos ricos em estratificações cruzadas tabulares, acanaladas, tangenciais e do tipo espinha de peixe, onde raramente encontram-se estruturas tipo *tidal bundles*, além de marcas onduladas assimétricas de cristas sinuosas ou paralelas.

Também é possível observar lentes de metarritmitos, com espessuras variando de decimétricas a métricas, que ocorrem geralmente próximas à base e ao topo desta sucessão de quartzitos (CAMPOS *et al.*, 2013).

A Formação Córrego do Sansão faz contato gradacional com a Formação Ribeirão Contagem devido ao afogamento rápido da plataforma. É representado por metarritmito argiloso, composto por intercalações de sedimentos sílticos e argilosos, além de delgados estratos de quartzitos finos, mal selecionados que apresentam coloração cinza, amarelada, rosada ou avermelhada em função dos diferentes graus de intemperismo e que apresentam concentrações variáveis de material pelítico intersticial aos grãos de quartzo. Dentre as estruturas sedimentares, são comuns as estratificações plano-paralelas, níveis ricos em estruturas do tipo lentes arenosas, *climbing ripples*, *hummockys* de pequeno porte, raras marcas onduladas de oscilação (simétricas) e pequenas sigmoides geralmente amalgamadas em bancos mais espessos. Comumente, é possível observar que os bancos arenosos apresentam base plana e topo ondulado, conforme Campos *et al.* (2013).

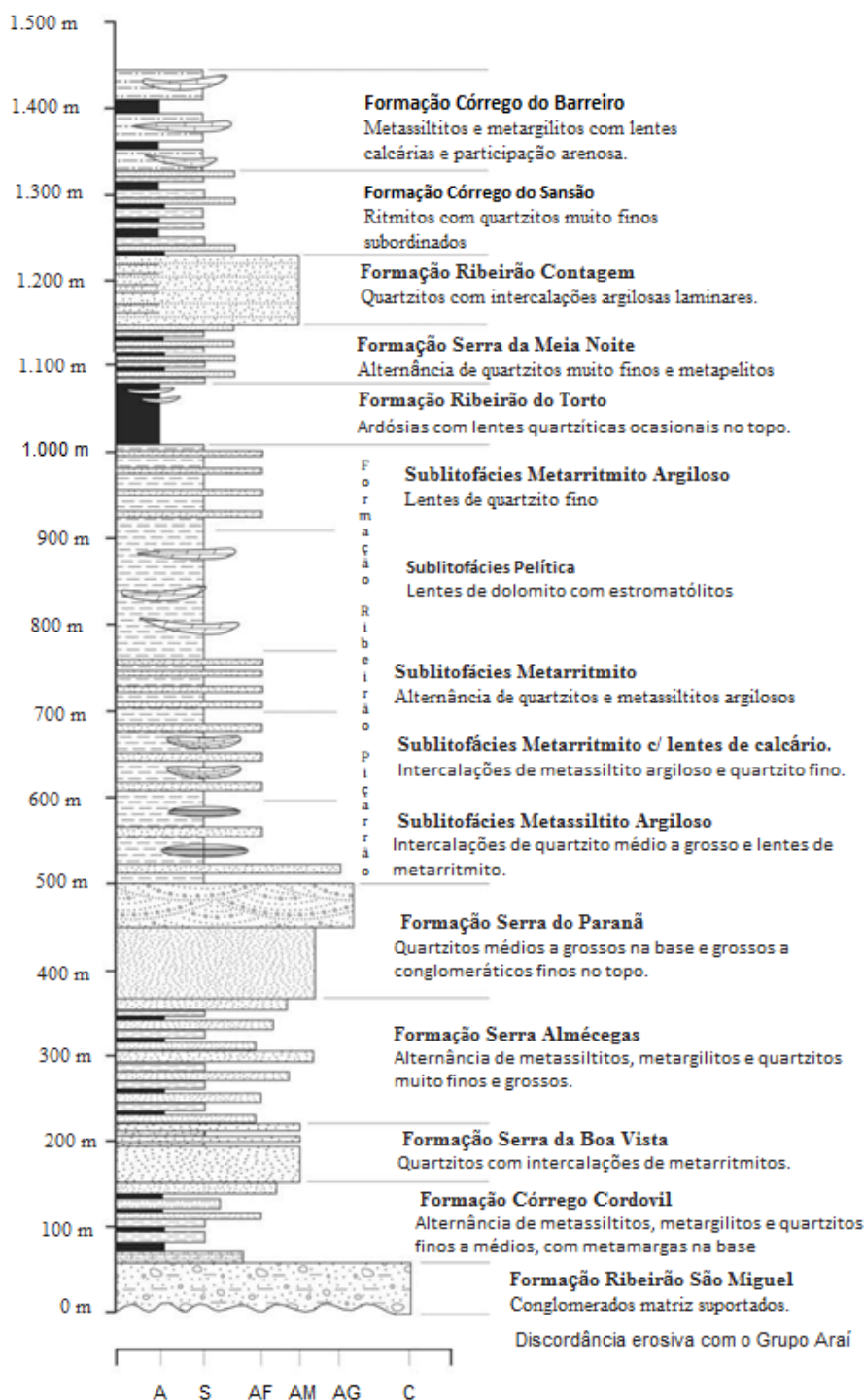
No topo do Grupo Paranoá tem-se uma unidade com espessura que varia entre 120 a 150 m, definida como Formação Córrego do Barreiro, que apresenta contato transicional com a Formação Córrego do Sansão. A Formação Córrego do Barreiro é predominantemente pelítica, com ardósias cinza prateadas, quando intemperizada podem ficar amareladas, rosadas ou avermelhadas (CAMPOS *et al.*, 2012, 2013).

Segundo o Campos *et al.* (2013), além dos metapelitos, ocorrem rochas carbonáticas e quartzíticas. As fácies carbonáticas ocorrem principalmente como lentes, mas também podem ocorrer como brechas localizadas nas bordas de algumas lentes ou em posições topograficamente mais baixas. As lentes de carbonatos são representadas por calcários micríticos ou intraclásticos pretos ou cinza escuro (classificados como *mudstone*, *grainstone* intraclásticos, *packstone* intraclásticos e *floatstones* intraclásticos) e subordinadamente por dolomitos cinza claro localmente estromatolíticos. As lentes apresentam diâmetros de centenas de metros, podendo as maiores alcançar mais de um quilômetro.

Outro tipo litológico da Formação Córrego do Barreiro são os quartzitos médios, grossos a conglomeráticos, mal selecionados, preto a cinza escuro (em função de uma película de matéria orgânica em torno dos grãos detríticos) e feldspáticos, com clastos subangulosos a arredondados.

Podem se apresentar em níveis decimétricos a métricos, podem ser lenticulares ou contínuos (CAMPOS *et al.*, 2013).

Figura 2-4 Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá na área-tipo de Alto Paraíso de Goiás/Distrito Federal.



A: Argila; S: Silte; AF: Areia Fina; AM: Areia Média; AG: Areia Grossa; C: Cascalho

Fonte: Campos *et al.*, 2013 (Modificada de Faria, 1995).

As características petrográficas e as estruturas da Formação Ribeirão Contagem possibilita inferir que a sedimentação ocorreu em condições de plataforma interna com deposição dominada

por correntes trativas, sob condições litorâneas rasas de intermaré, com atuações de retrabalhamentos por marés. Essa plataforma também passou por episódios de rápidos afogamentos das porções rasas da plataforma interna (rápidas transgressões marinhas) com considerável aumento de profundidade da lâmina d'água. A unidade Córrego do Sansão foi interpretada como uma deposição em planície de maré sob condições de intermaré. Ocasionalmente, ocorriam retrabalhamentos por tempestades como atestados pelas pequenas *hummockys* presentes em leitos arenosos.

Truncamentos por ondas são evidenciados pelas *climbing ripples* e pelas marcas onduladas. A presença de lentes arenosas em meio a um conjunto pelítico, observadas em certos intervalos, indica condições de águas mais profundas (intermaré). A Formação Córrego do Barreiro corresponde ao final do preenchimento da Bacia Paranoá, e está associada a plataformas mistas de sedimentação silicilástica-carbonática (CAMPOS *et al.*, 2013).

As relações estratigráficas entre as unidades do Grupo Paranoá, Canastra e Vazante não são consenso entre os autores que estudam essas unidades.

Segundo Seraine *et al.* (2020), a porção superior da sucessão do Paranoá apresenta idades de zircão detrítico U-Pb semelhantes à porção basal do Grupo Canastra. Os zircões detritais encontrados no Grupo Canastra são representados principalmente por idades Paleoproterozoicas: 2,0 a 2,2 Ga, com contribuições secundárias de 1,8 Ga e 1,5 Ga. Por outro lado, a sequência Canastra apresenta uma idade máxima de deposição de 1,0 Ga e 0,9 Ga, com base nos zircões detriticos mais jovens datados pelo método U-Pb, enquanto a idade máxima de deposição no Grupo Paranoá está relacionada ao zircão detrital de 1,1 Ga encontrado no Nível Arcosiano da região de Bezerra-GO, que seria um nível cronocorrelato às lentes quartzíticas feldspáticas na porção inferior da Formação Córrego do Barreiro, que é uma unidade encontrada na região ao sul de Unaí. A presença desses zircões mais novos no topo do Grupo Paranoá foi interpretada como um evento extensional e a transição de uma bacia continental para uma bacia de margem passiva.

2.4.3 Grupo Canastra

O grupo Canastra foi primeiramente definido como “Formação Canastra” por Barbosa (1955) (apud PEREIRA *et al.*, 1994) e foi definida, na região da Serra da Canastra, Minas Gerais, sendo constituída por sedimentos psamíticos e pelíticos diversos. Foi definida como Formação Canastra, pois foi considerada mais jovem do que o Grupo Araxá e posicionada sobre este, em decorrência de uma discordância do tipo “não conformidade”, materializada sobretudo por uma diferença de grau metamórfico, mas os autores expressavam dificuldades em individualizar o Grupo Araxá e o Grupo Canastra (PEREIRA *et al.*, 1994).

Almeida (1967) chamou a então chamada “Formação Canastra” de Grupo Canastra, independente da unidade Araxá, por ser possível a individualização de três subunidades mapeáveis denominadas de formações basal, intermediária e superior. Estudos posteriores (BARBOSA *et al.*, 1970; DARDENNE, 2000 entre outros) expandiram seus limites e, atualmente, este grupo inclui áreas no oeste de Minas Gerais, além de porções em Goiás e Distrito Federal (RODRIGUES, 2008).

O Grupo Canastra apresenta-se como um conjunto de intercalações, mais ou menos espessas, de filitos e quartzitos que, em direção ao topo, apresentam aumento progressivo da contribuição arenosa, passando a quartzo-filitos, quartzitos micáceos, quartzitos e a ortoquartzitos que sustentam as escarpas das serras e os chapadões. A característica fundamental das rochas da unidade, é a granocrescência ascendente, verificada na gradação dos estratos argilosos da base, até estratos arenosos nas porções superiores. As rochas da unidade na porção no sul da Faixa Brasília, apresentam uma sequência rítmica constituída por uma sucessão gradativa de filitos até os ortoquartzitos superiores, enquanto na porção norte, a mesma sequência apresenta níveis expressivos de filitos próximo ao topo. O contato basal da sequência se faz através de falha de cavalgamento, posicionando o Grupo Canastra sobre as rochas metapelíticas das formações Vazante e Paracatu e o contato superior, com o paraconglomerado basal da Formação Ibiá, que é caracterizado como discordância erosiva (PEREIRA *et al.*, 1994).

O Grupo Canastra apresenta uma sucessão de rochas que caracteriza um megaciclo regressivo depositado em plataforma continental (PEREIRA *et al.*, 1994; Dardenne, 2000), a base rica em matéria orgânica e piritas diagenéticas são interpretadas como depósitos de águas profundas; estas passam para níveis turbidíticos, com presença de correntes de gravidade. Os sedimentos gradam para fácies plataformais dominadas pela ação de correntes de tempestade, e finalmente no topo ocorrem sedimentos de plataforma rasa, dominados por correntes de maré, indicando transporte de leste para oeste (RODRIGUES, 2008).

O metamorfismo no Grupo Canastra é do tipo regional de baixo grau, na fácies xisto verde, zona da clorita, podendo alcançar fácies anfibolito na região de Tapira (DA SILVA *et al.*, 2012). A paragênese mineral é formada pelos minerais quartzo + sericita/muscovita + clorita (+pirita). Estruturas sedimentares encontram-se melhor preservadas na porção norte da área, onde a deformação apresenta-se com menor intensidade. A sul, estas estruturas foram totalmente obliteradas pela deformação (PEREIRA *et al.*, 1994).

Primeiramente, na região de Vazante e Lagamar, Minas Gerais, Campos Neto (1984), associou o Grupo Canastra a três sequências litoestratigráficas. Na sequência inferior, denominada de Unidade Quartzítica Inferior, predominam quartzitos maduros com intercalações subordinadas de filito. Na sequência intermediária, denominada de Unidade Quartzítica Intermediária, ocorrem

metapelitos na base sobrepostos por quartzitos no topo. Já a superior é constituída por quartzo muscovita-clorita xisto, sobreposto por filitos negros piritosos e quartzitos finos a maciços (CAMPOS NETO, 1984).

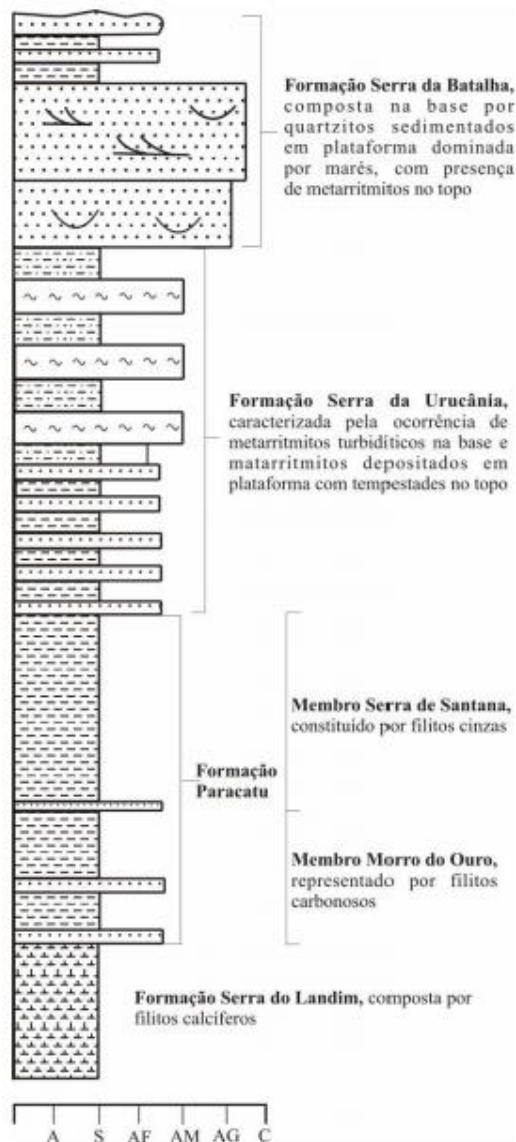
Pereira *et al.* (2004) definiram a coluna lito-estratigráfica para a região entre Coromandel e Guarda-Mor dividindo-a em três formações: a Formação Inferior que inicia-se com filitos passando a conter intercalações métricas e sucessivas de filitos e quartzo filitos, sobrepostas por espesso pacote de quartzitos micáceos, recoberto por nova sucessão de filitos e quartzo filitos intercalados; a Formação Intermediária com quartzitos micáceos com estruturas sedimentares do tipo hummocky com comprimento de onda da ordem de 2m, amplitudes decimétricas e truncamentos internos com variações na espessura dos estratos; e a Formação Superior com estratificações cruzadas tabulares de decimétricas a métricas, com laminações sublinhadas por minerais opacos, marcas ondulares, estratificação cruzada invertida, laminações sinuosas do tipo flaser e estruturas de carga do tipo quick sands (PEREIRA *et al.*,1994). A identificação de estruturas do tipo hummocky e laminações flaser favorecem o modelo deposicional de megaciclo regressivo de Dardenne (2000).

Freitas Silva & Dardenne (1994) dividiram a estratigrafia do Grupo Canastra em três formações, sendo elas: Formações Serra do Landim, Formação Paracatu e Formação Chapada dos Pilões. A Formação Paracatu foi subdividida nos Membros Morro do Ouro e Serra da Anta e a Formação Chapada dos Pilões nos Membros Serra da Urucânia e Hidrelétrica do Batalha (TELES, 2019).

Posteriormente, Dardenne (2000) dividiu o ordenamento estratigráfico do Grupo Canastra, aplicável à porção noroeste de Minas Gerais, em quatro formações (Figura 2-5):

- Formação Serra do Landim: unidade definida por Madaloso & Valle (1978) como parte da Formação Vazante, mas integrada ao Grupo Canastra por Freitas Silva & Dardenne (1994). A porção basal da unidade é constituída por margas e lentes de calcário, que gradam para níveis de calci-filitos/calci-xistos, que são os principais constituintes da unidade. No topo aparecem ocasionais lentes de quartzitos finos. O contato com a Formação Paracatu é tectônico, onde é comum encontrar nódulos de pseudochert (RODRIGUES, 2008);
- Formação Paracatu: foi definida por Almeida (1969), mas seus dois membros foram individualizados por Freitas-Silva & Dardenne (1994). O membro basal, denominado Morro do Ouro, inclui filitos carbonosos escuros com intercalações variadas de quartzitos finos, que podem alcançar 100 metros de espessura. O Membro Serra da Anta é representado por espesso pacote de sericita filitos, com intercalações de filito carbonoso e quartzitos finos. Os contatos entre os membros são tectônicos (RODRIGUES, 2008);

Figura 2-5 Coluna estratigráfica do Grupo Canastra compilada de Dardenne (2000).



Fonte: Rodrigues, 2008 (Modifica de Dardenne, 2000).

- Formação Serra da Urucânia: composta por um pacote de metarritmitos arenosos com intercalações de quartzitos finos. São interpretados como depositados em ambientes marinhos profundos a pouco profundos, com associação de fácies turbidíticas que passam para plataforma dominada por tempestades em direção ao topo. Desta forma, no conjunto de metassedimentos predominam os metapelitos (filitos) (TELES, 2019);
- Formação Serra da Batalha: essa formação apresenta predominância de quartzitos finos micáceos. Nessa formação ocorrem estruturas sedimentares tipo cruzadas acanaladas, espinha de peixe e tangenciais de baixo ângulo e é interpretado como depositado em plataforma dominada por marés (TELES, 2019);

Sobre a datação da unidade, poucos estudos foram realizados. Idades TDM obtidas por Pimentel *et al.* (2001) estão próximas a 2,2 Ga, sugerindo fontes paleoproterozoicas ou mais novas para os sedimentos (VALERIANO *et al.*, 2004). Valeriano *et al.* (2004a) analisaram zircões de um quartzito coletado na Nappe de Araxá e estes apresentaram idades diversas, entre 1226 e 2875 Ma. A idade de 1226 Ma é tida como a idade máxima para a deposição dos sedimentos originais. A ausência de minerais metamórficos também impede o estabelecimento de um limite inferior confiável, embora a coerência da deformação com a do Grupo Araxá seja compatível com a era contemporânea do metamorfismo (RODRIGUES, 2008).

2.4.4 Grupo Vazante

A faixa de ocorrência do Grupo Vazante, denominada de Faixa Vazante (DARDENNE, 2000), aflora na interface entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Brasília, inserindo-se no domínio externo da Faixa Brasília (FUCK *et al.*, 2005; DARDENNE, 2000, VALERIANO *et al.*, 2004), estende-se por cerca de 250 km na direção N-S nas proximidades das cidades mineiras de Coromandel, Vazante, Lagamar, Paracatu e Unaí (DARDENNE, 2000), com largura variando de 25 a 30 km, e pode ser dividida em dois domínios, norte e sul, separados pela inflexão do Rio Escuro. Essa inflexão também faz a separação entre os domínios de ocorrência de mineralizações de zinco silicatado (sul) e sulfetado (norte), e ainda das rochas hospedeiras (SOTERO *et al.*, 2019).

A unidade consiste em um conjunto de filitos, ardósias, quartzitos, metassiltitos, raros calcários e abundantes dolomitos de origem algal. A presença de importantes depósitos minerais de Zn, Pb e P alojados em rochas do Grupo Vazante o tornaram alvo de diversos estudos (RODRIGUES, 2008).

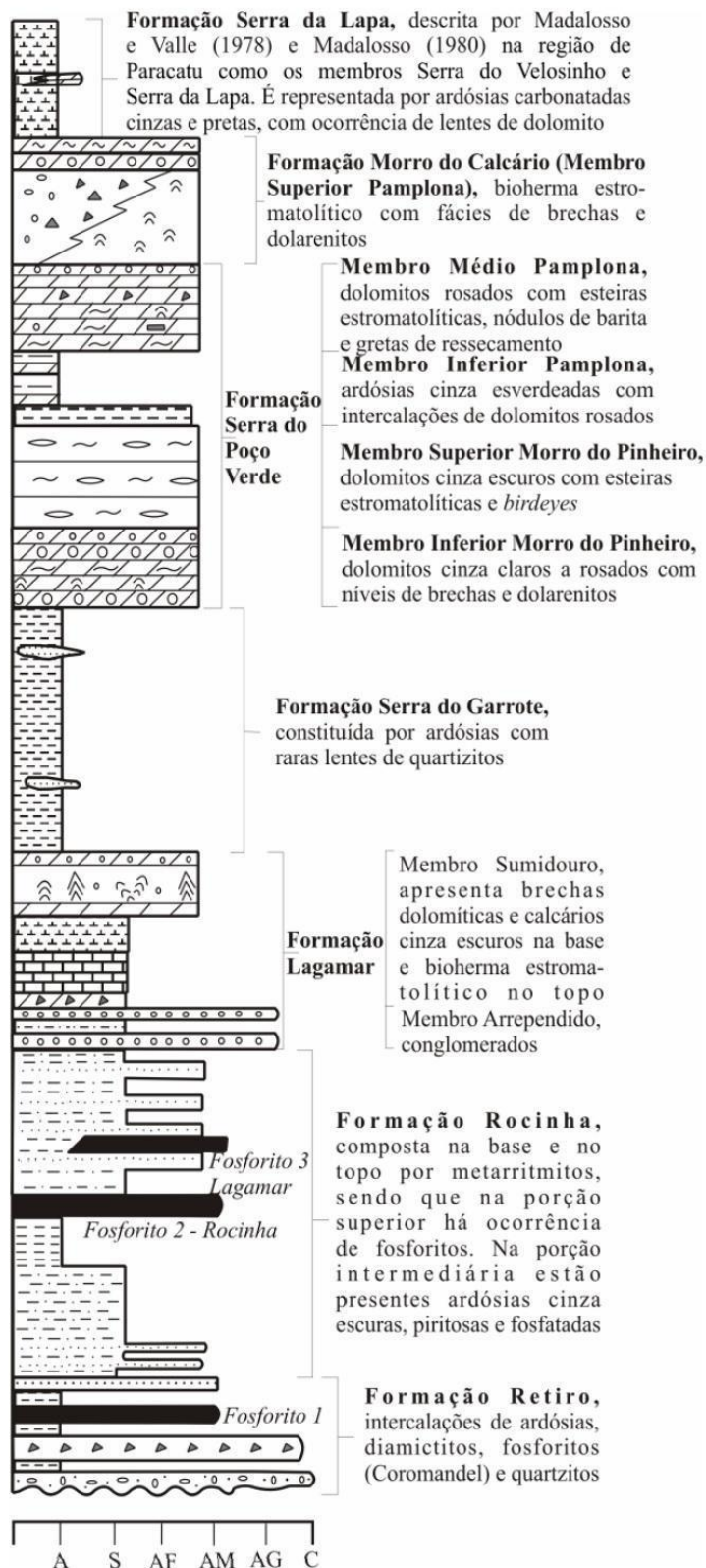
As rochas que compõem o hoje chamado Grupo Vazante foram inicialmente relacionadas ao Grupo Bambuí por diversos autores (e.g., DARDENNE, 1972; MADALOSSO e VALLE, 1978; BRANDALISE *et al.*, 1980). Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000) redefiniram a Formação Vazante, que foi elevada à categoria de Grupo Vazante por Dardenne *et al.* (1998), não mais correlacionado à sedimentação de antepaís do Grupo Bambuí (SOTERO *et al.*, 1980). Segundo Marques *et al.* (2015), o Grupo Vazante é uma sequência marinha pelitocarbonática, depositada numa plataforma marinha rasa durante um ciclo regressivo, começando com um ambiente costeiro, passando a um ambiente recifal e finalmente terminando com depósitos de planície de maré.

A coluna estratigráfica proposta por Dardenne (2000) foi formalmente definida na região da cidade de Vazante, Minas Gerais. Dardenne (2000) dividiu o Grupo Vazante em sete formações, da base para o topo (Figura 2-6):

- A Formação Retiro/Santo Antônio do Bonito consiste de níveis métricos de quartzito branco, localmente conglomerático, intercalado com níveis ardosianos. Horizontes restritos de diamictitos podem ser localizados (Rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio), neles estão presentes seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos e rochas graníticas em matriz pelítica, por vezes fosfatada (RODRIGUES, 2008; DARDENNE, 2000); A Formação Rocinha tem a sua porção basal representada por seqüência rítmica areno-pelítica, recoberta por espesso pacote de ardósias e metassiltitos regularmente intercalados com alternância de cores amarelas e vermelhas. Segue-se um pacote de ardósias cinza escuras, carbonáticas e piritosas, com finas laminações fosfáticas, que transicionam para um intervalo de fosfarenitos ricos em intraclastos e pellets, que constituem o depósito de Rocinha (DARDENNE, 2000). Segundo Rodrigues (2008, apud NOGUEIRA, 1993), nos ritmitos do topo da formação (siltito e quartzito) são encontrados níveis fosfareníticos que originaram o depósito de Lagamar;
- A Formação Lagamar consiste em conglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias formam a base da unidade, sendo sobrepostos por brechas intraformacionais dolomíticas, recobertas por calcários cinza escuros, bem estratificados, com intercalações de brechas lamelares. No topo da unidade são localizados dolomitos estromatolíticos bihermais do gênero *Conophyton* (CLOUD & DARDENNE, 1973), lateralmente esses biohermas interdigitam-se com metassiltitos carbonáticos e metapelitos ardosianos (RODRIGUES, 2008);
- A Formação Serra do Garrote é uma unidade formada por espesso pacote de ardósias cinza escura a cinza esverdeada, às vezes rítmicas, carbonosas e piritosas, com finas intercalações de quartzitos (RODRIGUES, 2008);
- A Formação Serra do Poço Verde da base para o topo é representada por dolomitos laminados cinza a rosa, ardósias cinza a esverdeada, sericita filito, dolomitos cinza escuro com bird eyes, margas e filitos carbonos a pirita (BABINSKI *et al.*, 2005);
- A Formação Morro do Calcário é uma seqüência predominantemente dolomítica constituída por biostromos e biohermas com laminações convexas, doloruditos, dolarenitos oolíticos e oncolíticos. Na porção norte (Paracatu-Unaí) o pacote chega a atingir 900 m. Nesta área concentram-se doloruditos, possivelmente resultado do retrabalhamento dos biohermas estromatolíticos (RODRIGUES, 2008);
- A Formação Lapa apresenta o topo de forma distinta nas regiões de Vazante e Unaí. Na primeira ela ocorre como uma seqüência de filitos carbonosos, metassiltitos carbonáticos, lentes de dolomitos (esteiras de cianobactérias, estromatólitos colunares e brechas intraformacionais) e níveis de quartzitos. Já na região de Unaí é composta por arenitos e conglomerados líticos intercalados com ardósias escuras. Um nível diamictítico recentemente descrito na interfície das formações Morro do Calcário e Lapa (BRODY *et al.*, 2004) associado a valores negativos

de $\delta^{13}C$ levaram Asmy *et al.* (2006) a interpretarem os carbonatos da formação como um depósito do tipo cap carbonate (RODRIGUES, 2008).

Figura 2-6 Coluna estratigráfica do Grupo Vazante.



Fonte: Rodrigues, 2008 (Modificada de Dardenne, 2000).

Contudo, trabalhos mais recentes indicam que houve inversão tectônica na região, posicionando as duas unidades mais novas (formações Santo Antônio do Bonito, porção mais inferior e Rocinha) abaixo de outras mais antigas (e.g., Formação Serra do Garrote), e correlacionam essas duas formações ao Grupo Bambuí (PINHO *et al.*, 2017).

Sotero *et al.* (2019) propuseram que as fácies levantadas do Grupo Vazante na região de Paracatu são produtos de processos de sedimentação em ambiente de margem passiva marinha mista, de baixa declividade e com relevante atuação de falhas sin-sedimentares. Porém, Sotero *et al.* (2019) não descartam a possibilidade de o empilhamento observado ter sido originado por tectonismo compressivo e que apenas estudos mais detalhados, com base em novas sondagens e estudos isotópicos (datações e perfilagem estratigráfica isotópica), poderiam comprovar a hipótese.

2.4.5 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí reúne uma sucessão sedimentar constituída por coberturas neoproterozoicas. O Grupo Bambuí é constituído por duas sucessões principais; a basal, composta da base para o topo, pelas formações Jequitaiá (siliciclásticas), Sete Lagoas (carbonática), Serra de Santa Helena (pelítico-carbonática), Lagoa do Jacaré (carbonática) e Serra da Saudade (pelítica); e a sucessão de topo que é representada pela Formação Três Marias, predominantemente psamítica (Figura 2-7) (IGLESIAS & UHLEIN, 2009).

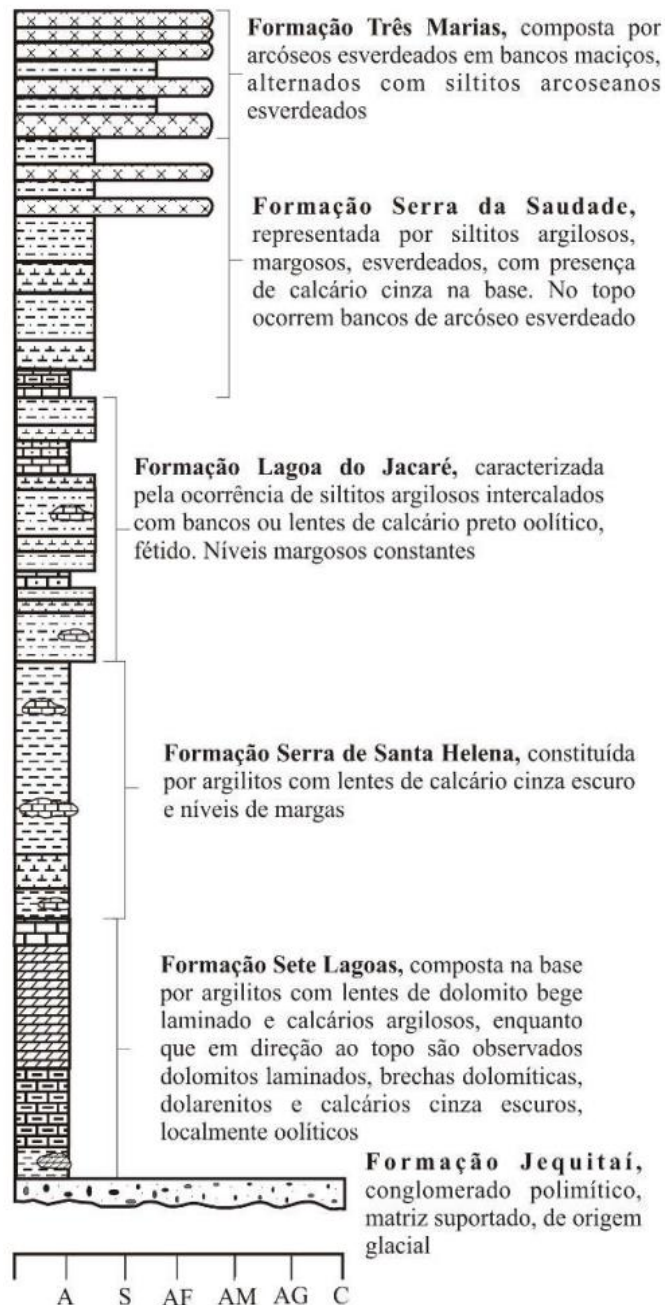
A Formação Jequitaiá está presente sobre o Cráton do São Francisco e na sua borda ocidental, ao longo da Faixa Brasília. É formada em sua maior parte por diamictitos maciços pobres em clastos, entretanto, são comuns intervalos de diamictitos, ricos em clastos e delgadas intercalações de arenitos, conglomerados e pelitos. (CUKROV *et al.*, 2005). A Formação Jequitaiá teria sido originada de uma deposição glaciomarinha em plataforma rasa com parcial cobertura de gelo, durante o Neoproterozoico (CUKROV *et al.*, 2005).

A associação sedimentar que sucedeu após a deglaciação e a deposição do Jequitai é representada por três megaciclos regressivos, cada um desses megaciclos começa com uma rápida transgressão marinha de extensão regional associada a uma súbita subsidência da bacia (DARDENE, 2000). O primeiro megaciclo é caracterizado por sedimentos pelítico-carbonáticos e corresponde à Formação Sete Lagoas, apresentando uma sequência ascendente formada por siltitos, margas, calcários laminados, calcários estromatolíticos e dolomitos, depositados em ambientes de intermaré e inframaré em plataforma carbonática e mista (MOURA, 2018).

O Segundo megaciclo é caracterizado por sedimentos pelítico-carbonáticos. Representam esse megaciclo as formações Serra de Santa Helena e a Formação Lagoa do Jacaré. A primeira é representada por siltitos, folhelhos e margas de cores esverdeadas (arroxeados quando

intemperizados) e ainda, intercalações métricas de calcário cinza escuro. Da base para o topo, a unidade representa uma sucessão de margas, finamente laminadas, que passam transicionalmente a siltitos finos, esverdeados, ricos em cristais de pirita, intercalados com lentes de calcário cinza, fétidos e plaqueados. O topo da formação é constituído por siltitos cinza esverdeados, micáceos, finamente laminados e piritosos.

Figura 2-7 Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí definida por Dardenne (1978).



Fonte: Moura, 2010 (Modificada de Dardenne, 1978)

Quanto às estruturas sedimentares, os pelitos mostram estratificação e laminação plano-paralela, pode apresentar camadas maciças, marcas de onda e *ripples* (IGLESIAS & UHLEIN, 2009). A segunda formação é constituída por calcário cinza escuro a esverdeadas, microcristalinos

a cristalinos, fétidos, ricos em matéria orgânica, com camadas maciças, oolíticas e pisolíticas (DARDENE, 2000 e MOURA, 2018). Nesta formação constatou-se a presença de gretas de ressecamento, marcas onduladas, estratificações cruzadas e, esporadicamente, estruturas sugestivas de estratificações cruzadas por tempestades (*hummocky*) (IGLESIAS & UHLEIN, 2009).

O terceiro megaciclo é caracterizado pelas formações Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Serra da Saudade é composta por com rochas síltico-argilosas, lentes irregulares de calcário microcristalino cinza-claro, arenito muito fino com laminação cruzada (IGLESIAS & UHLEIN, 2009). Enquanto a Formação Três Marias é composta por arcóseos, arenitos arcoseanos, siltitos e raras intercalações conglomeráticas, esta unidade se desenvolveu, essencialmente, pela deposição de sequências tempestíticas cíclicas (CHIAVEGATTO, 1992) e apresenta em algumas localidades estratificações cruzadas, acanaladas e sigmoidais nos arenitos e arcóseos (IGLESIAS & UHLEIN, 2009).

A sedimentação das formações Córrego do Barreiro (topo do Grupo Paranoá) e Sete Lagoas (base do Grupo Bambuí) ocorreu em condições plataformais semelhantes, em ambientes onde as fácies carbonáticas encontraram contexto favorável a sua deposição com águas mais rasas, quentes e limpas e apenas ocasionalmente mais agitadas e as fácies terrígenas ocupavam as águas mais profundas abaixo da atuação de base de ondas (CAMPOS *et al.*, 2012). Em ambas as unidades, existem margas pelíticas na zona de transição das lentes carbonáticas para as fácies terrígenas. Essas fácies mostram a intercalação lateral e a competição durante a deposição simultânea de carbonatos e terrígenos.

As diferenças entre as duas unidades é que a deposição do topo do Grupo Paranoá foi controlada por uma paleogeografia de fundo, com maior profundidade média de água na plataforma, canais de sedimentação de psamitos, em um contexto de margem passiva durante um ciclo regressivo. Enquanto que a deposição do Grupo Bambuí ocorreu em uma plataforma mista com bancos de areia mais estáveis e maiores na plataforma, áreas elevadas ocupadas por carbonatos, por vezes expostos de forma subaérea (trincas de lama, brechas lamelares e *tee pee*), e área de origem mais achatada quando comparada à Unidade Psammo-pelítico-carbonática, sob condições transgressivas pós-glaciogênicas (CAMPOS *et al.*, 2013, 2012).

A Formação Serra de Santa Helena foi formada por processos suspensivos e subordinadamente por eventos de tempestade em plataforma (MOURA, 2018) e representa o afogamento gradual da plataforma carbonática da formação anterior (Sete Lagoas) e a deposição de uma sucessão em ambiente marinho plataformal, com profundidades variáveis, submetido, por vezes, a influência de ondas (IGLESIAS & UHLEIN, 2009). A sedimentação regressiva da Formação Lagoa do Jacaré sucedeu a formação anterior, constituindo nova fase de instalação de

plataformas carbonáticas de alta energia, sujeita a constante retrabalhamento (brechas intraclásticas) e episódios de tempestades (*hummocky*), intercaladas com períodos de relativa calma, conforme Iglesias & Uhlein (2009). As gretas de ressecamento, observadas em vários locais, evidenciam a emersão de algumas partes da plataforma, provavelmente por curtos períodos de tempo. Outra das feições características da formação é a cor negra dos calcários e a abundância de pirita, que indicam condições de sedimentação redutoras e intensa atividade orgânica.

Segundo Iglesias & Uhlein (2009) a Formação Serra da Saudade está relacionada a rápida transgressão marinha, que modificou as condições responsáveis pela deposição da Formação Lagoa do Jacaré, evoluindo para um ambiente mais profundo e de águas calmas, que originou as finas laminações verificadas nos siltitos. A deposição da formação ocorreu provavelmente em contexto plataformal com influência de correntes de turbidez e episódios de tempestades. Enquanto a Formação Três Marias ocorreu a partir de uma significativa regressão, com predomínio de ambiente plataformal sob ação de ondas de tempestades a sudoeste evoluindo para ambiente continental a transicional (flúvio-deltaico) para nordeste (IGLESIAS & UHLEIN, 2009).

Os dados U-Pb indicam que desde sua fase inicial de deposição o Grupo Bambuí recebeu o aporte de sedimentos neoproterozoicos em sua bacia (RODRIGUES, 2008). Os dados isotópicos de C e Sr para os carbonatos suportam uma idade Sturtiana para a glaciação do Jequitaiá. Porém, a idade de proveniência para as unidades basais das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, bem como para a Formação Serra da Saudade, revelaram a presença de grande quantidade de zircões neoproterozoicos tardios, datados de 600 Ma e mesmo alguns grãos tão jovens quanto 550 Ma. Isso sugere um Neoproterozoico muito tardio ou mesmo início do Cambriano para a deposição do Grupo Bambuí, conforme Pimentel (2016).

Capítulo 3

Sensoriamento Remoto e
Caracterização Geofísica

3 SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA

3.1 Introdução

Este capítulo aborda as geotecnologias que auxiliaram na cartografia da área de estudo do Projeto Unaí. Neste estudo, geotecnologia é o termo geral que incluirá as ferramentas vinculadas ao sensoriamento remoto com uso de imagens orbitais e aerogeofísica.

Portanto, em uma primeira etapa contará com a descrição dos dados, tanto os dados de sensoriamento remoto quanto os dados geofísicos, com uma breve explicação teórica de como são obtidos e como são disponibilizados. Em uma segunda etapa abordará o tratamento aos quais os dados foram submetidos e os produtos gerados. A terceira etapa trata da análise e interpretação desses produtos e da possibilidade de se individualizar ou agrupar características importantes para a análise geológica da área.

As formas de registros cartográficos modernizaram-se paralelamente à evolução dos equipamentos de medições e posicionamento geográfico. Tornando mais precisos e acessíveis os dados de sensoriamento remoto em conjunto com a aplicação de métodos geofísicos que também são eficientes para o mapeamento geológico, uma vez que esses métodos detectam os diferentes contrastes das propriedades físicas dos materiais em superfície e em subsuperfície.

As técnicas de sensoriamento remoto e geofísica foram ferramentas utilizadas para avaliar as condições geológicas locais na área do Projeto Unaí auxiliando através de imagens de satélite e produtos aerogeofísicos na análise das características geológicas da região e na elaboração dos mapas produzidos durante o estudo da área.

3.2 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto consiste de um conjunto de atividades que permite a obtenção de informações de objetos/áreas que compõem a superfície terrestre, mas sem a necessidade de contato direto (contato físico) segundo definição de Moraes (2002, apud STEIN 2020).

A coleta de dados pode ocorrer de duas maneiras: *in loco*, onde as informações são coletadas diretamente no campo; e a uma distância remota, onde as informações são coletadas a distância, referida como sensoriamento remoto do ambiente (STEIN, 2020).

A grande vantagem do sensoriamento remoto orbital é a possibilidade de coleta de dados de grandes áreas em pouco tempo, com grande repetibilidade e a um custo relativamente baixo para o usuário, excluindo os custos de construção, lançamento e operação dos sistemas de satélites (LORENZZETTI, 2015).

O sensoriamento remoto tem ampla aplicabilidade, incluindo: monitoramento atmosférico, monitoramento da superfície da terra (*land applications*) aplicado à geologia, geografia, agronomia, monitoramento dos oceanos, monitoramento da criosfera terrestre, dentre outras (LORENZZETTI, 2015).

No projeto Unaí foram utilizados imagens do sensor multispectral MSI pertencente ao satélite Sentinel 2 e imagens do sensor Palsar pertencente ao satélite Alos. Esses dados foram trabalhados no software ArcGis 10.3.1, e seus respectivos produtos e interpretações são apresentados a seguir.

3.2.1 Dados de Sensoriamento Remoto

3.2.1.1 Sentinel – 2

A série de satélites *SENTINEL* começou a ser lançada em 2014, e se desenvolveu a partir de um projeto da Agência Espacial Europeia (ESA). Atualmente a missão Sentinel possui 7 satélites em órbita. As imagens utilizadas neste estudo foram obtidas do satélite Sentinel-2.

O Sentinel-2 foi o primeiro satélite óptico da série a ser operado pela ESA. Ele foi lançado em 2015 e leva a bordo o sensor multiespectral MSI com 13 bandas espectrais, variando de 443 a 2190 nm, com resolução espacial de 10 m para as bandas do visível, 20 m para o infravermelho e 60 m para as bandas de correção atmosférica (EMBRAPA, 2013). As bandas estão organizadas no Quadro 3-1 com seus respectivos comprimentos de onda e resoluções espectrais.

Quadro 3-1 Faixas espectrais e resolução das bandas do sensor MSI do satélite Sentinel-2.

| Bandas | Comprimento de onda (nm) | Resolução Espectral (m) |
|--|---------------------------------|--------------------------------|
| Banda 1 - Aerosol | 443 | 60 |
| Banda 2 - Blue (Azul) | 490 | 10 |
| Banda 3 - Green (Verde) | 560 | |
| Banda 4 - Red (Vermelho) | 665 | |
| Banda 5 - Red Edge 1 | 705 | 20 |
| Banda 6 - Red Edge 2 | 740 | |
| Banda 7 - Red Edge 3 | 783 | |
| Banda 8 - NIR (Infravermelho Próximo) | 842 | 10 |
| Banda 8A - Red Edge 4 | 865 | 20 |
| Banda 9 - Water Vapor | 940 | 60 |
| Banda 10 - Cirrus | 1375 | |
| Banda 11- SWIR 1 | 1610 | 20 |
| Banda 12 - SWIR 2 | 2190 | |

Fonte: Embrapa, 2013.

As imagens foram obtidas gratuitamente na plataforma online *Earth Explorer* no site do

Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Foram coletadas imagens em duas estações, já que elementos geomorfológicos podem ser mascarados com as mudanças das condições ambientais, como vegetação. A data de aquisição e a estação são apresentadas na Tabela 3.2.

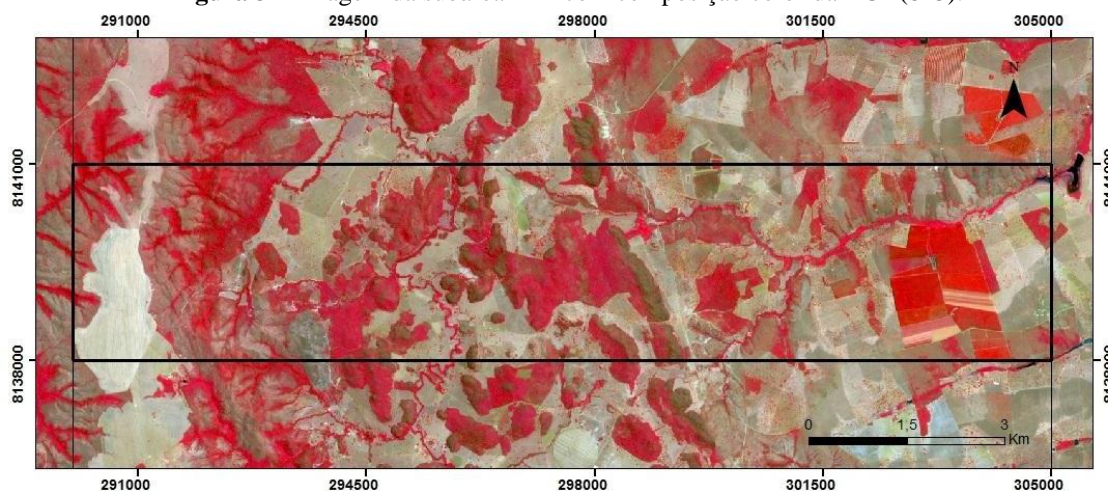
A partir da imagem da estação seca foram geradas diferentes composições coloridas das bandas, utilizando-se a ferramenta Composite do softwares ArcGis a fim de ressaltar a vegetação, delimitar solos, corpos d'água e auxiliar na extração dos lineamentos estruturais (Figura 3-1).

Quadro 3-2 Código da cena e data da aquisição e estação da cena capturada pelo satélite Sentinel 2.

| Sensor Remoto | Código (ID) | Data de aquisição | Estação |
|---------------|------------------------------------|-------------------|---------|
| Sentinel/ MSI | L1C_T23KKB_A027491_20200926T132238 | 26/09/2020 | Seca |
| | L1C_T23KKB_A029207_20210124T132233 | 24/01/2021 | Chuvosa |

Fonte: Embrapa, 2013.

Figura 3-1 Imagem da subárea XIII com composição colorida RGB(843).



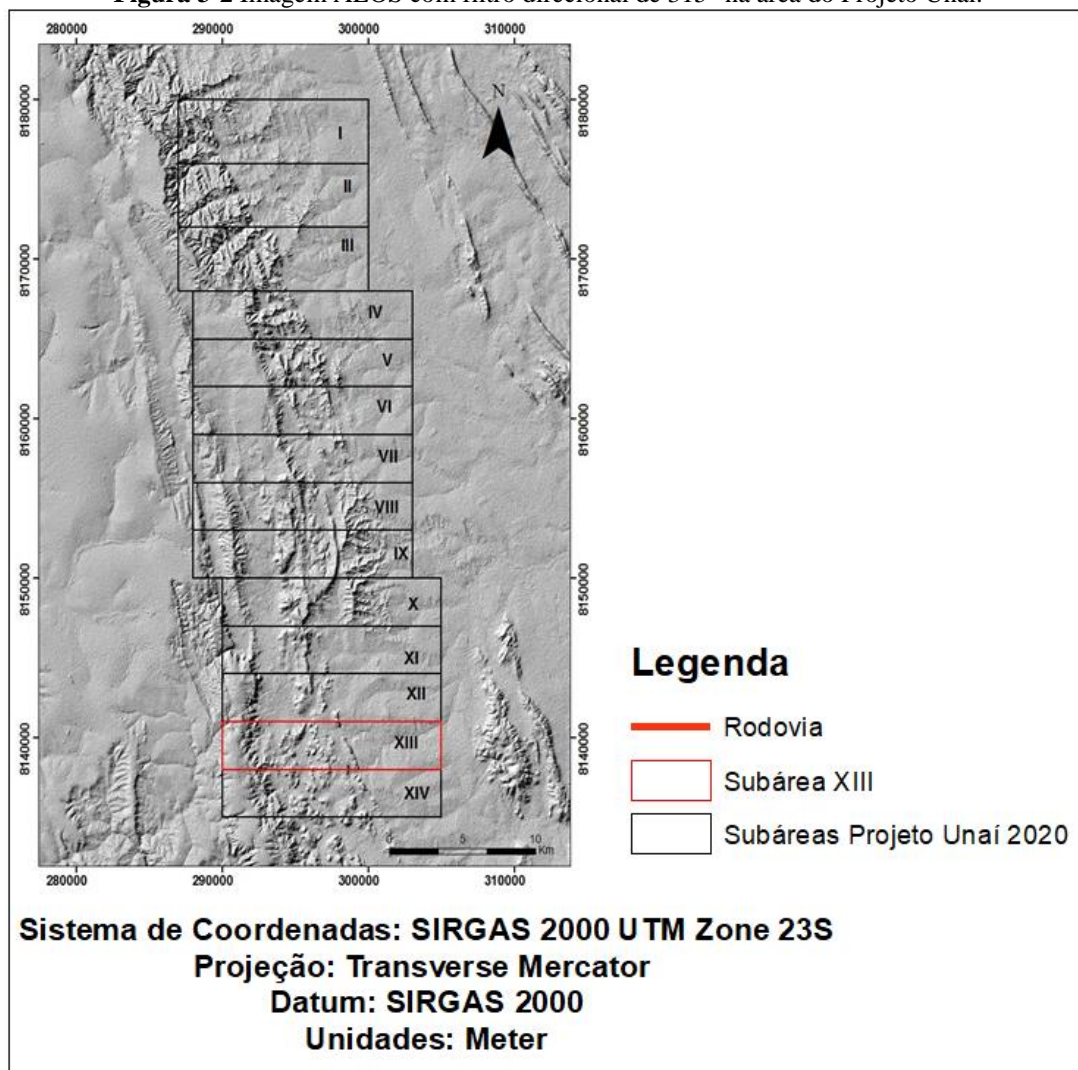
3.2.1.2 Alos Sensor Palsar (MDE)

O satélite ALOS foi lançado pela Agência de Exploração Aeroespacial Japonesa (*JAXA*) em 24 de janeiro de 2006 e descreve uma órbita circular e heliosíncrona a 692 km de altitude, com um período de revisita de 46 dias (IBGE, 2010). Três sensores estiveram à bordo do ALOS: o radiômetro PRISM (*Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping*); o radiômetro multiespectral AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer-type 2*) e o sensor de micro ondas PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) que consegue obter imagens diurnas e noturnas sem a interferência de nebulosidade, isto é útil em regiões que estão constantemente cobertas por nuvens. No Projeto Unaí as imagens analisadas foram obtidas pelo sensor PALSAR, possuem uma resolução de 12,5 m e foram adquiridas no site *Earth Data na plataforma Alaska Satellite Facility (ASF)*.

Foram adquiridas quatro cenas que compõem o mosaico que abrange a área do projeto. Essa imagem foi utilizada para gerar o modelo digital de elevação que contém informação de altura

e elevação de todos os objetos presentes sobre a superfície terrestre. Posteriormente esta imagem foi corrigida utilizando-se o comando *Fill* (no software ArcGis) que regulariza as grandes imperfeições dos dados deixando-os mais uniformes e posteriormente utilizou-se o comando *Hillshade*, que cria um relevo sombreado a partir de uma grade considerando o ângulo de iluminação do sol e sombras. Esta função usa as propriedades de altitude e azimute para especificar a posição do sol. Esse ângulo de iluminação pode ser modificado a fim de se obter o melhor realce das estruturas. Foram geradas quatro imagens com direção de iluminação de 45°, 135°, 225° e 315°. A imagem que mais beneficiou o realce das estruturas para a área XIII foi a com o ângulo de iluminação de 315° (Figura 3-2).

Figura 3-2 Imagem ALOS com filtro direcional de 315° na área do Projeto Unai.

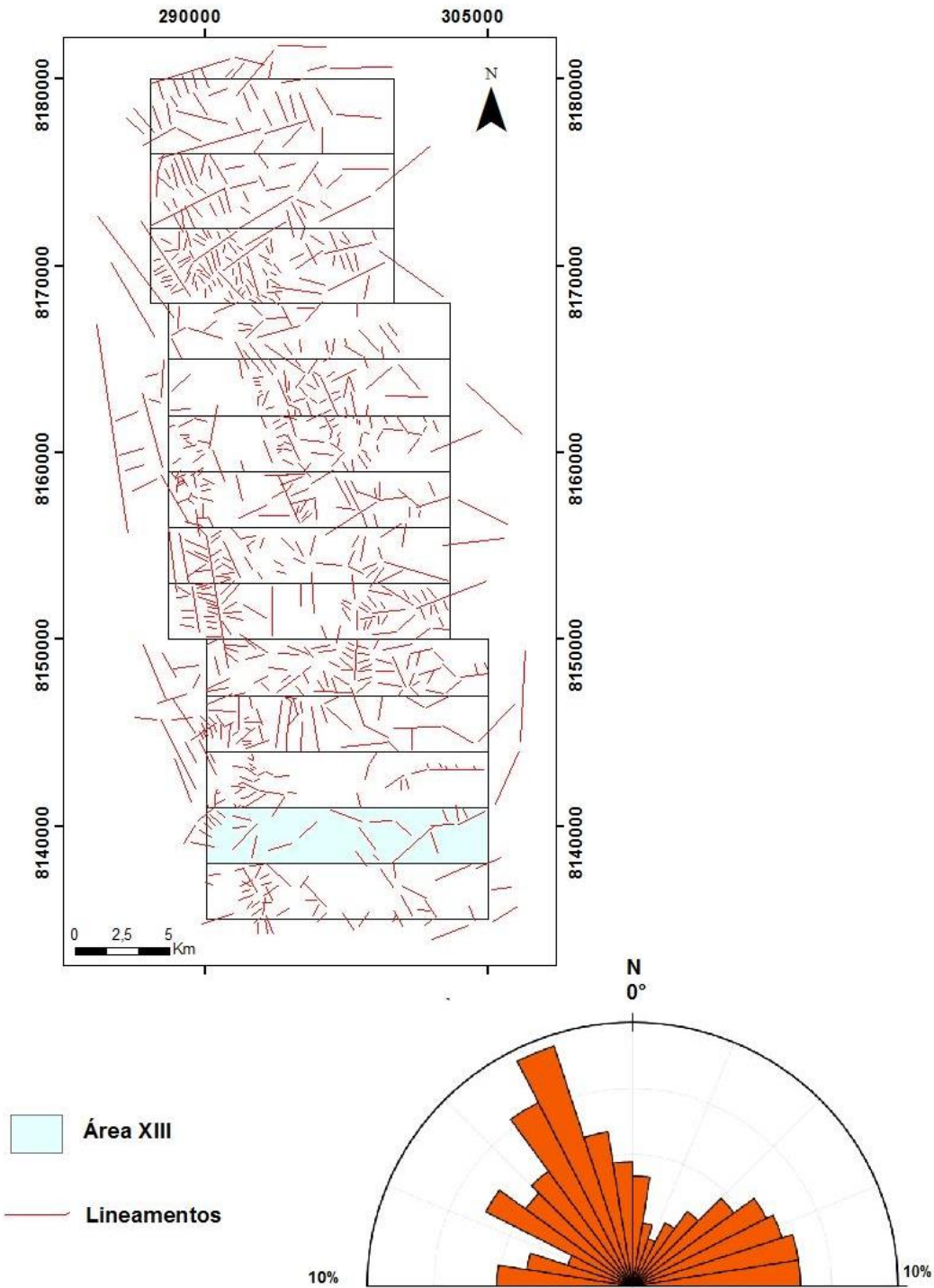


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

3.2.2 Mapa de Lineamentos Morfoestruturais

Para confeccionar o mapa de lineamentos morfoestruturais utilizou-se as imagens do sentinel - 2 na composição RGB as bandas 843 em associação com as imagens do Alos com os diferentes ângulos de iluminação. (Figura 3-3).

Figura 3-3 Figura 3.3 - Mapa de lineamentos morfoestruturais do Projeto Unaí.



Fonte: Projeto Unaí.

Análise estatística foi feita com os dados de lineamentos gerando um diagrama de rosetas para avaliar a orientação preferencial dos lineamentos na área de estudo. Analisando o diagrama de rosetas observou-se que existe um *trend* de lineamentos que possuem direções preferenciais de N20-30W e N50-60E (Figura 3-3).

3.3 Caracterização Geofísica

Os métodos geofísicos compreendem técnicas indiretas de investigação das estruturas em subsuperfície. Tais metodologias permitem estimar as condições geológicas através do contraste das propriedades físicas dos materiais de subsuperfície. No projeto Unaí utilizou dos métodos aerogeofísicos incluindo a gamaespectrometria e a magnetometria como apoio para o mapeamento geológico regional.

3.4 Gamaespectrometria

A radiação gama (γ) é detectada na superfície terrestre e resulta da desintegração de elementos radioativos. A desintegração é decorrente da instabilidade do núcleo do átomo radioativo que libera energia pela emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação gama (γ). Esta última é detectada pelo gamaespectrômetro que transforma energia eletromagnética em pulsos elétricos, onde as amplitudes são proporcionais às energias incidentes.

As principais fontes de radiação gama provêm da desintegração natural do potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e Tório (^{232}Th) que estão presentes na composição da maioria das rochas da superfície. Entretanto, somente podem ser detectadas até aproximadamente 40 cm de profundidade. A contagem total de radiação é obtida pela medida de toda energia emitida pelos raios gama dentro da janela energética de 0,41 - 2,81 MeV, estabelecida para contagem total segundo Blum (1999, apud SORDI, 2007). No Quadro 3-3 estão os elementos e os seus respectivos intervalos de energia detectados pelo aparelho.

Quadro 3-3 Elementos e os seus respectivos intervalos de energia.

| Canal | Faixa de Energia (MeV) | Pico (MeV) |
|-------------------|------------------------|------------|
| ^{40}K | 1.37- 1.57 | 1.46 |
| ^{238}U | 1.66 - 1.86 | 1.76 |
| ^{232}Th | 2.41 - 2.81 | 2.61 |

Fonte: Blum, 1999.

3.4.1 Magnetometria

O campo magnético terrestre provavelmente tem sua origem relacionada na relação do núcleo interno da terra (ferro e níquel sólido), imerso no núcleo externo (ferro e elementos leves líquidos). Os movimentos desses núcleos são iniciados a partir de oscilações de íons livres do núcleo externo que geram correntes elétricas responsáveis pela produção de um campo eletromagnético (SORDI, 2007).

A magnetização das rochas está relacionada à presença de minerais magnéticos presentes nestas, podendo ser causadas por uma magnetização induzida ou remanescente. A magnetização induzida se dá quando as rochas são submetidas a um campo magnético externo, sendo variável com a quantidade de seus minerais magnéticos. A magnetização remanescente está relacionada ao resfriamento de rochas ígneas abaixo da temperatura de Curie e transformações de várias naturezas que alteram o estado da rocha durante sua história geológica (SORDI, 2007).

O método magnético investiga contrastes de magnetização em diferentes meios e consiste em medir a susceptibilidade magnética presente em alguns minerais, sendo os principais minerais com alta susceptibilidade magnética, a magnetita, ilmenita e pirrotita. O objetivo final do método magnético é fornecer informações quantitativas sobre a fonte causadora da anomalia.

3.5 Aquisição dos Dados e Pré-Processamento

A base de dados geofísicos utilizada no estudo da área do TF fazem parte do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, que produziu dados magnetométricos e gamaespectrométricos da Área 1 que abrange as cidades de Unaí-Paracatu-Vazante-Coromandel. O levantamento contou com a coordenação da Secretaria de Minas e Energia e foi executado pela empresa *Lasa Engenharia e Prospecções S.A.*

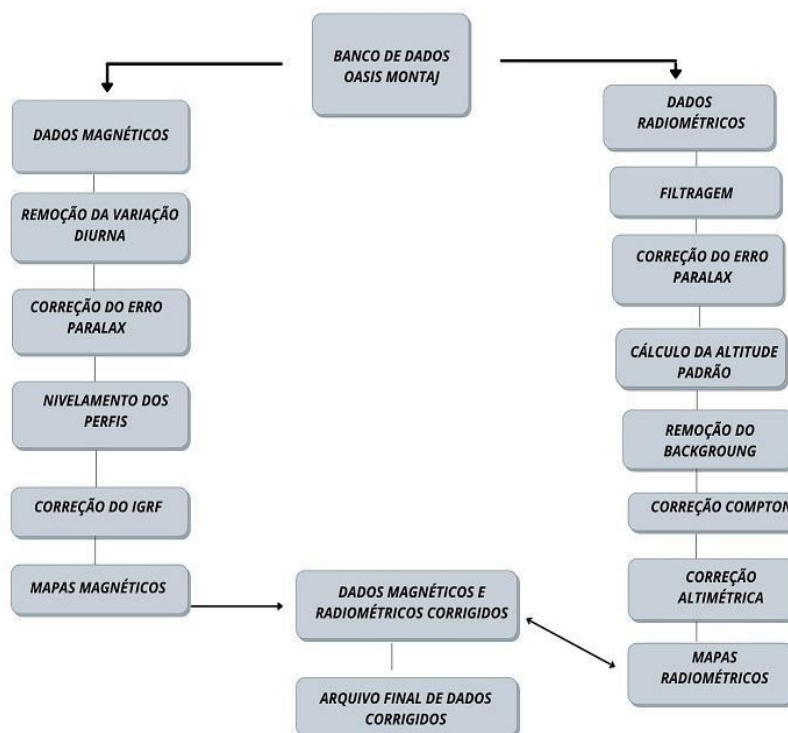
O levantamento foi executado entre os meses de agosto e dezembro de 2000. Para o recobrimento aerogeofísico a Área 1 foi dividida em dois blocos: Norte e Sul. O levantamento feito em ambos os blocos tiveram um espaçamento entre linha de produção de 250 m e entre linhas de controle 2.500 m. O intervalo entre medições magnéticas consecutivas foi de até 0,1s, enquanto o de medições gamaespectrométricas foi fixado em 1,0 s.

O levantamento foi efetuado por duas aeronaves Britten Norman Islander sendo uma do modelo PT-KNEC e a outra do modelo PT-WOU, as duas foram equipadas com magnetômetro SCINTREX modelo CS-2 e um gamaespectrômetro modelo PGAM. As aeronaves foram posicionadas por um sistema GPS/Picodas, com receptor NovAtel de 12 canais.

As aeronaves voaram com altura média de 100 metros com velocidade média de 200 km/h. Os dados utilizados neste relatório são do bloco norte. As linhas de voo neste domínio foram feitas na direção N30E e as linhas de controle tiveram direção N60W.

A compilação dos dados brutos, seu processamento e primeiras correções foram realizados pela empresa *Lasa Engenharia e Prospecções S.A.* O fluxograma mostrado na Figura 3.6 foi retirado do relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos elaborado pela própria empresa que Lasa mostra de forma condensada as etapas de tratamento dos dados desde a sua aquisição até a sua disponibilização.

Figura 3-4 Fluxograma do processamento de dados realizado pela empresa Lasa para o Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

Os dados magnetométricos e gamaespectrais utilizados pelo projeto Unai foram processados pela estudante Mariana Borges, integrante da Subárea VII do projeto Unai, com o auxílio da professora Dra. Julia Curto Má.

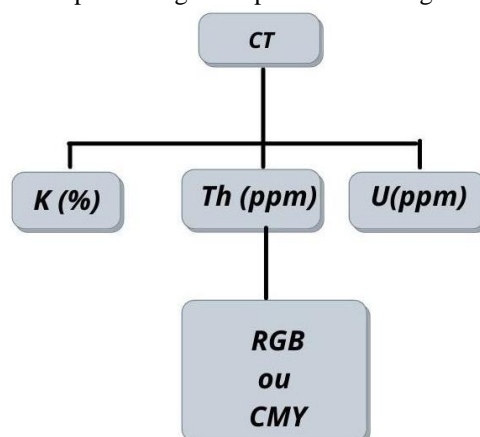
Para o processamento dos dados geofísicos foi utilizado o Software Oasis Montaj do Geosoft 8.3.3 e os produtos entregues em formato Geotiff que posteriormente foram utilizados nas interpretações, separação de domínios e confecção dos mapas.

3.6 Produtos dos Dados Aerogeofísicas

3.6.1 Dados Gamaespectrométricos

Os produtos gerados a partir dos dados gamaespectrométricos foram os mapas de percentual de potássio (K Perc), equivalente de tório (eTh) e equivalente de urânio (eU), em ppm e a os mapas ternários em RGB (vermelho-verde-azul) e o CMY (ciano-magenta-amarelo) produzidos a partir dos canais radiométricos originais, utilizando a técnica de normalização dos elementos K, Th e U. A Figura 3.5 apresenta o fluxograma que sintetiza o processo e os produtos obtidos com o processamento dos dados, a partir da contagem total (CT) de cada elemento.

Figura 3-5 Fluxograma dos produtos gamaespectrometricos gerados para o Projeto Unaí.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

A radioatividade dos solos está diretamente relacionada ao material originário que o gerou, bem como a processos que atuaram na sua formação. O levantamento gamaespectrométrico reflete a variação geoquímica do K, U e Th nos 30 - 40 cm superiores da superfície da terra. Essa fina camada é sujeita aos efeitos do intemperismo, que conduz à perda de K em todos os tipos de rochas e, para as rochas félsicas, perdas também, de U e Th (SANTOS *et al.*, 2008).

A principal ocorrência do potássio em associações minerais se dá nos feldspatos potássicos. O potássio também ocorre em micas, como flogopita, biotita, e muscovita e em alguns argilominerais formados durante a diagênese ou por alteração hidrotermal.

As rochas que apresentam maior teor de potássio são as rochas ígneas félsicas e rochas metamórficas micáceas, feldspáticas e quartzo-feldspáticas, como filitos, xistos e gnaisses. Nas rochas sedimentares o potássio ocorre em folhelhos e argilitos. Nas demais rochas sedimentares o teor de deste elemento varia de baixo a moderado.

O potássio apresenta alta mobilidade durante o intemperismo e em ambientes de alteração hidrotermal, principalmente ambientes de clima tropical a subtropical, segundo Wilford *et al.* (1997, apud RODRIGUES, 2013).

É comum que depois de lixiviado, o potássio seja absorvido por argilominerais como ilita, montmorilonita e, em menor proporção, caulinita.

O Th é o elemento menos móvel dos três radioelementos em condições de ambientes pedogenéticos. Sua concentração quando superior a dos outros radioelementos indica região de maior intemperismo químico resultando em perfis lateríticos (solos mais espessos ou ricos em plintita) (SORDI, 2007).

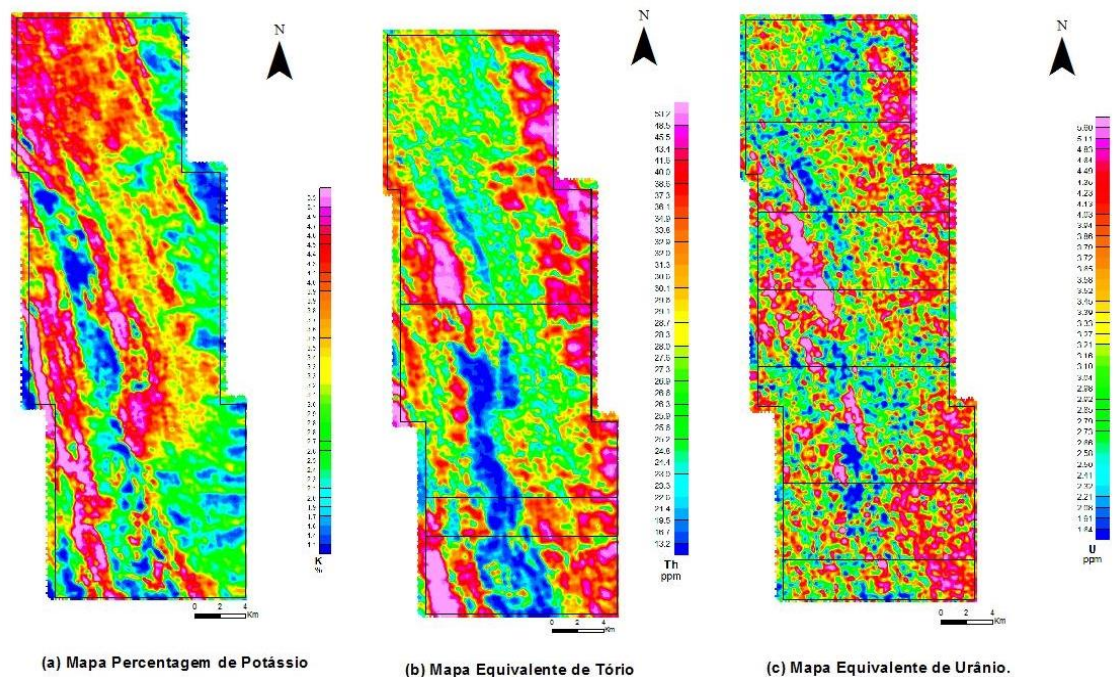
Dentre os três elementos, o urânio é o elemento de menor concentração. Ocorre como Uraninita em inclusões dentro de minerais formadores de rochas ou como grandes grãos em granitos mineralizados e pegmatitos (SORDI, 2007).

Nos sedimentos arenosos, o teor de urânio geralmente é menor que 1 ppm devido à

facilidade de lixiviação desse elemento. Porém, quando os sedimentos são originados a partir da erosão de rochas ígneas com minerais resistentes de tório e urânio, estes podem formar rochas com concentrações anômalas de ambos os elementos (RODRIGUES, 2013).

Os mapas gerados a partir dos dados gamaespectrométricos corrigidos engloba a distribuição espacial das contagens de cada um dos elementos radiométricos (K, Th e U) (Figura 3-6).

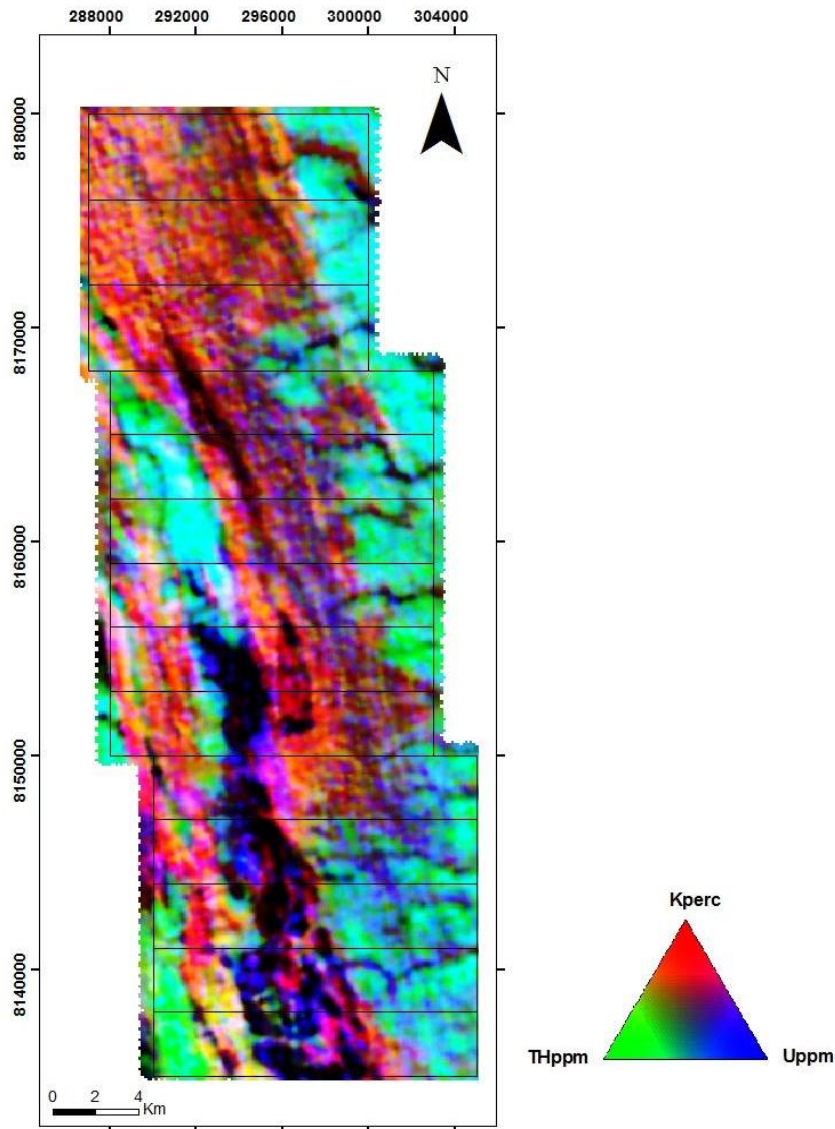
Figura 3-6 (a) Mapa Percentagem de Potássio; (b) Mapa Equivalente de Tório; (c) Mapa Equivalente de Urânio.



Fonte: Projeto Unai 2020.

O mapa ternário dos elementos radiométricos é gerado a partir da associação de uma determinada cor a cada um dos radioelementos dependendo do padrão de coloração utilizado (RGB ou CMY). Em ambos os padrões, as cores são associadas a cada um dos vértices de um triângulo equilátero com gradações das cores variando de acordo com o teor de cada um dos elementos considerados, a cor branca representa altas contagens dos três elementos, enquanto que a cor preta é associada às baixas contagens (RIBEIRO, 2013). O padrão adotado neste relatório é o RGB que associa as cores vermelho, verde e azul (Red, Green, Blue) ao potássio (em %), tório e urânio (em ppm), respectivamente (Figura 3-7).

Figura 3-7 Mapa de composição ternária RGB na área do Projeto Unaí.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

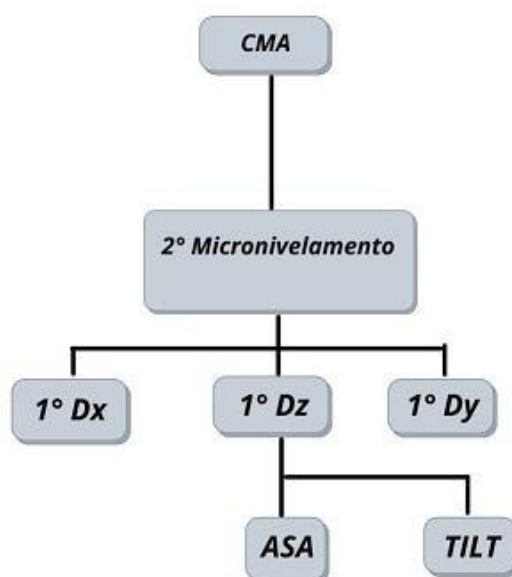
O mapa ternário é utilizado para ressaltar contrastes entre áreas com diferentes concentrações dos três elementos que podem não estar tão evidentes nos primeiros mapas citados anteriormente, facilitando assim a interpretação dos dados.

3.6.2 Dados Magnetométricos

Os produtos principais gerados para o Projeto Unaí foram Campo Magnético Anômalo (CMA), Primeira Derivada Vertical (Dz), amplitude do sinal analítico (ASA) e Tilt. Para a extração das lineações magnéticas foi utilizado como base o 1DV e como auxiliar o Tilt.

A Figura 3-8 apresenta o fluxograma que sintetiza o processo e os produtos obtidos com o processamento dos dados, a partir do Campo Magnético Anômalo (CMA).

Figura 3-8 Fluxograma dos produtos magnetométricos gerados para o Projeto Unai.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

3.6.2.1 Primeira Derivada Z

A primeira derivada da componente vertical Z (equação 1) realça as altas frequências do sinal analítico. Esta ação consiste em estimar a taxa de variação do campo magnético anômalo à medida que se distancia ou se aproxima verticalmente da fonte causadora (SORDI, 2007).

(Equação 1)
$$Dz = \frac{\partial A}{\partial z}$$

Onde Dz é a primeira derivada vertical; ∂A é a amplitude da anomalia e ∂z é a direção vertical. Este realce das altas frequências pode fornecer informações sobre os contatos descontinuidades e lineamentos.

3.6.2.2 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

A imagem da Amplitude do Sinal Analítico apresenta uma assinatura localizada das fontes magnéticas realçando as bordas em corpos largos e o centro em corpos estreitos, independente das direções magnéticas da fonte e do campo magnético da terra, segundo Blum *et al* (1999, apud SORDI, 2007). A Amplitude do sinal analítico pode ser calculada fazendo-se a derivada de três gradientes ortogonais do campo magnético conforme a expressão (equação 2):

(Equação 2)
$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial Y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2}$$

Onde: A são os valores do campo magnético anômalo.

3.6.2.3 Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou TILT

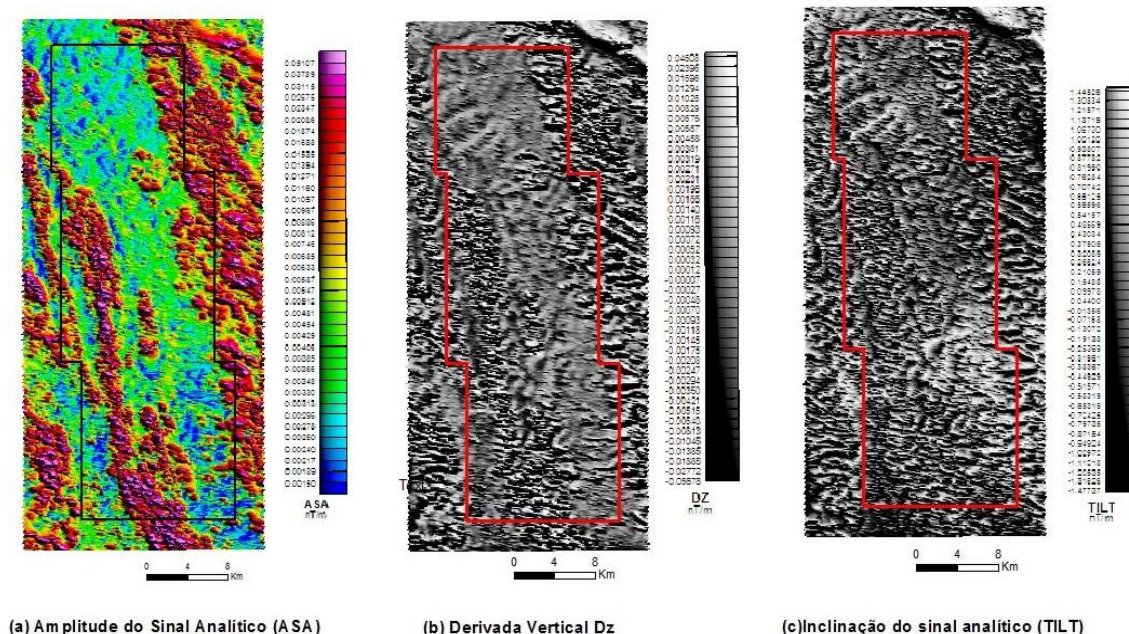
O ISA ou TILT marca o comportamento espacial do vetor analítico no plano vertical que contém a resultante de sua componente horizontal, segundo Blakely (1996, apud SORDI, 2007).

É uma estimativa do mergulho da fonte causadora e conseqüentemente o contraste localizado de diferentes susceptibilidades, segundo Blum *et al* (1999, apud SORDI, 2007) ou seja, o ângulo formado entre os quocientes resultantes da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal. O ângulo pode ser definido pela Equação 3:

$$\text{(Equação 3)} \quad TILT = \arctan \left[\frac{\partial z}{\sqrt{\partial x^2 + \partial y^2}} \right]$$

Os três produtos citados a cima estão representados na Figura 3-9.

Figura 3-9 Imagem representando o ASA, a Dz e o TILT, respectivamente.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

3.7 Análise e Interpretação dos Produtos

3.7.1 Magnetometria

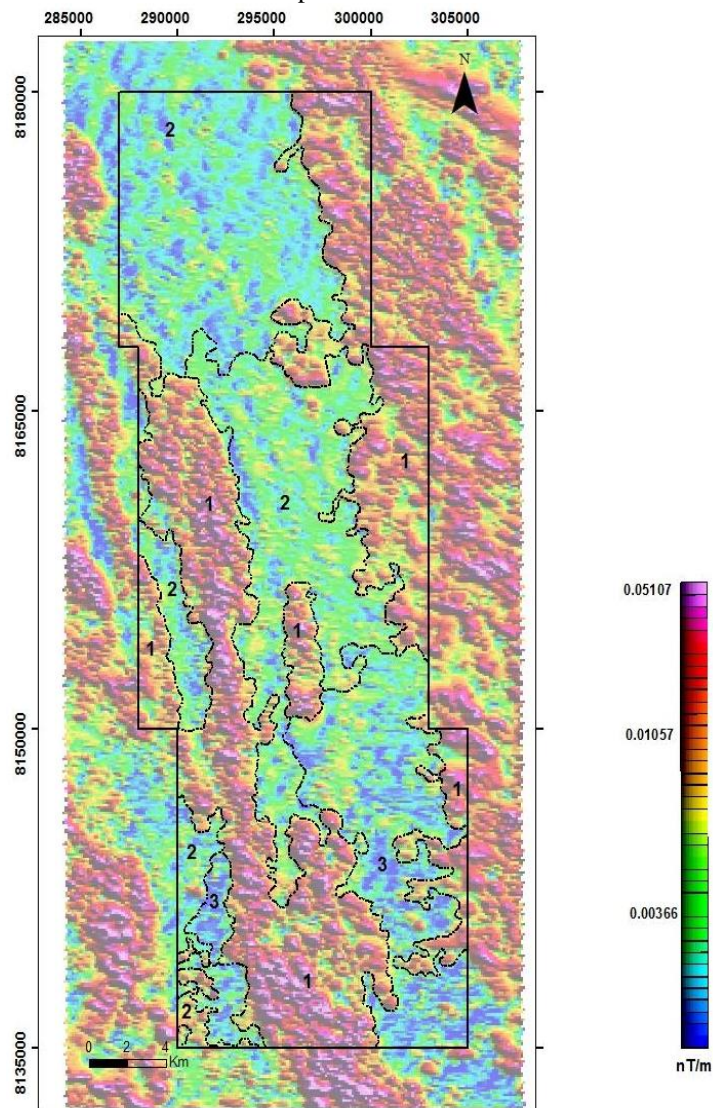
Com relação à magnetometria aérea foi possível observar três grandes domínios magnéticos distintos: o primeiro é um domínio de maior intensidade magnética que se encontra a leste e a oeste das áreas do projeto, formando uma feição contínua na direção norte-sul, o segundo domínio tem uma intensidade intermediária a baixa e está na porção centro norte das áreas, e o terceiro domínio está distribuído pelas áreas, mas tem uma área significativa na porção sudeste das áreas iniciando a partir da Área IX em direção a sul, sendo o domínio de mais baixa intensidade. A caracterização de cada domínio está resumida no Quadro 3.4 e é possível observar sua geometria e caracterização no mapa da Figura 3-10.

Quadro 3-4 Descrição dos domínios magnéticos individualizados na área do Projeto Unai.

| Domínio | Descrição |
|---------|---|
| 1 | Gradiente magnético alto, heterogêneo, por aproximação a variação vai de 0,05107 a 0,01057 $\eta T/m$. A anomalia se encontra nos extremos oeste e leste das áreas, com um trend NW- SE. |
| 2 | Gradiente magnético intermediário, heterogêneo variando de 0,01057 a 0,00366 $\eta T/m$. Esta feição está bastante espalhada pelas áreas mas representa um tamanho maior na região centro norte das áreas, entre os domínios de maior intensidade magnética (domínio 1). |
| 3 | Gradiente magnético baixo, heterogêneo variando de 0,00366 a 0,00150 $\eta T/m$. |

Fonte: Projeto Unai.

Figura 3-10 Mapa de domínios magnéticos da área do Projeto Unai sobre o produto ASA com a aplicação de transparência de 40%.



Fonte: Projeto Unai.

A área mapeada é caracterizada litologicamente por metassedimentos de baixo grau metamórfico e ausência de magmatismo, além de abranger regiões bastante intemperizadas, onde os sedimentos transportados e revolvidos geram um novo conjunto de respostas não correspondendo à realidade composicional dos protólitos, portanto a magnetometria não foi uma técnica eficiente no mapeamento da área estudada. Contudo é observável uma correlação entre as espessuras dos solos e as anomalias. Solos espessos e lateríticos coincidem com anomalias positivas, e locais com ausência de solo ou solos pouco espessos apresentam uma anomalia negativa.

3.7.2 Gamaespectrometria

A observação das imagens ternárias permitiu uma análise com maior detalhe onde foi possível definir uma série de domínios radiométricos que foram condensados no Quadro 3-5.

Quadro 3-5 Descrição dos domínios gamaespectrométricos individualizados na área do projeto Unaí.

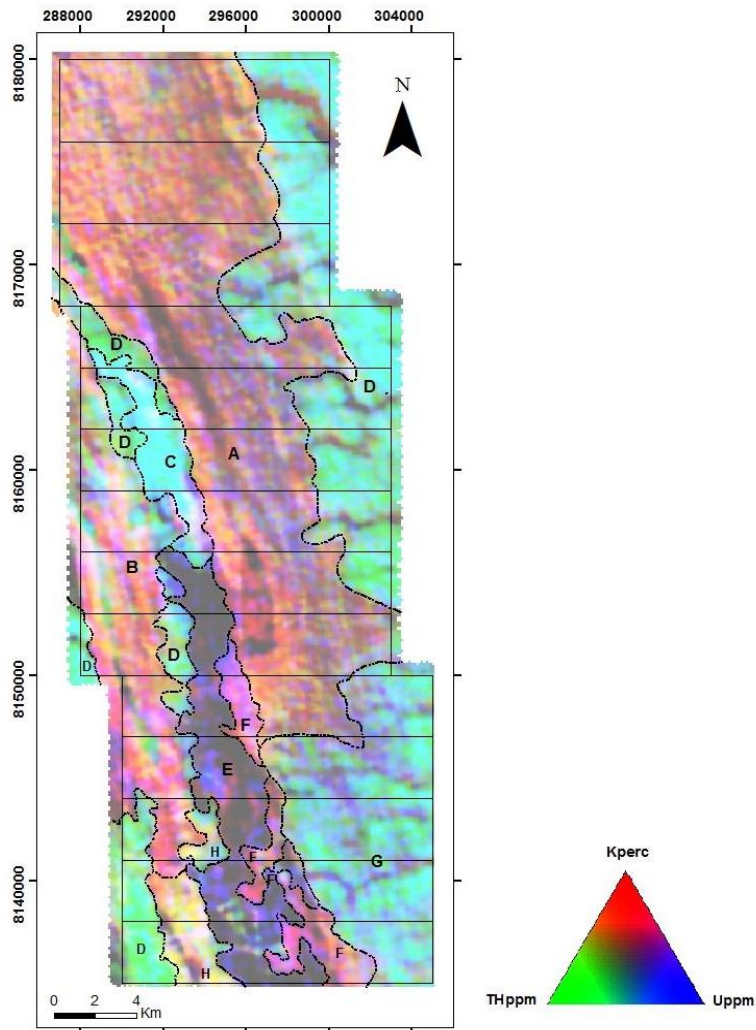
| Domínios | K | Th | U | Descrição |
|-----------------|----------|-----------|----------|--|
| A | Alto | Médio | Médio | Domínio contínuo e alongado sentido NW- SE com predominância de alto K e com Th e U médios. |
| B | Alto | Médio | Baixo | Domínio contínuo e alongado sentido NW- SE com predominância de alto K e com lentes de domínios de médio Th e baixo U. |
| C | Baixo | Médio | Alto | Domínio pequeno apresenta direção NW-SE apesar de ser parcialmente irregular. Com alto U e médio Th e ausência de K. |
| D | Baixo | Alto | Alto | Domínios pequenos e irregulares na porção centro noroeste da área. Na porção nordeste da área se apresenta contínuo alongado de maior tamanho. |
| E | Baixo | Médio | Alto | Domínio contínuo e alongado sentido NW- SE. |
| F | Médio | Médio | Baixo | Domínio pequeno irregular com valores médios de K e Th. |
| G | Baixo | Alto | Médio | Domínio irregular de dimensão relativamente grande. Valores de Th alto. |
| H | Médio | Médio | Médio | Domínio pequeno, irregular com valores médios dos 3 elementos. |

Fonte: Projeto Unaí.

Esses domínios radiométricos foram definidos de acordo com as tonalidades de misturas dos teores de K (%), Th (ppm) e U (ppm) (Figura 3.11). Observou-se que os domínios com anomalias de potássio representam regiões com solos rasos ou ausentes, o que na poligonal do

Projeto Unai correspondia aos domínios do Grupo Canastra e em locais com valores altos de Th representa solos espessos ou lateríticos que correspondiam ao domínios do Grupo Bambuí e da Formação Quilombo. As regiões mais escuras no mapa indicam ausência dos três radioelementos, representam os locais que abrange os arenitos e carbonatos correspondendo aos domínios que afloraram a Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá.

Figura 3-11 Mapa de domínios gamaespectrométricos da área do Projeto Unai sobre o mapa ternário RGB, com a aplicação de transparência de 40%.



Fonte: Projeto Unai 2020.

Capítulo 4

Estratigrafia, Petrografia e
Sistemas Depositionais

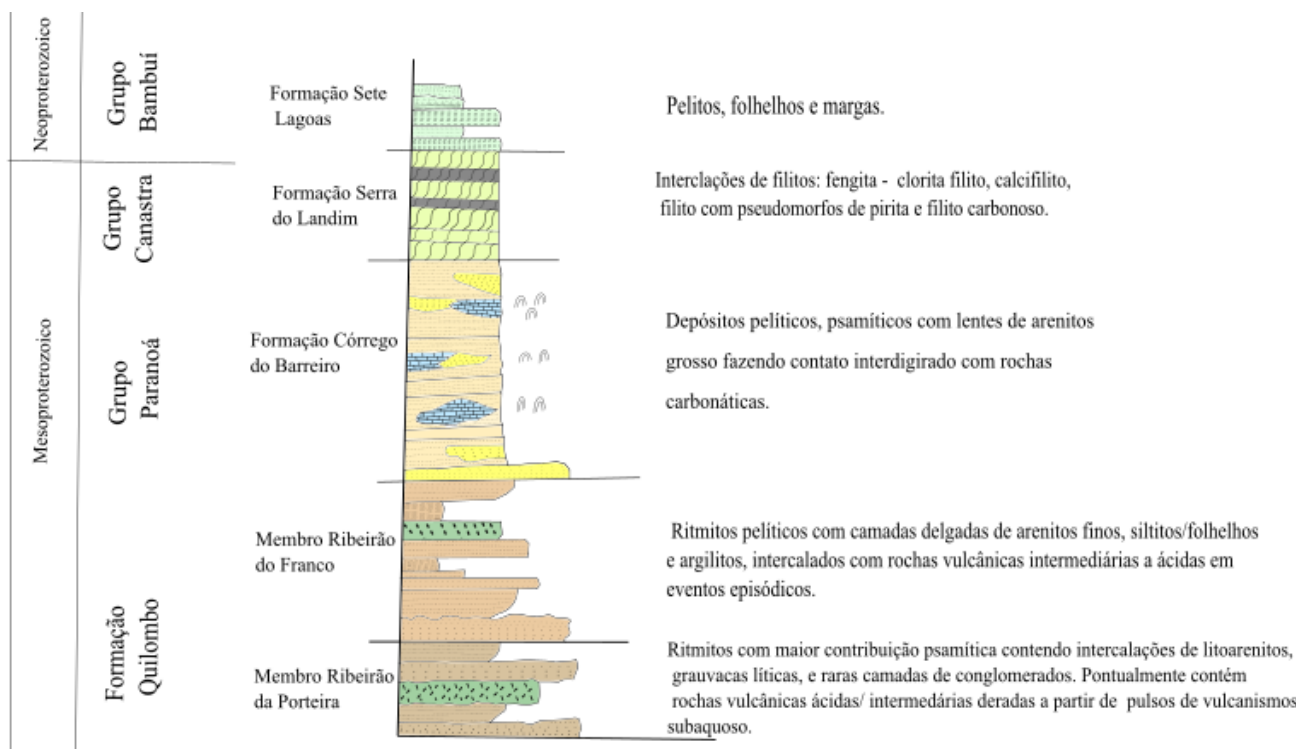
4 ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

4.1 Introdução

As unidades litoestratigráficas que compõem a geologia do Projeto Unaí foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos (Ficha Petrográfica – ANEXO IV). Como se trata de unidades sedimentares, no máximo com baixo grau metamórfico foram utilizadas definição de fácies para subdividir o registro estratigráfico a partir de características genéticas semelhantes e assim relacioná-las e definir seus domínios de formação dentro de um sistema deposicional.

Neste capítulo serão descritas as litologias encontradas na área do Projeto Unaí, com destaque para as encontradas na subárea XIII. Será feita uma exposição de fotografias, descrições e interpretações do contexto sedimentar, estratigráfico encontrado no Projeto Unaí. A Figura 4-1 exibe a coluna tectono-estratigráfica para representar as unidades litoestratigráficas encontradas na área do projeto.

Figura 4-1 Coluna tectono-estratigráfica integrada da área do Projeto Unaí.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

4.2 Formação Quilombo

Na área do Projeto Unaí as rochas mais antigas são aquelas atribuídas à Formação Quilombo de idade Mesoproterozoica que ocupam a porção leste das áreas. Em termos de

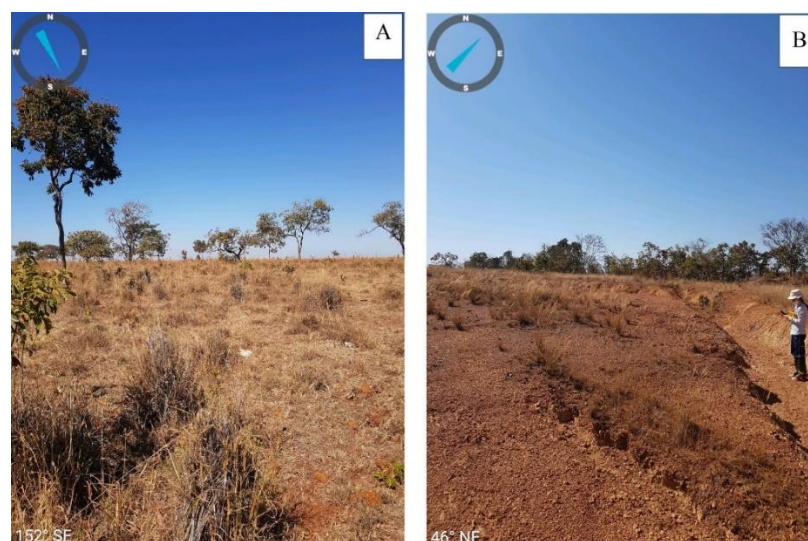
proporção, é a unidade de maior abrangência na área do Projeto Unaí, presente em todas as subáreas. A Formação Quilombo é caracterizada como uma sequência turbidítica de rochas metassedimentares intensamente dobradas e é dividida em dois membros: i) Ribeirão da Porteira, de deposição mais proximal representado por ritmitos com maior contribuição psamítica contendo intercalações de litoarenitos, grauvacas líticas, camadas de conglomerados e rochas vulcânicas de intermediária a ácida; e ii) Ribeirão do Franco, de deposição mais distal representado por rochas pelíticas, como ritmitos com camadas delgadas de arenitos finos e siltitos/folhelhos, além de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas.

Na área do Projeto Unaí, a Formação Quilombo faz contato tectônico reverso a oeste com o Grupo Paranoá e contato tectônico, por meio de falhas de empurrão, a leste com o Grupo Bambuí. A classe de solos dominante nas áreas do sul são os plintossolos com algumas manchas a leste de latossolo e nas áreas do norte são cambissolos também com algumas manchas de latossolo. A região correspondente à Formação Quilombo nas áreas do sul corresponde a uma região arrasada com um padrão de relevo plano a suave ondulado, enquanto nas áreas do norte um padrão de relevo ondulado a forte ondulado é observado.

A porção sul da área mapeada apresenta poucas exposições rochosas com um relevo mais arrasado correspondente ao Membro Ribeirão do Franco (Figura 4-2) e a porção norte exibe mais exposições rochosas de ambos os membros, Ribeirão do Franco e Ribeirão da Porteira.

Na subárea XIII apenas a unidade mais distal, representada pelo Membro Ribeirão do Franco, foi mapeado, com afloramentos ocorrendo principalmente em drenagens e cortes de estradas em um padrão de relevo plano a suave ondulado com predominância de vegetação de cerrado campo sujo e raras regiões de cerradão.

Figura 4-2 (A) Vegetação característica encontrada nas áreas correspondentes ao Membro Ribeirão do Franco - Campo sujo. (B) Afloramento do Ribeirão do Franco na área XIII, já bastante alterado.



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unaí.

4.2.1 Associação de Fácies da Formação Quilombo

Foram descritas dez fácies vinculadas à Formação Quilombo baseadas em aspectos litológicos, diferenciadas por características estruturais e sedimentares, incluindo: Cp, Qag, LtA, Gr, GrLg, GrLfm, S, Sl, A e Fol (Quadro 4-1).

A Formação Quilombo foi gerada por processos sedimentares de sequência turbidítica, portanto, a partir da identificação dessas fácies, foi possível associá-las em cinco das nove fácies que Mutti (1992) utilizou para classificar os sedimentos de origem turbidítica, incluindo: F3 (Cp), F6 (Qgm), F7 (Gr, GrLg e GrLfm), F8 (LtA e S) e F9 (Sl, A e Fol).

Quadro 4-1 Fácies da Formação Quilombo. As fácies em verde foram encontradas na Subárea XIII, ao passo que as fácies não preenchidas estão ausentes.

| Código | Fácies | Estrutura | Processos | Associação de Fácies |
|---------------|---------------------------------|--------------------------|--|-----------------------------|
| Cp | Ortoconglomerado polimítico | Imbricamento | Fluxo gravitacional de alta densidade e erosão | F3 |
| Qgm | Quartzarenito grosso a médio | Laminação plano-paralela | Fluxo turbulento de baixa densidade | F6 |
| GrLg | Grauvaca lítica grossa | Maciça | Fluxo turbulento de baixa densidade | F7 |
| GrLf | Grauvaca lítica fina a média | Maciça | Fluxo turbulento de baixa densidade | |
| Gr | Grauvaca quartzosa | Maciça | Fluxo turbulento de baixa densidade | |
| LtA | Litoarenito maciço fino a médio | Maciça | Fluxo laminar | F8 |
| S | Siltito maciço | Maciço | Fluxo turbulento de baixa densidade | |
| Sl | Siltito laminado | Laminação horizontal | Decantação | F9 |
| Fol | Folhelho | Laminação plano-paralela | Decantação | |
| A | Argilito maciço | Maciça | Fluxo turbulento diluído | |

Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

Associação de Fácies F3 - associação de fácies F3 formada pela fácies Cp (conglomerado Polimítico) gerada por fluxos turbidíticos de alta densidade que representam uma parte dos processos desenvolvidos ao longo da evolução das correntes de turbidez registrando a perda de velocidade do fluxo e a deposição rápida das partículas (Moura, 2018). Os depósitos desta associação de fácies consistem de conglomerados suportados por clastos formando camadas e conjuntos de camadas limitados por superfícies erosionais basais. A sua organização interna é variável e é mais comumente representada por um depósito sem estratificação.

Associação de Fácies F6 - associação de fácies F6, formada pela fácies QAg (quartzarenito grosso) gerada por fluxos capazes de transportar grandes volumes de areia no sentido de maior declividade em regiões de transição entre canais e lobos (Moura, 2018) representada por depósitos de granulação grossa, podendo ser internamente estratificados. Na área em estudo essas fácies são raramente observadas.

Associação de Fácies F7 - associação de fácies F7 é formada pelas fácies Gr (grauvaca quartzosa maciça), GrLg (grauvaca lítica grossa maciça) e GrLfm (grauvaca lítica fina a média), sendo esta associação considerada como produto de correntes de turbidez de baixa densidade, subcríticas. Segundo Mutti (1992), rochas formadas na fácies F7 são depositadas por carpetes de tração e são desenvolvidas por fluxos que combinam a tração de cargas mais grossas na base do fluxo, concomitante com a decantação de areia média a fina, derivadas da suspensão turbulenta, feição que é possível observar na fácies GrLg que apresenta estratos de granulometria grossa, resultados do processo de tração de carga e estratos de granulometria areia média a fina, resultado do processo de decantação.

Associação de Fácies F8 - associação formada pelas fácies LtA (litoarenito maciço) e S (siltito maciço) e ocorre geralmente associada a regiões proximais de lobos, esses depósitos são desenvolvidos por fluxos que combinam a tração de carga grossa a média na base do fluxo e retrabalhamento de depósitos de fluxos granulares depositados corrente acima. Simultaneamente a esses processos, ocorre também a deposição de areia média a fina, e eventualmente grãos mais finos, devido a suspensão de detritos na zona de turbulência na porção superior do fluxo de turbidez (Mutti, 1992). A sedimentação por suspensão coincide com a deposição *en-masse* de Middleton (1966), indicando que a deposição ocorreu muito rapidamente. As Fácies LtA e S ocorrem intercaladas. A fácies LtA (litoarenito maciço) representa o resultado do processo de tração de carga na base do fluxo e a fácies S (Siltito maciço), o resultado da deposição de grãos mais finos na porção superior do fluxo de turbidez (PORTUGAL, 2005).

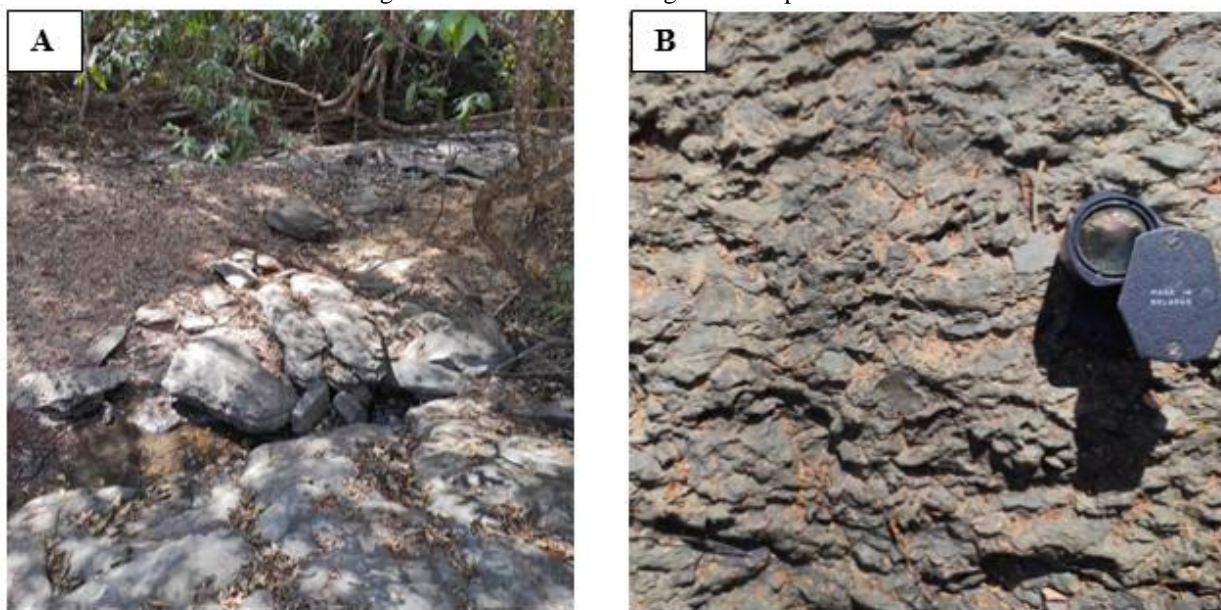
Associação de Fácies F9 - esta associação de fácies é formada pelas fácies Sl (siltito laminado), A (argilito) e Fol (folhelho). A associação de fácies F9 é a mais distal do sistema de fluxo de turbidez, desenvolvida durante estágios finais, depletivos e desacelerantes da corrente de turbidez em pulsos gravitacionais e deposicionais. O principal processo que permite o desenvolvimento desta fácies é promovido pela deposição e tração da areia fina, que adquire estruturas do tipo laminação oblíqua a laminação plano-paralela (fácies Sl) e as lamas (fácies A e Fol) se depositam apenas por decantação devido à perda de energia (Moura, 2018).

4.2.1.1 Fácies Cp - Ortoconglomerado Polimítico

A fácies Cp - conglomerado polimítico ocorre no Membro Ribeirão da Porteira nas

subáreas da porção norte da poligonal do projeto, sendo que a amostra descrita foi encontrada na Subárea IX. A amostra desta litofácies apresenta coloração cinza escuro e tem estrutura maciça com leve orientação segundo uma direção preferencial. O arcabouço da rocha é clasto-suportado composta por fragmentos líticos alongados de tamanho de grânulo a seixos. Os clastos são mal selecionados, subarredondados e com baixa esfericidade (Figura 4.3).

Figura 4-3 (A) A fácies Cp - conglomerado polimítico é observada na subárea IX em um afloramento em lajedo com uma vegetação densa de tipo fisionômico Cerrado Sentido Estrito com árvores retorcidas e cipós. (B) Fragmentos líticos do ortoconglomerado polimítico.



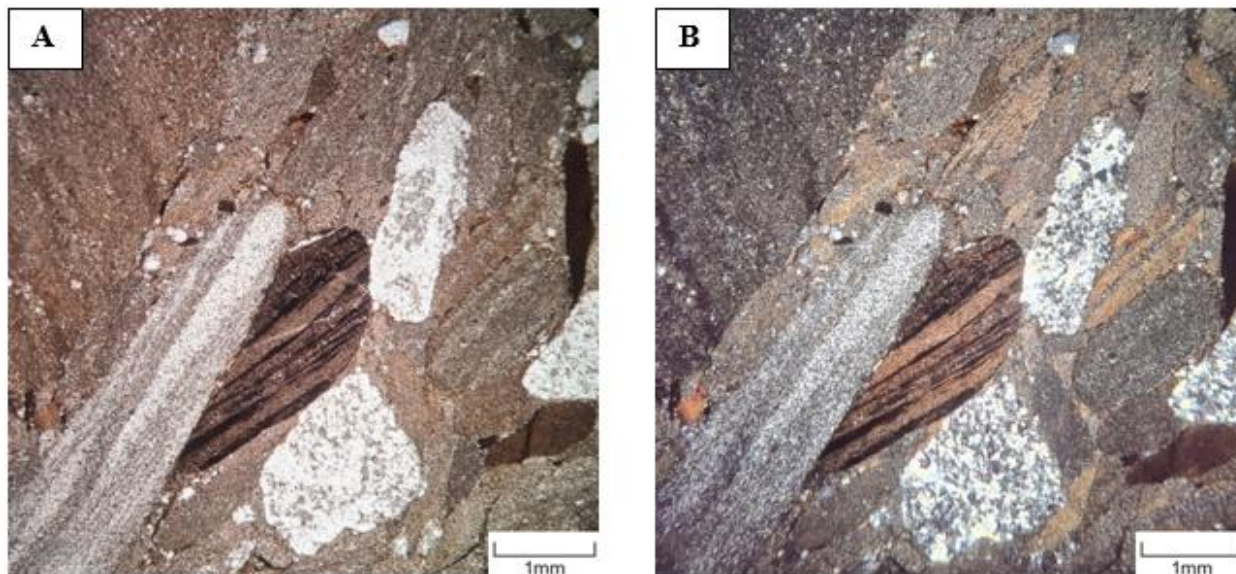
Fonte: Subárea IX, Projeto Unaf.

Na lâmina (20-IX-99), assim como na amostra macroscópica, a rocha é descrita como mal selecionada apresentando clastos de fragmentos líticos, quartzo e mica pleocroica. Os fragmentos líticos são arredondados e alongados de tamanhos entre 1 mm e 9 mm, compondo mais de 80%. Os fragmentos líticos são compostos por fragmentos de siltitos, arenito fino e folhelhos. Os fragmentos minerais de quartzo são arredondados e de baixa esfericidade com tamanhos chegando a 1 mm. Também é possível observar fragmentos minerais de mica branca pleocroica < 0,5 mm. A rocha é clasto-suportada com os clastos alongados orientados segundo uma direção preferencial e com contatos predominantemente planares e alguns contatos suturados, indicando compactação e apresentando restrita presença de matriz (<5%) entre os clastos. Rocha submatura texturalmente (clastos arredondados) e muito imatura devido às características composicionais (fragmentos líticos e fragmentos minerais) (Figura 4.4). A rocha foi classificada como ortoconglomerado polimítico.

Rocha mineralogicamente imatura com predominância de fragmentos líticos e fragmentos minerais. A heterogeneidade no tamanho dos grãos e a presença de matriz sugerem diferentes períodos de transporte até a deposição. A rocha é interpretada como tendo sido gerada por um

fluxo turbidítico que sofreu transformação de fluxo turbulento para laminar com a “lavagem” da matriz e com congelamento de carga de fundo da parte proximal.

Figura 4-4 (A) Lâmina a nicóis paralelos, mostra fragmentos líticos de siltito e folhelho arredondados e fragmentos líticos de arenito fino subarredondados. Os clastos são alongados e mal selecionados. (B) Nicóis cruzados destacando os fragmentos líticos de arenito fino.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

4.2.1.2 *Fácies Qgm - Quartzarenito Grosso a Médio*

Esta fácies é formada por arenitos médios a finos. A rocha possui coloração ocre amarelada, o arcabouço é clasto-suportado constituindo-se de grãos de quartzo seguidos de feldspato, fragmentos líticos e uma matriz pelítica, caracterizando-a como uma rocha imatura mineralogicamente. É uma rocha estratificada, mal selecionada, com clastos subarredondados caracterizando -a como uma rocha de maturidade textural média. Apresenta geometria tabular e laminação plano-paralela e localmente laminação cruzada. É uma rocha formada no início de um fluxo turbulento de baixa densidade que sofre transformação de fluxo de turbulento para laminar.

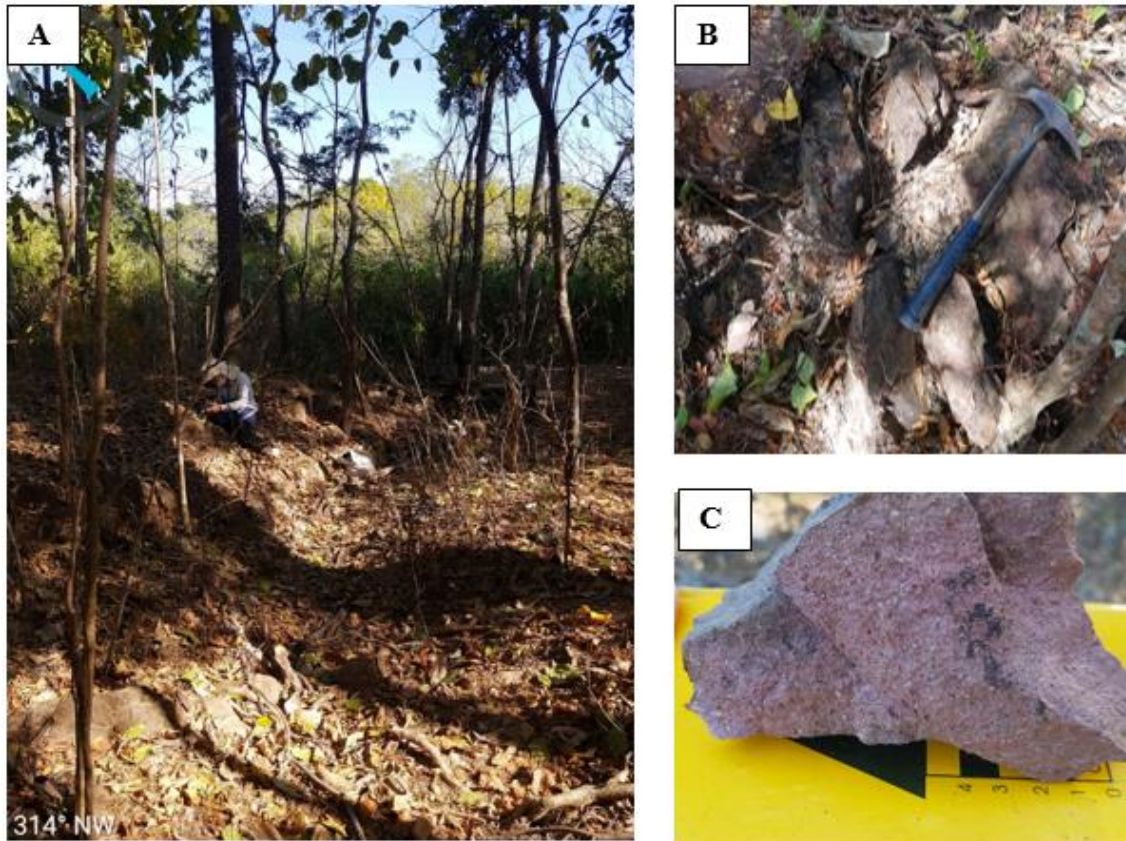
4.2.1.3 *Fácies GrLg - Grauvaca Lítica Grossa*

A fácies GrLg - Grauvacas Líticas grossas maciças ocorre na Subárea XIII como rocha com cor de alteração rosa, de estrutura maciça, mal selecionada, com fragmentos líticos de granulometria areia grossa, subangulosos e de baixa esfericidade (Figura 4.5).

Foi confeccionada a seção delgada de uma amostra de grauvaca lítica grossa maciça encontrada na subárea XI. A lâmina (20-XI-110) é composta por (em ordem de predominância): grãos de quartzo subangulosos e menos frequentemente subarredondados que apresentam esfericidade moderada e tamanhos que variam de 0,2 mm - 1,4 mm; fragmentos líticos com granulometria areia grossa, de rocha sedimentar detrítica com matriz argilosa, fragmentos menores

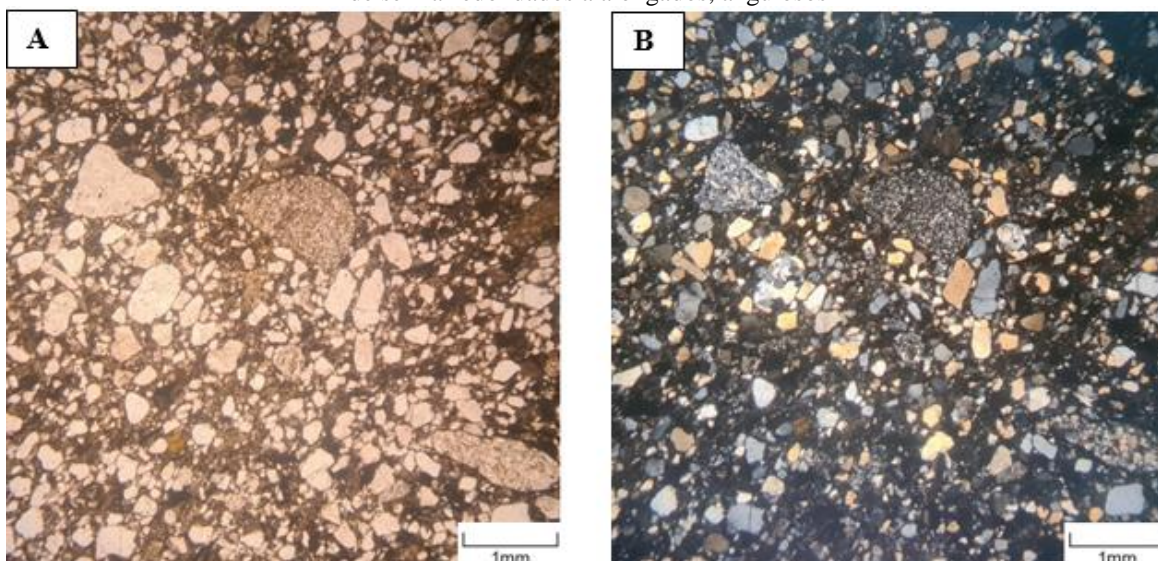
de quartzo e feldspato ou ambos; grãos de feldspato subangulosos, de esfericidade baixa, bastante alterados e que variam entre 0,2 mm - 1,2mm; muscovita com clastos lamelares com tamanhos menores que 0,4mm; e matriz lamosa nos interstícios dos clastos. O arcabouço é matriz-suportado e os componentes ocorrem em contatos flutuantes e apenas localmente, planares e côncavo-convexos (Figura 4.6). A rocha é imatura texturalmente e composicionalmente. A rocha foi classificada como grauvasca lítica.

Figura 4-5 (A) O afloramento possui de 15-20 m de extensão de blocos in situ de grauvasca lítica em meio a uma vegetação densa de tipo fisionômico Cerrado Senso Estrito. (C) Amostra de mão de grauvasca lítica grossa alterada.



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unai.

Figura 4-6 (A) Lâmina a nicóis paralelos onde se observa a presença de fragmentos líticos subangulosos, alguns subarredondados outros alongados. Observa-se também a presença de grão de quartzo com variadas características de semiarredondados a alongados, angulosos



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unaí.

Rocha mineralogicamente imatura com presença de quartzo, matriz argilosa, fragmentos líticos, feldspato e muscovita, e mal selecionada. Essa heterogeneidade no tamanho dos grãos pode indicar que foram transportados em fluxo denso e os contatos indicam o aspecto matriz-suportado do arcabouço. A rocha é interpretada como tendo sido formada pelo congelamento do fluxo de carga de fundo e sedimento em suspensão, comum em um sistema turbidítico.

4.2.1.4 Fácies GrLf - Grauvaca Lítica Fina a Média

A fácies GrLg - grauvaca lítica fina a média maciça não foi observada na Subárea XIII. A amostra descrita foi encontrada na Subárea IV. Esta litofácies apresenta coloração cinza, maciça e de granulometria fina em que não é possível identificar os minerais em escala macroscópica (Figura 4-7).

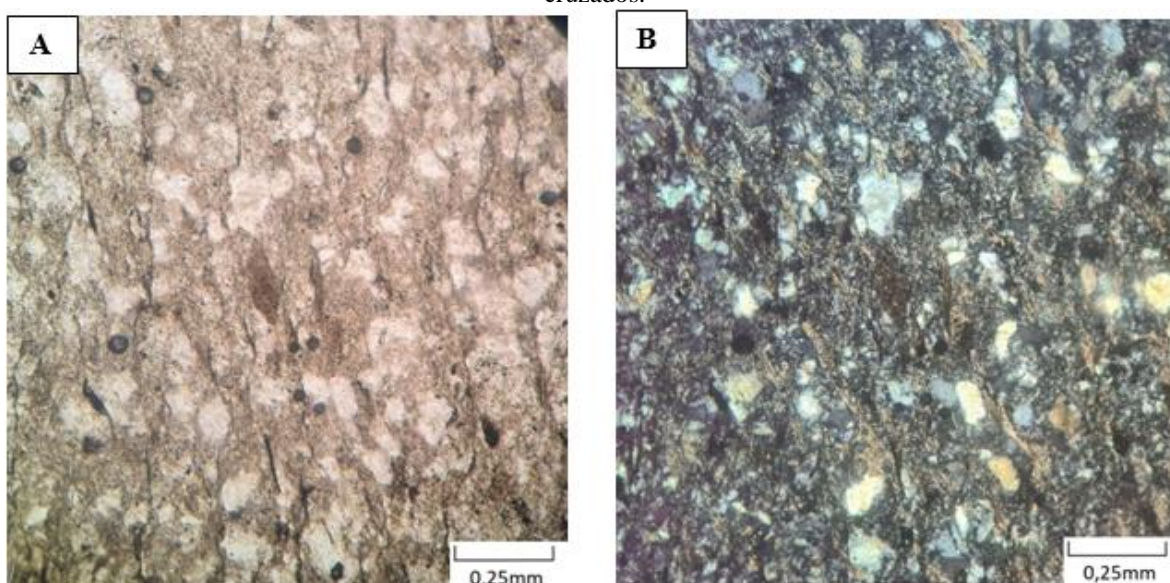
Figura 4-7 (A) Amostra de mão coletada na Subárea IV de grauvaca lítica fina.



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unaí.

A lâmina (20-IV-94b) é composta por grãos de quartzo subangulosos, com esfericidade moderada e tamanhos de até 0,5 mm; feldspatos alterados subarredondados e esfericidade moderada com tamanhos de até 0,4 mm; fragmentos líticos de rochas pelíticas, muito alteradas com tamanho de até 0,3 mm, subarredondados e de esfericidade moderada. A rocha apresenta orientação marcada por lamelas de muscovita e de minerais opacos indicando a foliação incipiente derivada de deformação tectônica. Os componentes do arcabouço no geral não se tocam (matriz-suportado) e estão imersos em uma matriz argilosa, em locais em que os grãos fazem contatos, esses são pontuais (Figura 4-8). Rocha imatura composicionalmente e texturalmente. A rocha foi classificada como grauvaça lítica fina.

Figura 4-8 (A) Minerais opacos orientados segundo a orientação mineral marcada pela muscovita. (B) Nícoles cruzados.



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unai.

Rocha texturalmente imatura, pois os grãos apresentam-se de angulosos a subangulosos, e seu arcabouço é matriz-suportado. Rocha mineralogicamente imatura com predominância de matriz argilosa e presença de quartzo, feldspato, muscovita e fragmentos líticos. O arcabouço matriz-suportado pode ser gerado por fluxo denso e a orientação marcada pela muscovita e por mineral opaco e apresenta contatos predominantemente pontuais e planares, o que indica baixo grau de compactação física. A rocha pode ter sido formada pelo congelamento do fluxo de carga de fundo e sedimento em suspensão, comum em um sistema turbidítico.

4.2.1.5 Fácies Gr - Grauvaça Quartzosa

A fácies Gr - grauvaça quartzosa maciça não foi mapeada na Subárea XIII, portanto será apresentada a descrição da amostra de grauvaça maciça que ocorre na Subárea XI. A amostra dessa litofácies apresenta coloração cinza escuro com granulometria areia fina. Apresenta variação de cor entre os estratos com intercalação de cor cinza escuro e cinza claro que marcam o acamamento,

o contato é bastante irregular entre os níveis de coloração diferente (Figura 4-9).

A lâmina (20-XI-116) é composta, em ordem de predominância, por grãos de quartzo monocristalino e policristalino de granulometria areia fina a média, subangulosos e de esfericidade moderada. A maioria apresenta extinção ondulante fraca. Os grãos de quartzo policristalinos apresentam a formação de novos grãos nas suas bordas e apresentam subgrãos nos grãos maiores. A lâmina é composta também por plagioclásio com a geminação lei da albita, mica branca bastante alterada, clorita com tamanho de grão areia fina, opacos entre os grãos siliciclásticos e matriz argilosa.

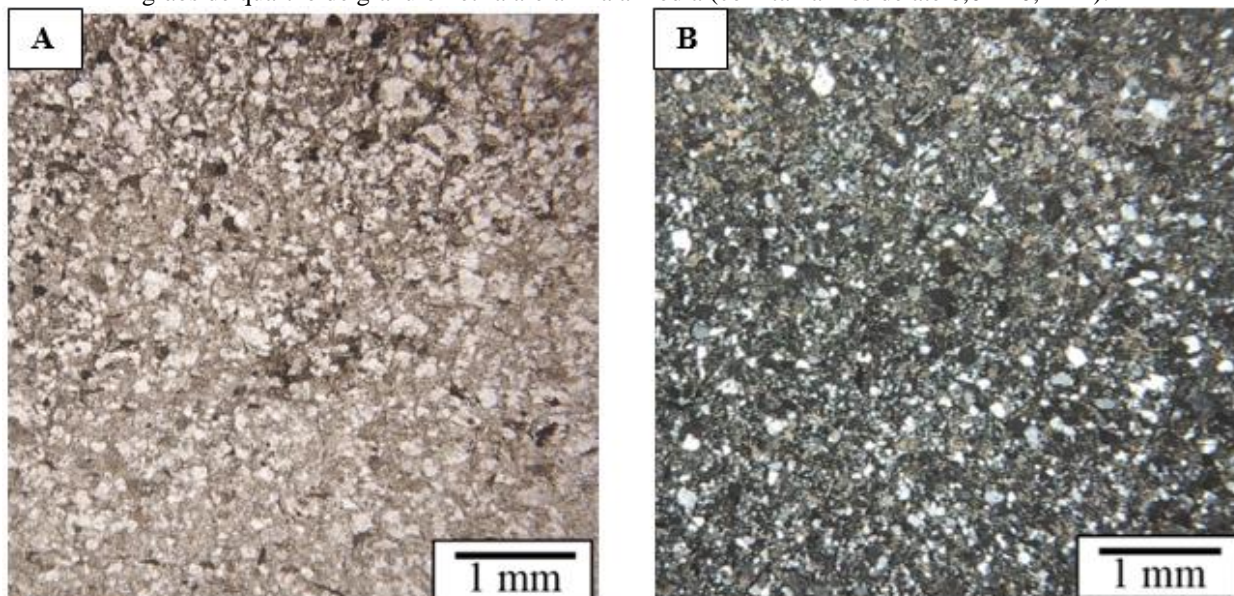
Figura 4-9 Amostra de mão da grauvaca quartzosa coletada na Subárea XI sendo possível observar estratos mais escuros e mais claros marcando o acamamento.



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unai.

O arcabouço é matriz-suportado, e a rocha é mal selecionada, com grãos subangulosos e de esfericidade moderada. Os contatos variam de pontuais a planares, dependendo da quantidade de matriz no domínio. A variação de coloração observada na amostra de mão é definida por meio da quantidade de opacos presentes, os níveis de tonalidade cinza escuro apresentam maior quantidade de opacos que os níveis mais claros (Figura 4-10). Rocha imatura texturalmente e composicionalmente. A rocha foi classificada como grauvaca quartzosa.

Figura 4-10 Fotomicrografia da grauvaca quartzosa demonstrando a predominância de aproximadamente 60% de grãos de quartzo de granulometria areia fina a média (com tamanhos de até 0,02 - 0,4mm).



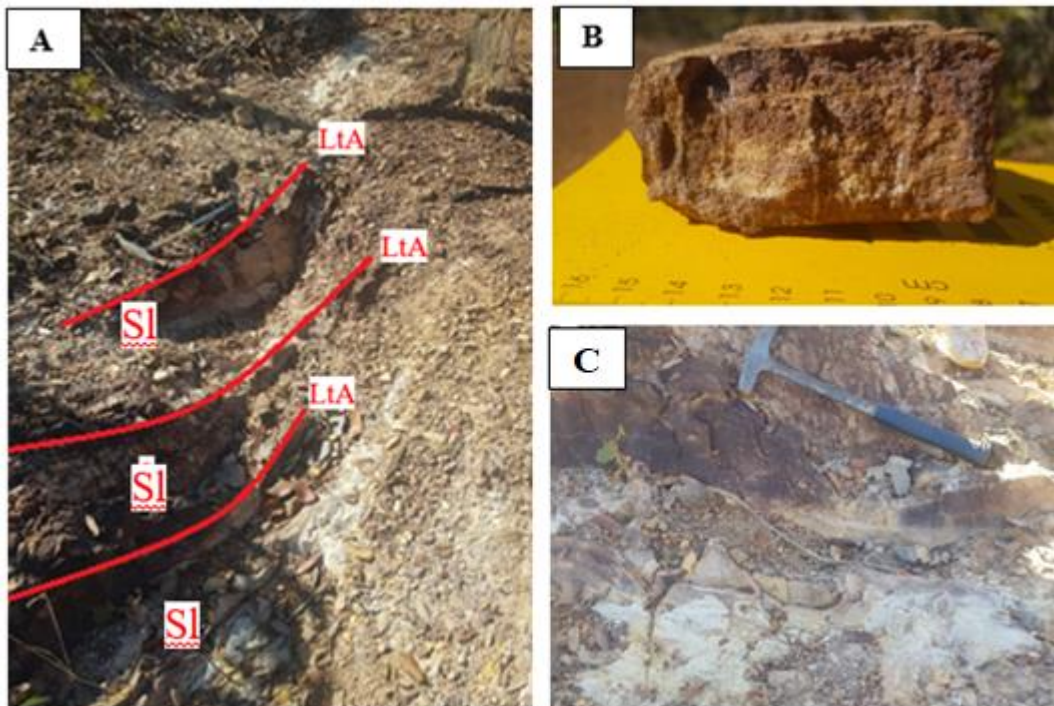
Fonte: Subárea XIII. Projeto Unaí.

Os grãos de quartzo com extinção ondulante fraca podem indicar fonte sedimentar ou ígnea. Os grãos com forte extinção ondulante, subgrãos e grãos recristalizados remetem a uma origem metamórfica. Os grãos subangulosos demonstram o pouco retrabalhamento e a existência de outros minerais além do quartzo, evidencia rápido transporte entre a área fonte e a área de deposição. Os contatos planares nas porções com menos matriz indicam moderado grau de compactação mecânica.

4.2.1.6 Fácies LtA - Litoarenito Maciço

A fácies LtA - litoarenito maciço ocorre na Subárea XIII como camadas de espessuras centimétricas (até 7 cm) intercaladas com siltito com laminação plano paralela da fácies Sl. A amostra dessa litofácies apresenta coloração amarelada quando alterada e cinza quando fresca, tem estrutura maciça e apresenta veios de quartzo milimétricos que cortam a amostra. A rocha é composta por fragmentos líticos, quartzo, feldspato e matriz (Figura 4-11).

Figura 4-11 (A) Fácies LtA - litoarenito maciço é observada na subárea XIII em afloramento em ravina. (B) Amostra de mão do litoarenito da Subárea XIII. (C) Litoarenito intercalado com siltito laminado.

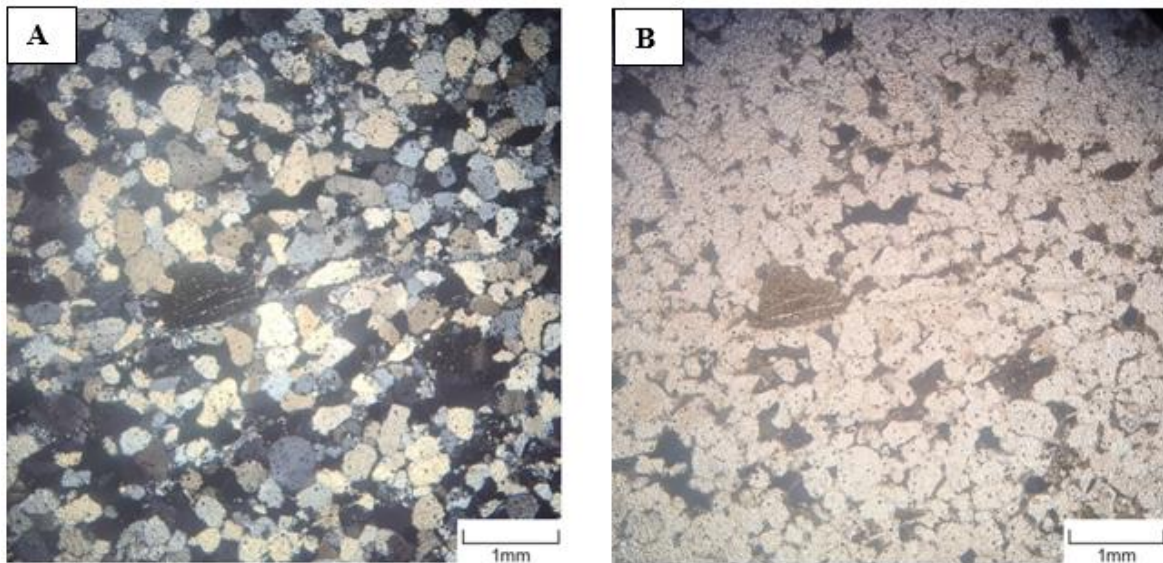


Fonte: Subárea XIII. Projeto Unai.

Na lâmina (20-IV-95) de amostra coletada na Subárea IV, foram observados (em ordem de predominância) grãos de quartzo subarredondados e de esfericidade moderada com tamanhos entre 0,5 mm e 1,5 mm, com extinção ondulante, subgrãos e grãos recristalizados; fragmentos líticos com granulometria fina, angulosos a subangulosos e de tamanho entre 0,4 mm e 2,2 mm compostos principalmente por material argiloso, que variam de 0,1 mm a 1 mm; feldspatos com grãos subarredondados de esfericidade baixa e de tamanhos variando entre 0,6 a 0,3 mm; muscovita com tamanhos entre 0,015 mm e 0,15 mm; minerais opacos amorfos entre os grãos silicosos com tamanhos entre 0,8 mm e 1,5 mm; e matriz composta por material argiloso. Composição modal: Quartzo (67%) Feldspato (6%), Fragmento de Rocha (17%) e Matriz (10%).

A lâmina apresenta duas porções, uma com maior conteúdo de opacos e a outra com maior conteúdo de matriz fina. O arcabouço é predominantemente clasto-suportado, mas em algumas porções o conteúdo de matriz é maior. Os contatos entre os grãos são predominantemente planares e alguns poucos pontuais (Figura 4.12). Rocha submatura texturalmente e imatura mineralogicamente. A rocha foi classificada como litoarenito feldspático.

Figura 4-12 (A) Grãos de quartzo subarredondados e de esfericidade baixa. (B) A nicóis paralelos é possível observar maior concentração de opacos nessa porção e um fragmento lítico anguloso composto por material argiloso.



Fonte: Subárea XIII. Projeto Unaí.

4.2.1.7 Fácies S - Siltito Maciço

As rochas da fácies S - Siltito maciço apresentam coloração ocre a rosadas (Figura 4.13). A sedimentação dessa fácies ocorre nas porções finais do fluxo turbidítico, quando a energia é menor e a deposição ocorre por decantação de partículas mais finas. A característica de não apresentar laminações deve-se a uma maior taxa de sedimentação.

Figura 4-13 Siltito maciço com camada centimétrica e coloração rosada.



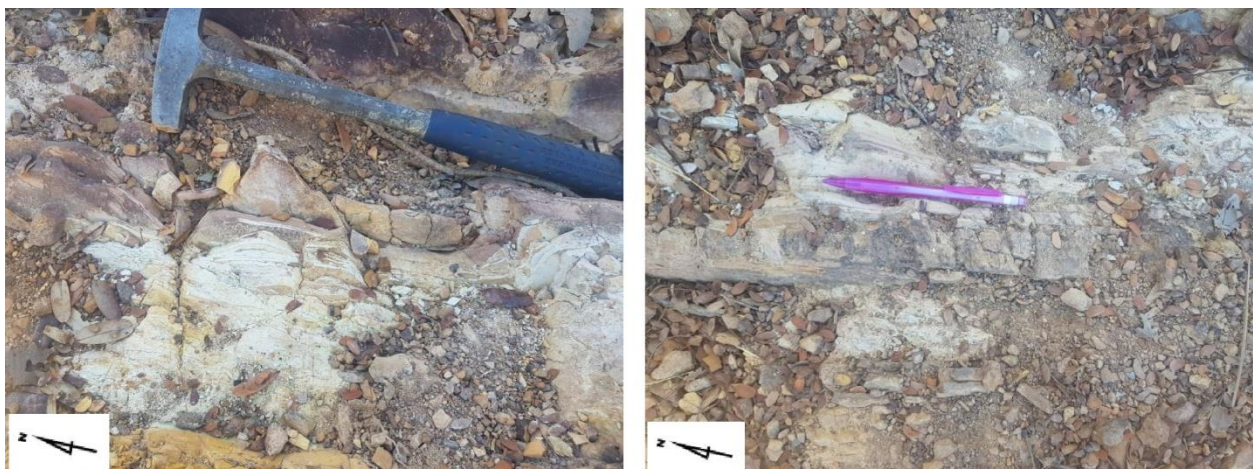
Fonte: Projeto Unaí.

4.2.1.8 Fácies Sl - Siltito Laminado

A fácies Sl - siltito laminado apresenta laminações milimétricas a centimétricas, coloração branca quando alterada, e pode ocorrer intercalada com finas lâminas de areia fina (Figura 4-14). Assim como o siltito anterior a facies siltito laminado se forma nas porções finais do fluxo turbidítico, porém apresenta laminações indicando alternância dos eventos de sedimentação, com ocorrência de fluxo laminar de baixa energia e deposição de plumas de lamas por processos de

decantação de finos.

Figura 4-14 Fácies Sl - siltito laminado encontrado na subárea XIII, com coloração esbranquiçada mostrando o aspecto de sua alteração.



Fonte: Projeto Unai 2020.

4.2.1.9 Fácies Fol – Folhelho

A litofácies - FoL é encontrada no membro Ribeirão do Franco, nas subáreas mais ao norte da poligonal do Projeto Unai, e é representada por camadas tabulares de sedimentos pelíticos com laminações milimétricas, mostrando coloração arroxeadada e ocorrem entre camadas de siltito laminado (Figura 4-15).

A sua deposição ocorre de forma lenta, sem perturbação da lama que está decantando, por isso infere-se um ambiente de baixa energia, com desaceleração da corrente turbulenta, isso ocorre geralmente nas regiões mais distantes do sistema turbidítico. Também podem ocorrer em depósitos externos ao canal, não se submetendo a descargas de sedimento vindo do sopé do talude continental.

Figura 4-15 Fácies FoL- camada de folhelho de espessura centimétrica e coloração arroxeada ocorrendo entre camadas de siltito laminado.



Fonte: Projeto Unai.

4.2.1.10 Fácies A - Argilito Macico

A fácies A argilito maciço aflora no Membro Ribeirão do Franco na Subárea XII em um local exposto em função da presença de processo erosivo linear com mais de 2 metros de profundidade em área com declividade local acentuada. Esta fácies é composta de rocha de cor de alteração ocre-rosada, granulação fina, fração argila e apresenta estrutura maciça (Figura 4-16).

Figura 4-16 Fácies A – argilito maciço aflorando em ravina erosiva na Subárea XII.



Fonte: Projeto Unai 2020.

As lamias são sedimentos que são transportados a longas distâncias por correntes de turbidez de baixa densidade e se depositam por decantação devido à perda de energia sendo a

fácies mais distal do sistema turbidítico.

4.2.2 Rochas Vulcânicas da Formação Quilombo

As rochas vulcânicas da Formação Quilombo ocorrem como camadas submétricas a decimétricas intercaladas aos sedimentos clásticos turbidíticos. Moura (2018) descreve rochas vulcânicas encontradas no Membro Ribeirão do Franco como intermediárias a ácidas classificadas como dacito no diagrama TAS (*total alkalis versus silica*), proposto por Le Bas (1983). No Projeto Unaí também foram descritas rochas vulcânicas encontradas no Membro Ribeirão da Porteira com características semelhantes às encontradas no Membro Ribeirão do Franco (Figura 4-17).

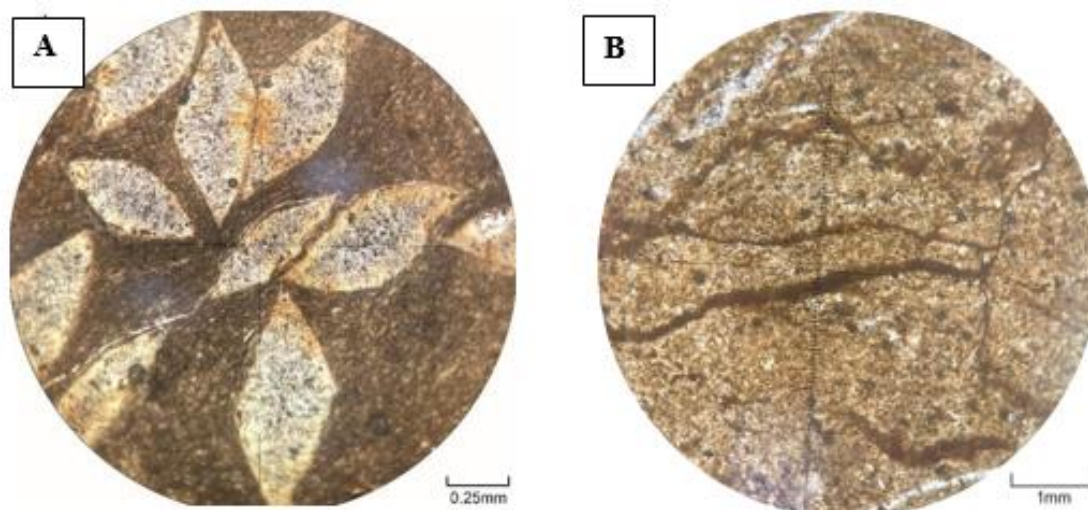
Figura 4-17 Rocha vulcânica afanítica com cor de alteração vermelha encontrada na subárea IV.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

As amostras de rocha vulcânica coletadas em campo apresentam dureza e coesão maiores que as sedimentares adjacentes, apresentam coloração cinza escuro quando alterada e cinza esverdeado quando fresca e capa de alteração avermelhada, em geral apresentam textura afanítica, mas em algumas amostras apresentam micro amígdalas ovaladas. Na lâmina 20-II-108b é observada uma textura criptocristalina composta por microfenocristais (textura microporfirítica) de difícil identificação e matriz vítrea. Existem amígdalas ovaladas preenchidas por material não identificável em análise microscópica (Figura 4.18A). A lâmina da amostra 20-IV-16 apresenta também textura criptocristalina com microfenocristais (textura microporfirítica) de quartzo hipidiomórfico, filossilicatos lamelares e de feldspatos tabulares (sanidina) com textura vitrofírica, porém sem a presença de amígdalas (Figura 4-18B).

Figura 4-18 (A) Amígdalas da lâmina 20-II-108a. (B) Textura criptocristalina e microfraturas na lâmina 20-IV-16.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

As texturas criptocristalinas e microporfiríticas são texturas típicas de rochas vulcânicas formadas em ambiente subaquosos. A textura microporfirítica é caracterizada por apresentar cristais muito pequenos, onde sua composição é dificilmente reconhecida até mesmo com ajuda de microscópio de luz transmitida, pois esses microfenocristais ocorrem em meio a uma matriz afanítica (criptocristalina). Moura (2018) interpreta as rochas vulcânicas ácidas/intermediárias da Formação Quilombo como ignimbritos, que são rochas ou depósitos formados em ambiente subaquoso, a partir de uma ou mais unidades de fluxo piroclástico de púmice.

4.2.2.1 Sistema Depositional da Formação Quilombo

A subdivisão do registro estratigráfico em fácies, suas relações e os processos envolvidos na sua formação permitem inferir que a deposição da Formação Quilombo é representada por típica sedimentação em ambientes turbidíticos de águas profundas.

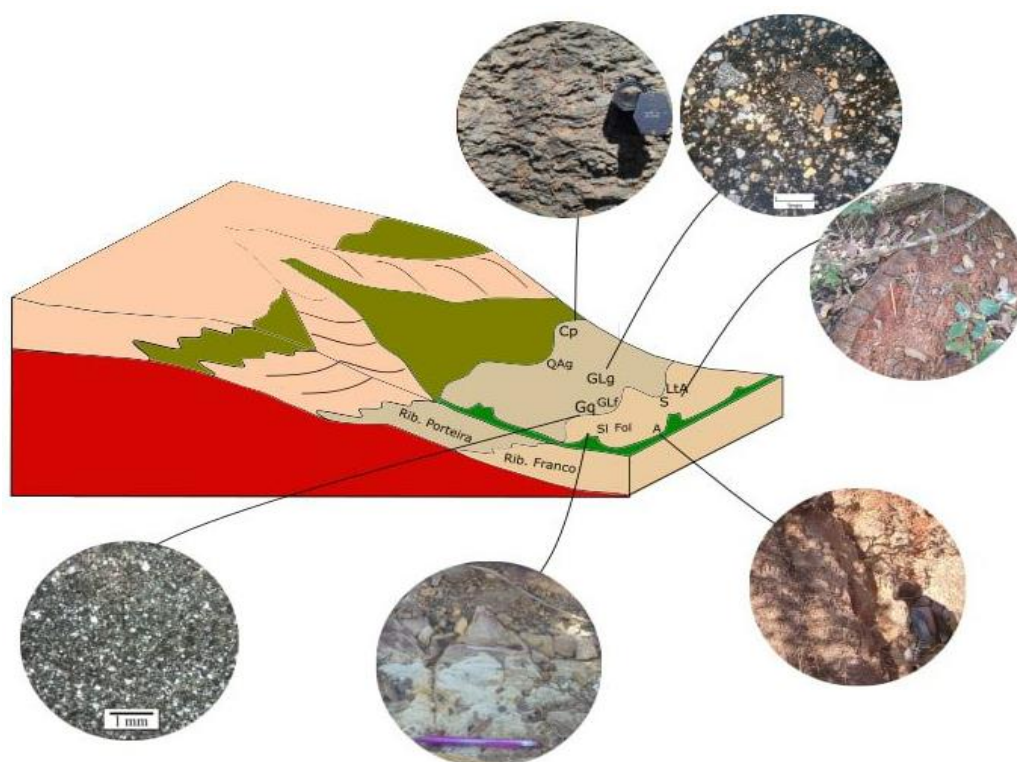
A associação de fácies F3 indica processos de alta energia, relacionados às porções iniciais do Fluxo turbidítico, visto que a carga inicial é bastante densa, pois tem como componente fluxo de fundo concentrado com grãos de granulometria maior que variam de areia média a cascalho e que viajam junto ao fluxo. Esta fácies é a primeira a se depositar conforme encontra discontinuidades ou sofre desacelerações. Em um fluxo turbidítico as partículas menores que variam de areia fina a argila ficam na porção superior mantendo-se em fluxo turbulento e à medida que a corrente se movimenta começa a formar depósitos maciços ou gradados, gerando as porções intermediárias do fluxo turbidítico associadas às fácies F7 e F9. E quando esse fluxo perde energia, torna-se menos denso e deposita-se a lama, nas porções mais distais, caracterizado pelas fácies F9.

Segundo Moura (2018) a Formação Quilombo é dividida em i) Formação Ribeirão da

Porteira que é representada por ritmitos com maior contribuição psamítica contendo intercalações de litoarenitos, grauvacas líticas e raras camadas de conglomerados e são interpretadas como depósitos mais proximais; e ii) Formação Ribeirão do Franco caracterizada por rochas pelíticas, como ritmitos com camadas delgadas de arenitos finos e siltitos/folhelhos, e são interpretadas como depósitos formados em regiões mais distais do sistema turbidítico.

Junto a esse processo de sedimentação proveniente de fluxos turbidíticos ocorreram eventos pontuais de vulcanismo subaquoso gerador de rochas ácidas/intermediárias concordantes com o acamamento das rochas sedimentares (Figura 4-19).

Figura 4-19 Modelo deposicional da Formação Quilombo. Sistema turbidítico com ritmitos com maior contribuição psamítica nos domínios mais proximais; e ritmitos com contribuição mais pelíticas nas regiões mais distais. Camadas depositadas sendo cortadas por vulcanismo subaquoso em domínios pontuais.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

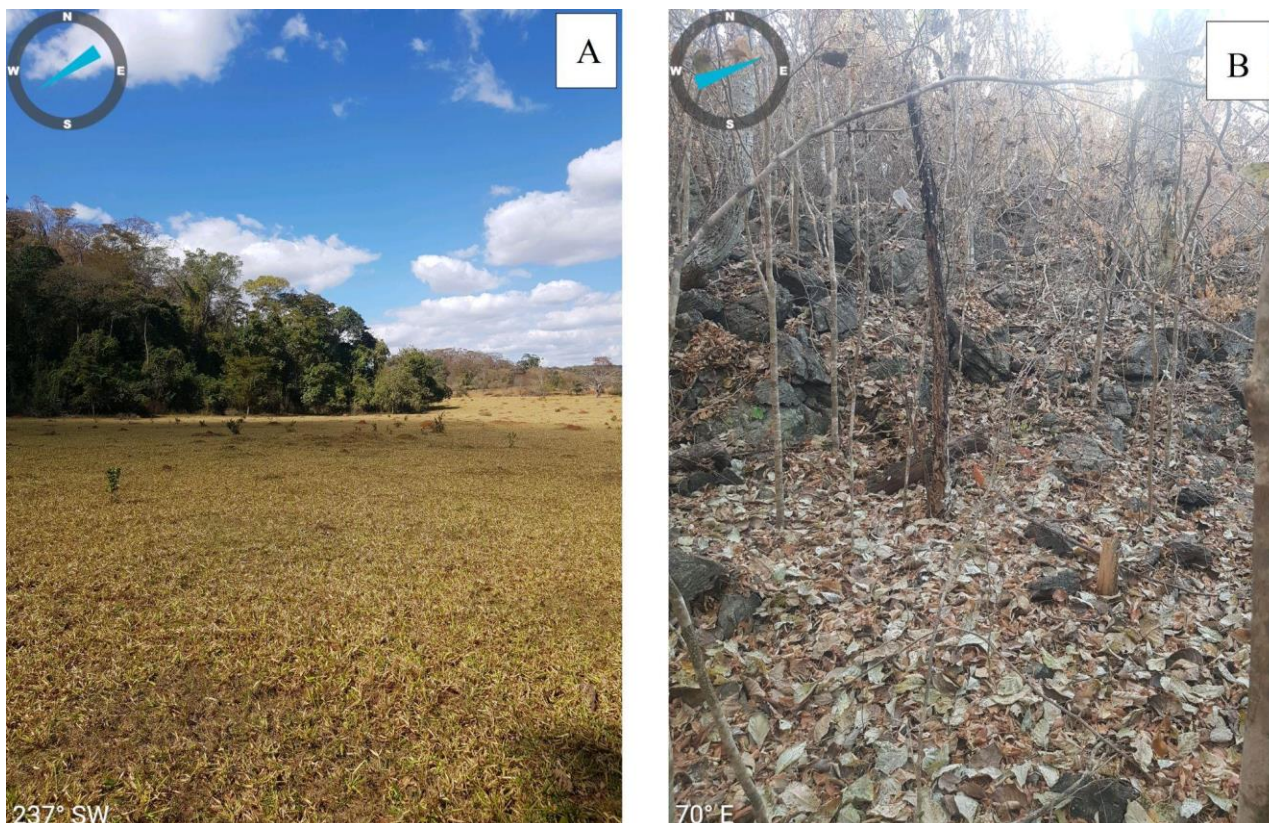
4.3 Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá apresenta exposição contínua a partir da Subárea III do Projeto Unaí, mais especificamente nas porções centro-oeste das áreas tendo uma maior proporção conforme se caminha para o sul. É delimitado por dois contatos tectônicos reversos: o primeiro, a oeste, o separa do Grupo Canastra e o segundo, a leste, o separa da Formação Quilombo. Na região estudada é representado pela Formação Córrego do Barreiro. Esta unidade caracteriza-se por depósitos pelíticos, psamíticos e à medida que se caminha para o sul iniciam as exposições de rochas carbonáticas.

Esta região é caracterizada por um padrão de relevo suave a ondulado, em alguns domínios

o relevo é plano, geralmente nessas regiões desenvolvem-se atividades pecuárias e agrícolas. Ao sul da área do projeto o relevo é representado por morrotes abaulados de dolomito e de blocos de arenito basculados, nestas regiões os solos predominantes são neossolos com uma vegetação verde acinzentada (mata seca) enquanto que nos domínios de relevo suave ondulado é caracterizado por latossolos e onde predominam vegetação natural mais densa e fechada (Figura 4-20).

Figura 4-20 Vegetação característica da Formação Córrego do Barreiro na região do Projeto Unaí. Em (A) temos a parte mais gramínea que geralmente correspondia às regiões com siltitos. As matas mais fechadas e densas correspondiam às regiões onde encontramos rochas carbonáticas e arenitos. (B) Vegetação seca, acinzentada, porém densa, característica das regiões onde ocorrem dolomitos.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

Pelas observações de campo e análise petrográfica foi possível dividir a Formação Córrego do Barreiro em 11 fácies que estão condensadas no Quadro 4-2.

Quadro 4-2 Tabela de fácies da Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá. As fácies em verde foram encontradas na Subárea XIII, ao passo que as fácies não preenchidas não foram encontradas.

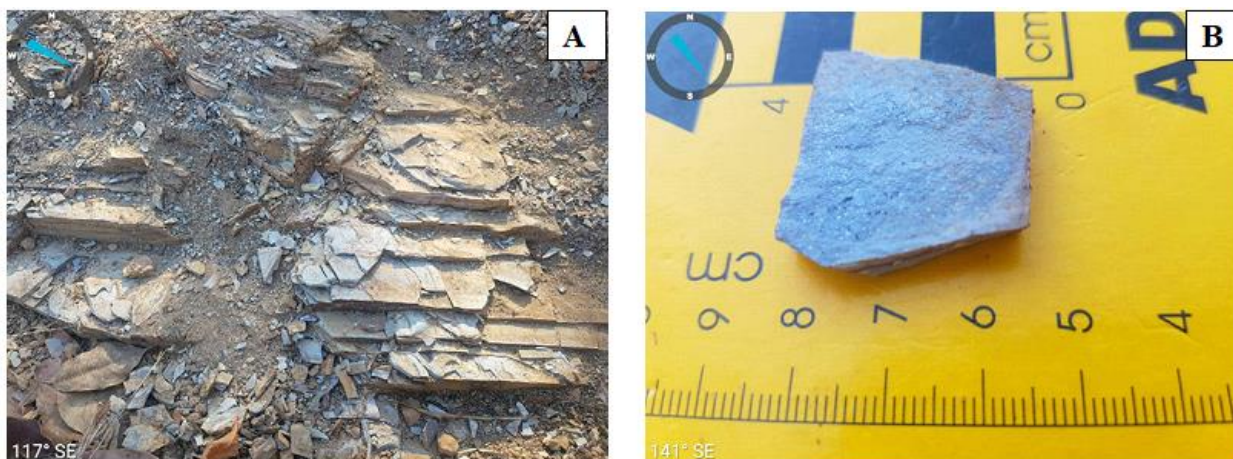
| Código | Fácies | Estrutura | Processos | Associação de Fácies |
|---------------|--|---|--|-----------------------------|
| Sl | Siltito com laminação plano paralela | Laminação plano-paralela | Sedimentação por decantação | Inframaré |
| Mm | Marga | Maciça | Sedimentação por decantação e Precipitação química | |
| DLm2 | Dololutito | Maciço | Precipitação química | |
| DLm1 | Dololutito com extraclastos | Maciço | Sedimentação por decantação e canais submarinos | |
| DLe1 | Dololutito estromatolítico planar | Estromatólitos planar a sinuoso | Atividade microbiana | |
| DLe2 | Dololutito estromatolítico colunares e dômicos | Estromatólitos colunares e dômicos | Atividade microbiana perturbadas por ondas de tempestade | Intermaré e Supramaré |
| DAm | Doloarenito | Maciço | Retrabalhamento por ondas e redeposição em baixa energia | |
| Bm2 | Brecha intraclástica centimétrica | Maciça | Retrabalhamento da plataforma carbonática por ondas. | |
| Bm1 | Brecha intraclástica grossa | Maciça | Retrabalhamento da plataforma carbonática por ações de ondas de tempestade | |
| Agec | Arenito grosso a conglomerático com estrutura de corte e preenchimento | Estratificação <i>cut and fill</i> | Canais de areia submarinos depositados em regime de fluxo inferior | Canais de fundo |
| Af | Arenito fino a médio com estratificação | Estratificação cruzada a plano-paralela | Depósito de areia no regime de fluxo inferior | |

Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

4.3.1.1 Fácies S1 - Siltito com Laminação Plano-Paralela

A fácies S1 - siltito com laminação plano-paralela aflora em todas as áreas do Projeto Unaí, é encontrada como uma rocha de granulometria areia fina a silte disposta em estratos rítmicos centimétricos de coloração bege e estratos milimétricos com coloração marrom evidenciando mudança composicional e mica detrítica marcando os planos de laminação (Figura 4-21).

Figura 4-21 (A) Siltito com laminação plano-paralela. (B) Detalhe da presença de mica detrítica marcando o plano de laminação.

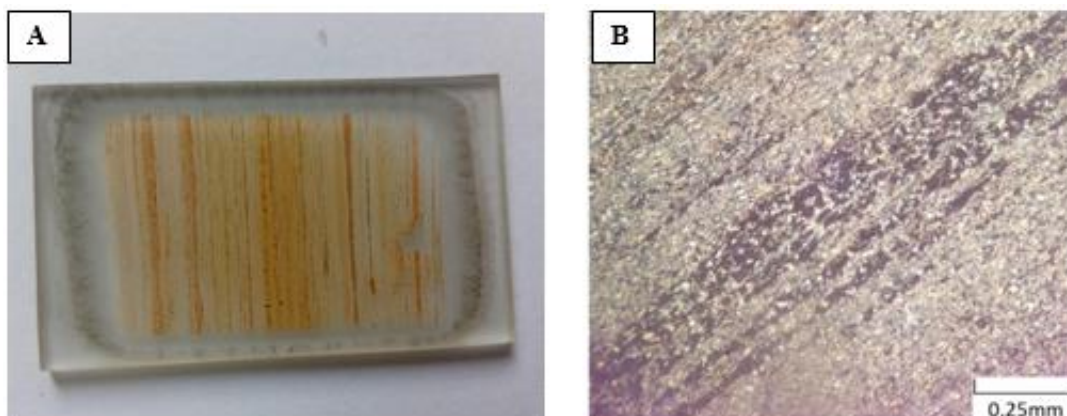


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

Foi confeccionada a seção delgada de uma amostra de siltito com laminação plano-paralela encontrada na subárea XIV. Na lâmina (20-XIV-29), assim como na amostra macroscópica, é possível observar as estratificações. Os estratos possuem 0,6 mm - 4 mm de espessura sendo que essa intercalação é constantemente marcada por estratos de minerais opacos e filossilicatos e estratos com a presença de quartzo de diferentes tamanhos (Figura 4.22), esse conjunto de minerais a caracteriza como uma rocha submatura mineralogicamente.

Os grãos de quartzo fazem contatos predominantemente planares e localmente pontuais e apresentam uma variação granulométrica entre os estratos, de forma que, ocorrem estratos com grãos de quartzo mais finos, em torno de 0,01mm e estratos com grãos de quartzo mais grossos em torno de 0,2mm. No geral os grãos são subédricos, subarredondados e de baixa esfericidade, caracterizando uma rocha submatura texturalmente. O filossilicato observado é a muscovita que ocorre como lamelas que variam de 0,01 mm a 0,3 mm e ocorrem na transição dos estratos marcando a estratificação planar da rocha.

Figura 4-22 (A) Lâmina da amostra 20-XIV-29 destacando a laminação. (B) Estratos com maior quantidade de minerais opacos.



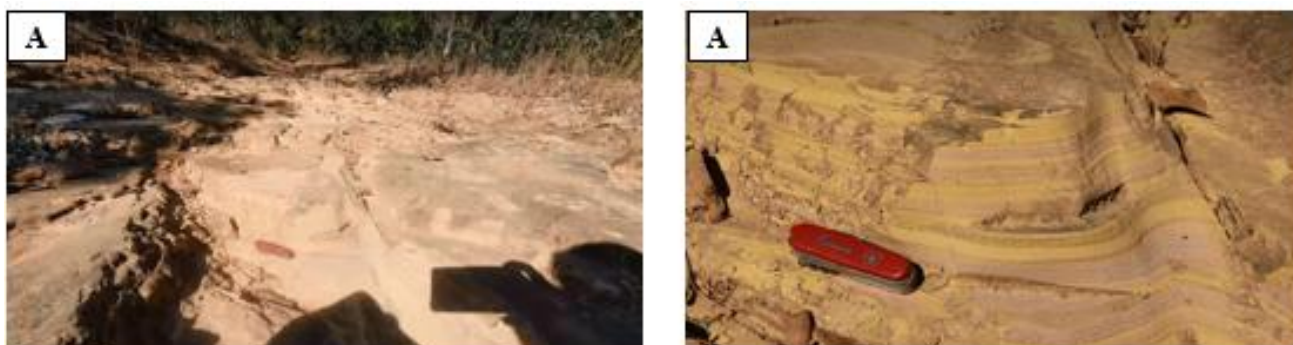
Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

A estratificação plano-paralela pode indicar fluxo unidirecional com sutil variação de energia na deposição dos estratos, que seria por decantação. Os contatos predominantemente planares podem indicar moderado grau de compactação física.

4.3.1.2 Fácies Mm – Marga

A fácies Mm – Marga maciça aflora na Subárea VIII em afloramentos lajedo com vegetação de tipo fisionômico Cerrado Sentido Estrito. A fácies compõe-se de rocha com lâminas mais margosas de coloração ocre intercalados com lâminas mais arenosas de coloração roxa apresentando uma alternância rítmica, os estratos têm espessura de aproximadamente 2 cm (Figura 4-23).

Figura 4-23 (A) Afloramento em lajedo da fácies Mm – Marga maciça observada na Subárea VIII. (B) Alternância rítmica de lâminas mais margosas (de cor ocre) e lâminas mais arenosas (de cor roxa).



Fonte: Subárea VIII, Projeto Unaí 2020.

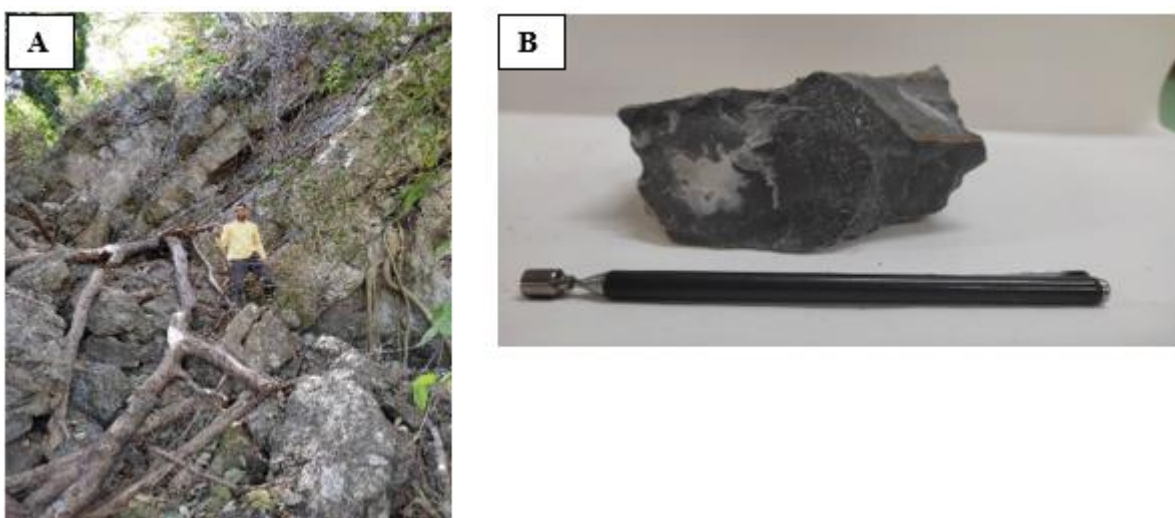
Fácies originada por processo simultâneo de precipitação química e suspensão de lamas terrígenas, a laminação rítmica pode indicar episódios de deslizamento no talude. Ocorrem geralmente em camadas lenticulares entre os substratos carbonáticos e está associado a deposição em águas muito calmas e de baixa energia.

4.3.1.3 Fácies DLM2 - Dololuto Maciço

A fácies DLM2 - dololuto maciço aflora na Subárea XII como rocha de cor cinza escuro, estrutura maciça, textura sacaroidal, de composição micrítica e reage com o ácido HCl apenas quando riscada, portanto dolomitizada. O afloramento apresenta blocos *in situ* de até 10 m com camadas mergulhando, estrutura maciça e vegetação densa de tipo fisionômico mata seca com árvores de grande porte além de cipós e espinhos (Figura 4-24).

A precipitação da calcita micricristalina (micrita) é o resultado de um processo de deposição de material carbonático em suspensão, em ambientes com ausência de correntes, provavelmente um ambiente de baixa energia e restrito.

Figura 4-24 (A) Afloramento de dololuto maciço da Subárea XII. (B) Amostra macroscópica do dololuto maciço, nessa amostra é possível observar a textura sacaroidal.

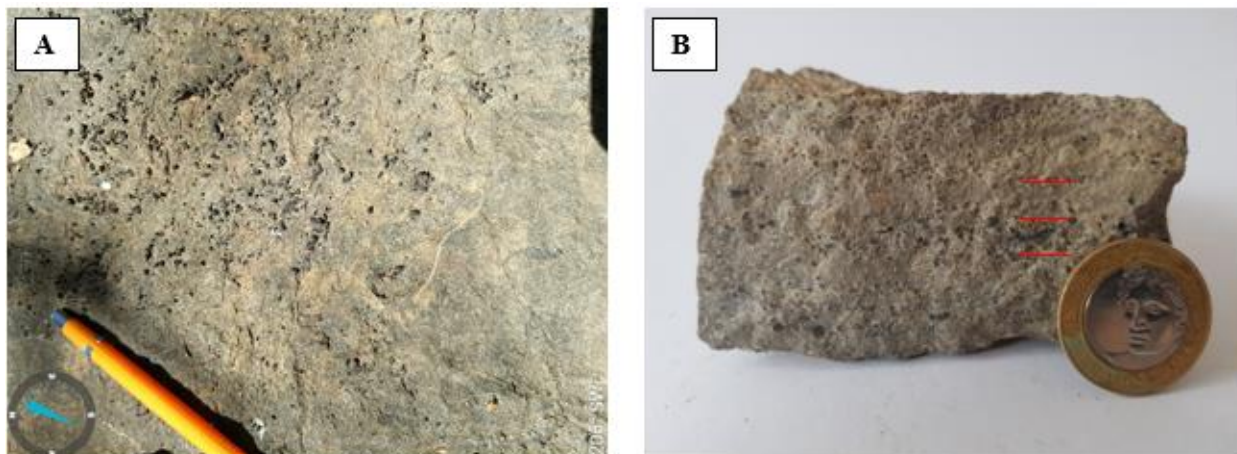


Fonte: Subárea XII, Projeto Unai 2020.

4.3.1.4 Fácies DLM1 - Dololuto com Extraclastos

A fácies DLM1 - dololuto com extraclastos maciço aflora na Subárea XIII como blocos de aproximadamente 2 m na parte central da área com uma vegetação densa de tipo fisionômico mata seca com árvores altas além de cipós e espinhos. Esta fácies compõe-se de dololutos, com variação granulométrica até dolorudito maciço com extraclastos. A amostra desta litofácies coletada na subárea XI apresenta uma coloração cinza claro, tem estrutura maciça com extraclastos milimétricos de quartzo de granulometria areia grossa com fratura conchoidal. Na amostra, foi possível observar estratos em que os extraclastos de granulometria areia grossa aparecem mais densamente e estratos em que há a predominância da porção micrítica com extraclastos de granulometria areia média a fina. Essa variação entre os estratos apresenta um padrão alternado (Figura 4-25).

Figura 4-25 (A) A fácies DLm1 é observada na Subárea XIII (Ponto 44). (B) Amostra de mão da Subárea XI com extraclastos milimétricos. A marcação vermelha indica a intercalação dos diferentes estratos.



Fonte: Projeto Unai 2020.

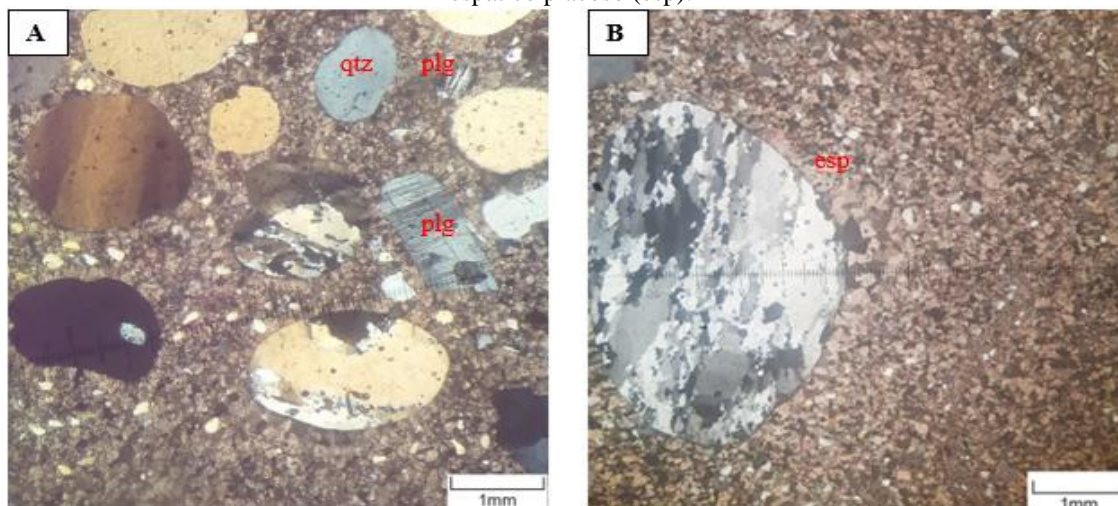
Foi confeccionada laminação de uma amostra de dololutito maciço com extraclastos encontrado na subárea XI. Na lâmina (20-XI-125), assim como na amostra macroscópica, é possível observar uma variação da granulometria dos extraclastos entre os estratos.

Nos estratos com densidade maior de extraclastos de granulometria areia média a grossa foram observados extraclastos de quartzo, que ocorrem na forma monocristalina e policristalina, com grãos arredondados, de esfericidade alta e de granulometria areia média a grossa (até 3,6 mm), além de grãos subangulosos de esfericidade baixa e granulometria areia fina. Os extraclastos de plagioclásio (representando apenas 1% dos extraclastos) com maclas polissintéticas, grãos arredondados, de esfericidade baixa e granulometria areia média (até 2 mm).

Nos estratos com menor densidade de extraclastos de granulometria areia grossa ocorrem extraclastos de quartzo com granulometria areia fina com grãos subangulosos a angulosos de esfericidade baixa.

O arcabouço da rocha é composto por micrita recristalizada entre os extraclastos. O contato entre os extraclastos é flutuante. Segundo a classificação de Folk, a lâmina descrita é classificada como dolomicalutito extraclástico (Figura 4-26).

Figura 4-26 (A) Extraclastos de quartzo (qtz) e plagioclásio (plg) flutuantes em massa recristalizada de micrita; (B) Na borda do extraclasto é possível observar porção com ampla recristalização da micrita que toma um aspecto espático placoso (esp).



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

O grau de arredondamento dos extraclastos indica que estes sofreram amplo retrabalhamento nos canis de marés. A presença de extraclastos é mais densa em algumas partes da lâmina e da amostra de mão, apresentando faixas com mais extraclastos e faixas com mais micrita recristalizada, o que pode indicar uma alternância na energia do ambiente. Um ambiente de baixa energia precipitando apenas micrita pode ser um ambiente de águas rasas, mas com fluxos episódicos causados por correntes ocasionais trazendo extraclastos.

4.3.1.5 Fácies DLe1 - Dololutito Estromatolítico Planar e Sinuoso

A fácies DLe1 - dololutito estromatolítico planar aflora na área XIII como blocos *in situ* na parte central da área e compõe-se de dololutitos de cor cinza com a capa de alteração realçando esteiras estromatolíticas planares e sinuosas. A rocha apresenta uma textura sacaroidal e reage com o ácido HCl apenas quando riscado (dolomitizado). O afloramento apresenta poros vulgares centimétricos preenchidas por calcita (Figura 4-27).

A formação de esteiras estromatolíticas planares e sinuosas ocorrem em águas rasas com energia moderada e protegidos de ações de ondas. Eventualmente, a construção desses estromatólitos estratiformes pode ter sido perturbada pelo aumento da agitação da água, talvez por chuvas esporádicas mudando a forma da superfície das lâminas de mais planares para sinuosas. Esteiras estromatolíticas sinuosas indicam um aumento na energia do ambiente.

Figura 4-27 (A) A fácies DLe1 é observada na Subárea XIII (Ponto 14). O afloramento apresenta paredes de dololutito in situ de aproximadamente 7 a 8 m com uma vegetação densa de tipo fisionômico de mata seca; (B) Esteiras estromatolíticas sinuosas; (C) Vênulas centimétricas preenchidas por calcita. (D) Esteiras estromatolíticas planares.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

4.3.1.6 Fácies DLe2 - Dololutito Estromatolítico Colunares e Dômicos

A fácies DLe2 - dololutito estromatolítico colunar e dômico apresenta variação granulométrica até dolorudito. A fácies aflora na parte central da Subárea XIII como Dololutito estromatolítico dômico de cor cinza, com presença de esteiras algais sinuosas com micrita intralaminar e poros vugulares. Em afloramento é possível observar estromatólitos dômicos com esteiras truncadas e com aspecto de retrabalhamento (Figura 4-28).

Figura 4-28 (A) A fácies DLe2 é observada na Subárea XIII (Ponto 58 – Tabela de Pontos ANEXO V). O afloramento apresenta blocos de intradoloesparrudito in situ, uma vegetação densa de tipo fisionômico Cerradão com árvores altas, cipós e espinhos; (B) Estromatólitos dômicos. (C e D) Estromatólito dômico com esteiras descontínuas com aspecto de retrabalhamento.

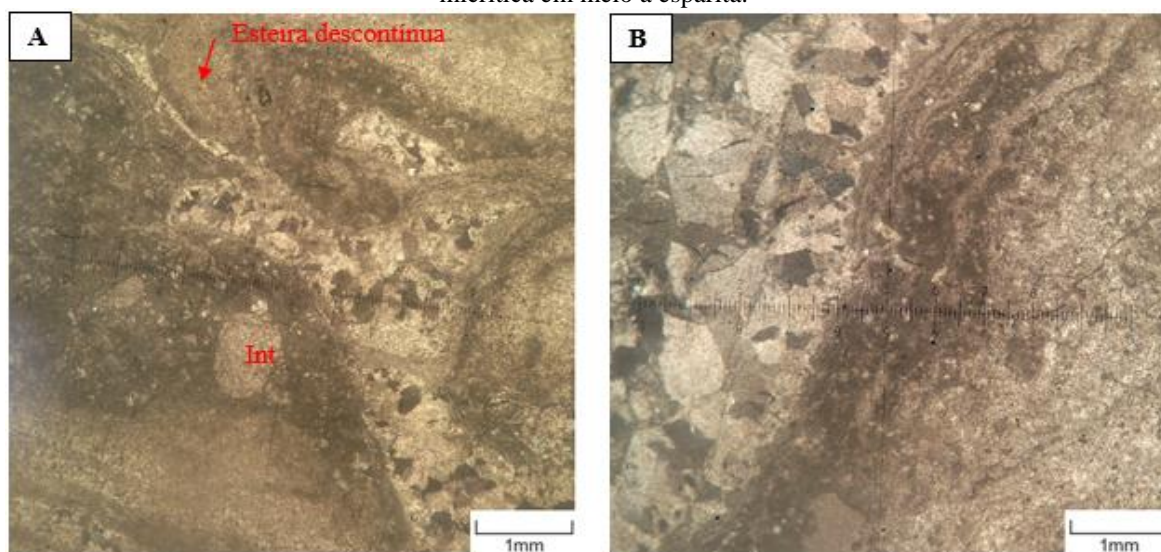


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

Na lâmina (20-XIII-32c) foi possível observar uma textura bioconstruída por esteiras estromatolíticas micríticas com cimento espático intralaminar, mas em algumas porções é possível observar ainda material micrítico. As esteiras estromatolíticas em alguns lugares se quebram e são descontínuas, caracterizando um material retrabalhado.

Na porção com material micrítico interlamelar são observados intraclastos micríticos bem arredondados e de baixa esfericidade de tamanhos entre 0,8 mm e 1 mm e extraclastos de quartzo anédricos de tamanho entre 0,2 a 0,4 mm. A lâmina também apresenta poros vulgares com tamanhos variando de 0,2 a 2 mm (Figura 4-29). Segundo a classificação de Folk, a lâmina descrita é classificada como biolitito com estromatólitos dômicos ou como *boudstone* (segundo a classificação de Dunham).

Figura 4-29 (A) Aspecto brechado com esteiras estromatolíticas descontínuas, intraclastos micríticos (Int) e extraclasto de quartzo de até 0,5mm. (B) Esteiras estromatolíticas micríticas em contato com esparita e matriz micrítica em meio a esparita.



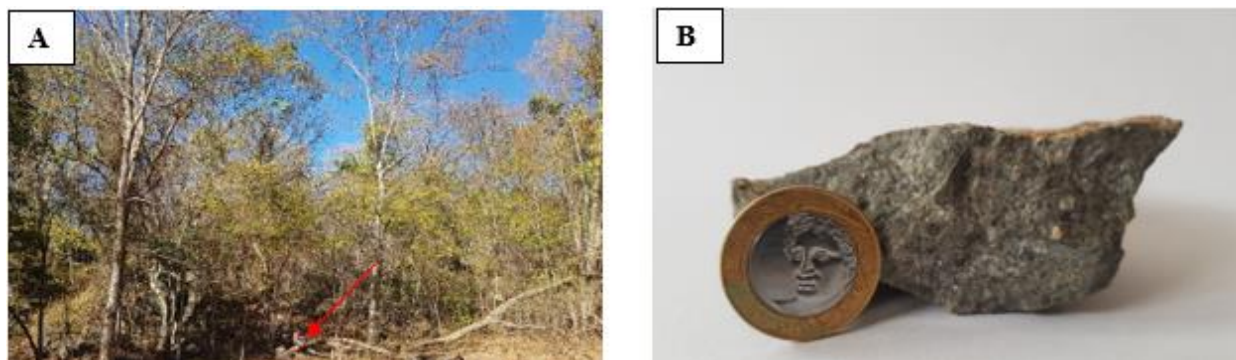
Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

As esteiras estromatolíticas apresentam-se retrabalhadas na lâmina e na escala de afloramento, indicando que o ambiente de formação se limitava até o recife, mas por estar retrabalhado, provavelmente em um ambiente em com ação das ondas (*back reef*) ou lateral a um canal de maré, para justificar o retrabalhamento e a presença de extraclastos. Esse ambiente de *back reef* ou lateral ao canal de maré retrabalha o bioherma tornando-o com aspecto brechado.

4.3.1.7 Fácies DAM – Doloarenito Maciço com Intraclastos

A fácies DAM - doloarenito maciço aflora na Subárea XIII como blocos *in situ* na parte central da área e compõe-se de doloarenitos, com variação granulométrica até dolorudito, maciços de coloração cinza a cinza escuro com intraclastos milimétricos de esfericidade baixa e pouco arredondados (Figura 4-30).

Figura 4-30 (A) Fácies DAM observada na subárea XIII (Ponto 37) em um afloramento de corte de estrada adjacente a um paredão de dolomito. O afloramento apresenta de 15-20 m de largura e 8 de elevação, com vegetação densa. Seta vermelha indicando o afloramento estudado; (B) Amostra de mão com intraclastos milimétricos.

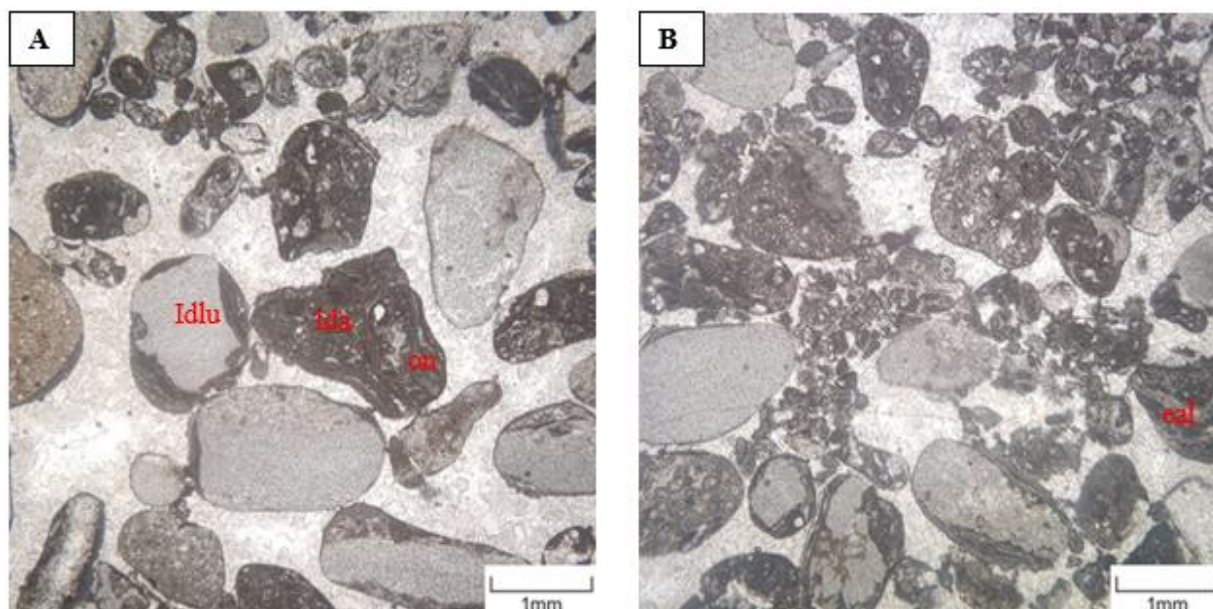


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

Na lâmina (20-XIII-32b) foi possível observar intraclastos calcilutíticos (micríticos) com tamanhos de 0,8 a 3 mm, bem arredondados, de esfericidade baixa e alguns deles recrystalizados (com micrita recrystalizada); intraclastos de esteiras microbianas com tamanhos de até 1 mm, subarredondados e com baixa esfericidade; e intraclastos calcareníticos com tamanhos de até 2 mm subarredondados, com esfericidade baixa contendo clastos de esteiras algais, oncólitos, calcilutitos e cristais de dolomita euhedral de aproximadamente 0,1 mm.

Os intraclastos são envoltos por película micrítica descontínua ao longo da superfície do grão. O arcabouço da rocha é cimento-suportado com cimento espático placoso entre os intraclastos, que apresentam contatos próximos e fazem alguns contatos pontuais entre eles. Segundo a classificação de Folk a rocha descrita é classificada como intradoloesparenito ou como um *grainstone* intraclástico (pelos critérios de Dunham) (Figura 4-31).

Figura 4-31 (A) Intraclastos dololutíticos (Idlu) e intraclastos doloareníticos (Ida) com clastos de oncólito (on), de esteiras algais (eal) com película de micrita (pm) envelopando os intraclastos em um arcabouço cimento-suportado. (B) Intraclastos menores com contatos pontuais.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

O tamanho variado dos intraclastos pode indicar um ambiente com energia alta, em um primeiro momento, para fragmentar, retrabalhar e arredondar intraclastos. A película micrítica descontínua que envolve os intraclastos pode indicar um momento de ambiente de baixa energia, na história deposicional da rocha. Os contatos pontuais indicam que a rocha foi cimentada logo após a deposição, impedindo o rearranjo dos grãos de intraclastos no soterramento. O ambiente de deposição pode ser enquadrado em um ambiente de deposição de plataforma restrita, de elevada energia sob ação de ondas.

4.3.1.8 Fácies Bm2 - Brecha Intraclástica Centimétrica

Esta fácies se encontra a poucos metros da fácies anterior. Também aflora, como exposições *in situ* na região central da subárea XIII (Figura 4-32). Trata-se de uma rocha de coloração cinza com uma segregação composicional: possui laminações não contínuas de coloração cinza escuro com domínios de coloração cinza claro nas porções mais lutíticas. Representa uma brecha dolomítica intraclástica que também possui domínios com dolarenito Intraclástico, com grãos micríticos centimétricos alongados ou com esteiras microbianas mais ou menos paralelas ao acamamento. Apresenta poros preenchidos por esparita fibrosa e textura sacaroidal.

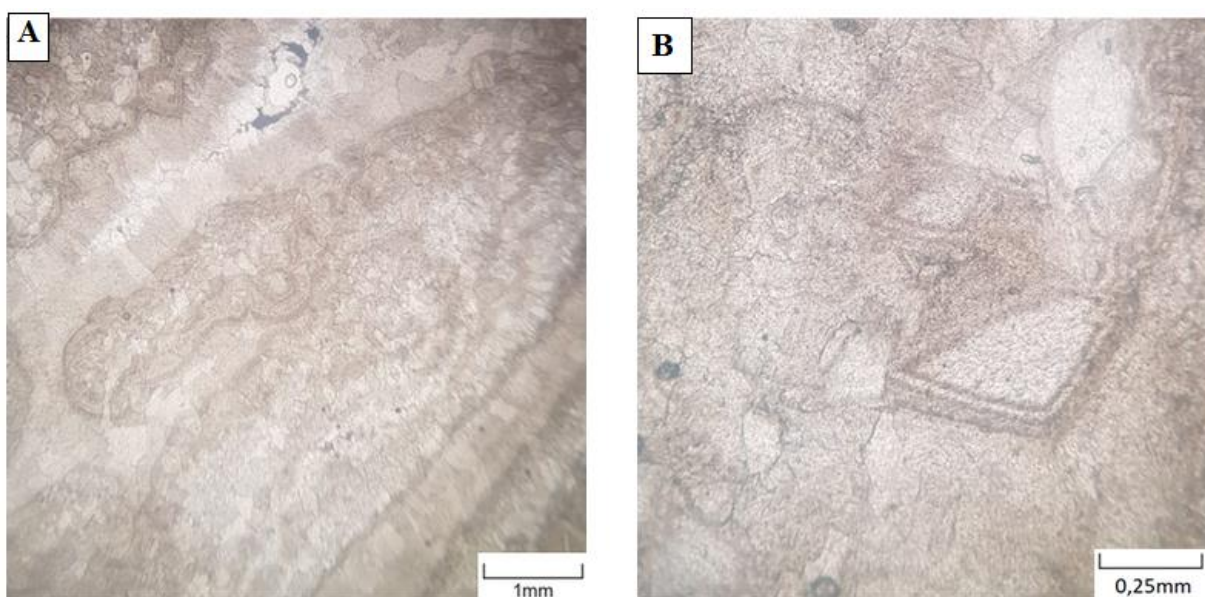
Figura 4-32 A fácies Bm2 é bem observada na subárea XIII (Ponto 37) em um afloramento na beira de uma estrada vicinal que corta um paredão de Dolomito orientado segundo a direção N-S. O afloramento possui de 15-20 m de largura e 8 de altura, com uma vegetação densa de tipo fisionômico mata seca com árvores de grande porte, além de cipós e espinhos.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

Na lâmina (20- XIII- 32a) observou-se intraclastos micríticos recristalizados com poros preenchidos por esparita fibrosa nas bordas dos intraclastos com hábito euédrico na porção central dos maiores poros, onde alcançam tamanhos variando entre 0,5 mm a 1 mm (Figura 4.33A). Também se observa o processo de dolomitização marcado pela presença de cristais romboédricos de dolomita dentro de intraclasto de micrita recristalizada (Figura 4-33B). Segundo a classificação de Folk a rocha descrita é classificada como intradolosparudito ou pelo critério de Dunham como um *rudstone* intraclástico dolomitizado.

Figura 4-33 (A) Intraclastos de micrita recristalizada com bordas preenchidas por esparita fibrosa com hábito euédrico. (B) Cristais romboédricos de dolomita dentro de intraclasto de micrita recristalizada.



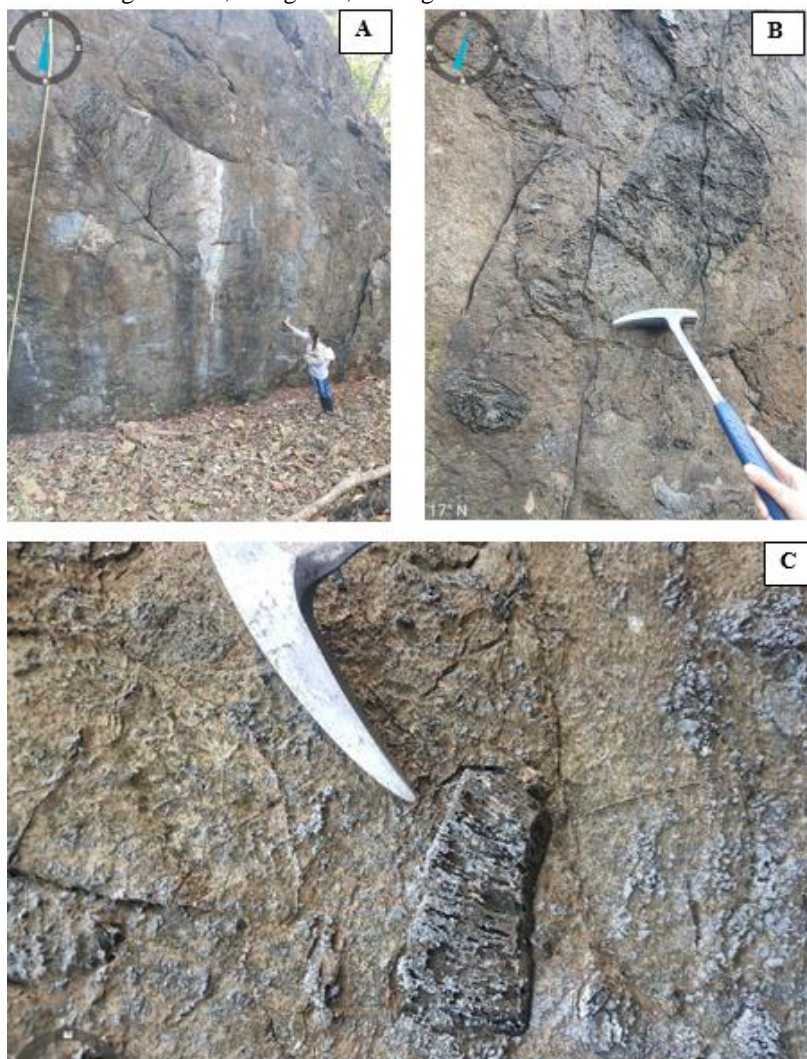
Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

Originalmente os intraclastos eram representados por lamelas micríticas que se depositaram em um ambiente de baixa energia, e posteriormente o ambiente foi perturbado por eventos de elevada energia, causando o retrabalhamento da micrita com fragmentação e deposição em condições de elevada energia.

4.3.1.9 Fácies Bm1 - Brecha Intraclástica Grossa

A fácies Bm1 - brecha intraclástica maciça grossa aflora como exposições maciças de 25 a 30 metros de largura, *in situ* na região oeste da subárea XIII. A brecha apresenta intraclastos centimétricos a decimétricos, sendo alguns micríticos e outros de esteiras microbianas parcialmente silicificadas e outros ainda, totalmente silicificados. A silicificação é seletiva, pois os clastos micríticos não foram silicificados, provavelmente devido a sua menor porosidade. Os intraclastos são alongados, de baixa esfericidade, e irregulares. O arcabouço da rocha é matriz suportada, e o contato entre os intraclastos é flutuante (Figura 4-34).

Figura 4-34 (A) Megabrecha de 25 a 30m de largura, in situ na região oeste da subárea XIII. (B) (C) Intraclastos da mega brecha, alongados, subanguloso com tamanho métrico.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

O tamanho dos intraclastos pode indicar um ambiente de retrabalhamento de energia alta, capaz de movimentar partículas de tamanhos maiores e grandes volumes de sedimento. A deposição posterior ocorreu por fluxo gravitacional e de maneira rápida, em condição de baixa energia, uma vez que os intraclastos flutuam em matriz micrítica.

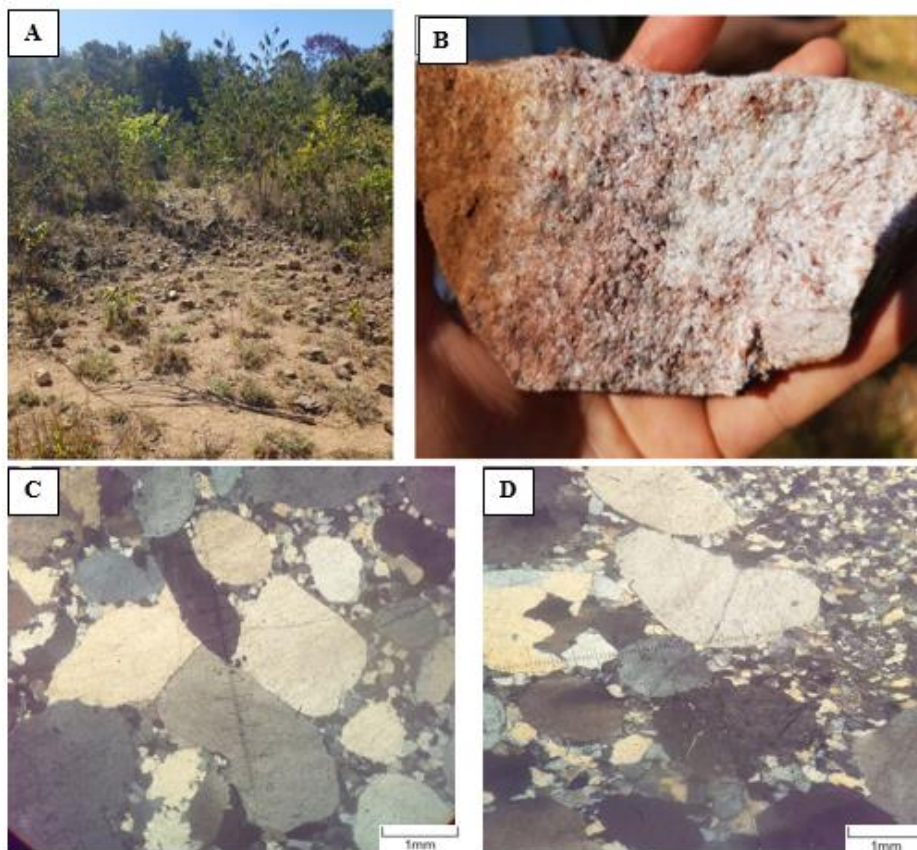
4.3.1.10 Fácies Agec - Arenito Grosso a Conglomerático com Estratificação *Cut and Fill*

A Fácies AGec composta por arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação *cut and fill*, é encontrada como blocos rolados nas áreas que ficam ao sul do Projeto Unaí. Trata-se de uma rocha de coloração cinza claro quando fresca e cinza amarelado quando alterada. Na descrição macroscópica também se observa intercalação de areia muito grossa e areia média de composição quartzo feldspática e textura sacaroidal indicando recristalização. Os grãos são grossos, subarredondados, subangulosos, bem selecionados e com alta esfericidade caracterizando a rocha como matura texturalmente.

Na amostra microscópica (20- XIV - 32a) retirada de um bloco rolado encontrado na área XIV, observou-se que em sua maioria a lâmina é composta por grãos de quartzo, além de microclínio e plagioclásio (até 10%) que fazem contatos planares eventualmente contatos pontuais entre si, com essa mineralogia a rocha é considerada mineralogicamente submatura (Figura 4.35).

Os grãos de quartzo são bem arredondados, com esfericidade baixa, extinção ondulante e formam uma espécie de estratificação marcada pela diferença granulométrica dos grãos de quartzo, podendo eles variar em tamanho de 0,05 a 0,4 mm nos domínios de granulometria mais finas e 0,6 a 3 mm nos domínios de granulometria mais grossa. Assim como os grãos de quartzo, os de feldspato potássico e de plagioclásio também são grãos bem arredondados e com esfericidade baixa, com geminações preservadas. As lamelas de muscovita variam de 0,1 a 0,25 mm de tamanho.

Figura 4-35 (A) Bloco rolado do arenito grosso encontrados na Subárea XIII. (B) Amostra de mão do arenito encontrado na Subárea XIII. (C) Domínio de granulometria mais grossa da amostra (20- XIV - 32a). (D) Domínio com contato entre a camada mais fina do arenito e a camada mais grossa da mesma lâmina.



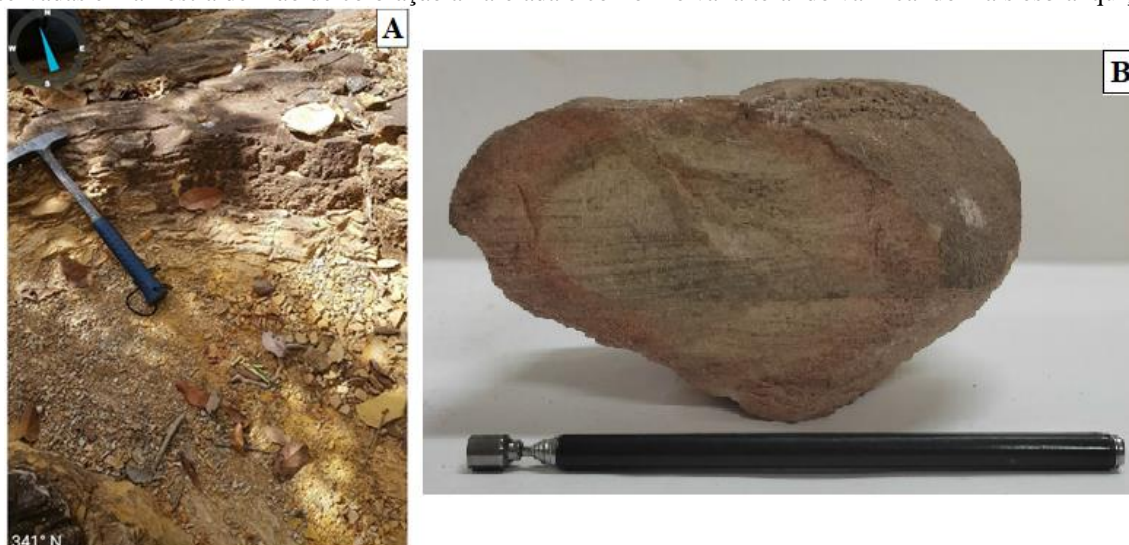
Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

4.3.1.11 Fácies Afm - Arenito Fino a Médio com Estratificação

Arenitos finos a médios com estratificação cruzada são encontrados como blocos rolados nas áreas ao sul do Projeto Unai e em afloramento na subárea XII. Rocha de coloração amarelada, ocre, com estratificação plano-paralela (Figura 4-36). A rocha é composta por quartzo, microclínio e plagioclásio. Apresentam granulometria areia fina a média, com grãos subangulosos a

subarredondados, esfericidade moderada, tratando-se de uma rocha imatura texturalmente.

Figura 4-36 Arenito fino encontrado in situ em pequena drenagem na Subárea XIII. (B) finas laminações observadas em amostra de mão de coloração amarelada e conforme vai alterando vai ficando mais esbranquiçado.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

4.4 Associação de Fácies da Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá

Associação de fácies de ambiente de inframaré: a associação de fácies de ambiente de inframaré (zona litoral situada abaixo do nível da maré baixa, sempre abaixo da linha de água) é gerada em ambientes de baixa energia de águas calmas e formada pelas seguintes fácies:

SI - siltito com laminação plano-paralela ressaltada por mica detrítica nos planos de acamamento. Deposição de sedimento a partir de suspensão em ambiente de baixa energia e esporádicos influxos de areia muito fina.

Mm - marga maciça alterada com estrados de cor roxa e de composição margosa e estrados de cor ocre de composição arenosa, a estrutura interna das camadas é maciça. Fácies originada por processo simultâneo de precipitação química e suspensão de lamas terrígenas. Ocorrem geralmente em camadas lenticulares entre os substratos carbonáticos e está associado a deposição em águas muito calmas e de baixa energia.

DLm2 - fácies de dololutito maciço de cor cinza escuro e de granulometria fina. O processo de precipitação química é o principal associado à formação desta fácies. A dolomitização é um processo de transformação diagenética comumente observado em rochas originalmente calcíticas.

DLm1 - fácies de dololutito com extraclastos variando a granulometria até dolorrudito. Rocha de cor cinza, com estratos em que os extraclastos de granulometria areia grossa aparecem mais densamente e estratos em que há a predominância de material micrítico com extraclastos de granulometria areia média a fina. Essa variação entre os estratos apresenta um padrão alternado. O arcabouço da rocha é matriz-suportado. O processo de precipitação química é o principal associado à formação da matriz micrítica, caracterizando um ambiente de baixa energia, mas com

fluxos episódicos carreando os extraclastos de quartzo.

DLe1 - dololuto estromatolítico planar de cor cinza com a capa de alteração realçando esteiras estromatolíticas planares e sinuosas. A formação de esteiras estromatolíticas planares e sinuosas ocorrem em águas rasas com energia moderada e protegidos de ações de ondas. Eventualmente, a construção desses estromatólitos estratiformes pode ter sido perturbada pelo aumento da agitação da água, talvez por correntes esporádicas mudando a forma da superfície das lâminas de mais planares para sinuosas. Esteiras estromatolíticas sinuosas indicam um aumento na energia do ambiente.

Associação de fácies de ambiente de intermaré/supramaré: a associação de fácies de ambiente de intermaré (áreas onde dominam os ciclos de maré e a energia das ondas é baixa) /supramaré (área que se situa logo acima do alcance da média da maré alta) é gerada em ambientes de mais alta energia e formada pelas seguintes fácies:

DAm - o ambiente deposicional apresenta alternância da energia, sendo inicialmente de baixa energia com a deposição de lama micrítica, passando a aumento rápido de energia para o retrabalhamento e formação dos intraclastos (águas agitadas em que se teve retrabalhamento da lama carbonática). Posteriormente há diminuição da energia para que os intraclastos se depositassem com matriz micrítica. A formação da brecha intraclástica maciça centimétrica é atribuída a exposição subaérea em condições de supramaré, retrabalhamento por correntes de maré ou ondas e redeposição em condições de baixa energia.

DLe2 - dololuto estromatolítico colunares e dômicos. Em lâmina do estromatólito dômico foi observado esteiras estromatolíticas rompidas e descontínuas, caracterizando um material retrabalhado. Na porção com material micrítico interlamelar são observados intraclastos micríticos e extraclastos de quartzo. Os estromatólitos dômicos sugerem um ambiente de submaré rasa, com oscilações em profundidades sob a influência de tempestades. Já os estromatólitos colunares, provavelmente foram formados em regiões de supramaré a intermaré (fácies estromatólitos colunares), na porção mediana entre a maré alta e a maré baixa, onde exposições aéreas eram frequentes, uma vez que na zona de maré alta ficam mais tempo expostos do que submersos.

Bm1 - brecha intraclástica maciça grossa apresenta intraclastos centimétricos a decimétricos, alguns são micríticos e outros apresentam esteiras microbianas parcialmente silicificadas e outras ainda totalmente silicificadas. O tamanho dos intraclastos pode indicar um ambiente de retrabalhamento de alta energia com ação de ondas, capaz de movimentar partículas de tamanhos maiores e grandes volumes de sedimentos. A deposição posteriormente ocorreu por fluxo gravitacional em ambiente de baixa energia, de maneira rápida, indicativos dos contatos predominantemente flutuantes.

Associação de fácies de canais de fundo: os arenito são interpretados como canais de

fundo que, aparentemente, recortavam a plataforma mista (siliciclástica/carbonática) em direções variadas. As fácies que compõem essa associação, incluem:

Agec - arenito grosso a conglomerático incluem rochas de cor cinza claro, com grãos de quartzo, microclínio e plagioclásio subarredondadas e de esfericidade baixa. A amostra apresenta uma variação no tamanho dos grãos indicando que o transporte não ocorreu por longas distâncias e que foram transportados por um fluxo denso. O arcabouço clasto-suportado apresenta contatos planares e eventualmente pontuais, o que indica moderado grau de compactação física. Estes arenitos são interpretados como canais de fundo que, aparentemente, recortavam a plataforma mista (siliciclástica/carbonática) em direções variadas.

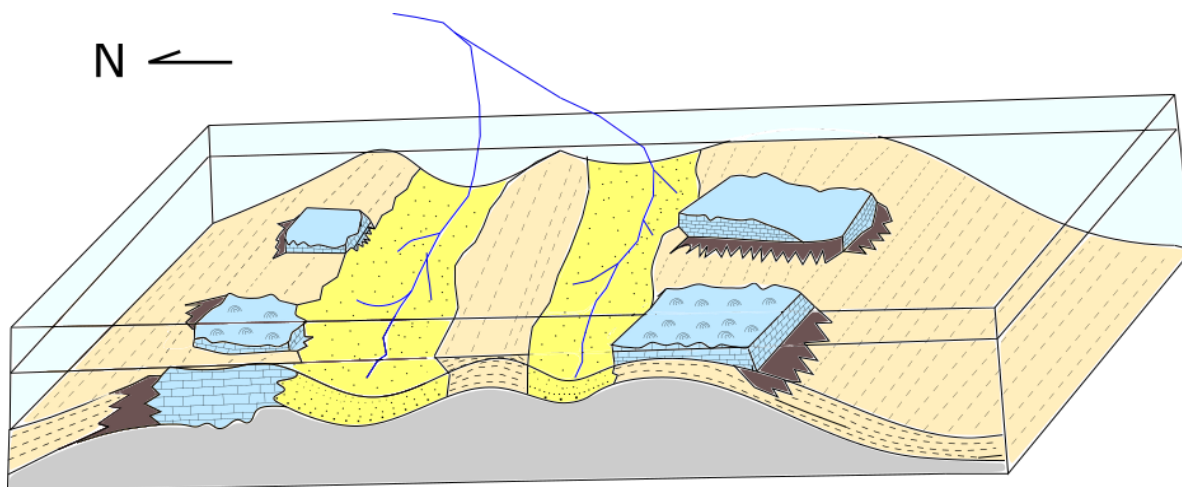
Ame - arenito fino a médio com estratificação são rochas de coloração amarelada a ocre, mal selecionado e com estratificação plano paralela indicando um fluxo laminar na formação da rocha.

4.4.1 Sistema Depositional da Formação do Córrego Barreiro do Grupo Paranoá

A sedimentação da Formação Córrego do Barreiro sofreu forte influência da paleogeografia de fundo. A paleogeografia da região é irregular com fundos rebaixados que controlam a deposição das fácies de baixa energia, como os pelitos e altos fundos que são a região de desenvolvimento das fácies carbonáticas com águas mais quentes e limpas, compondo assim uma plataforma mista com sedimentação siliciclástica e carbonática (CAMPOS *et al*, 2013).

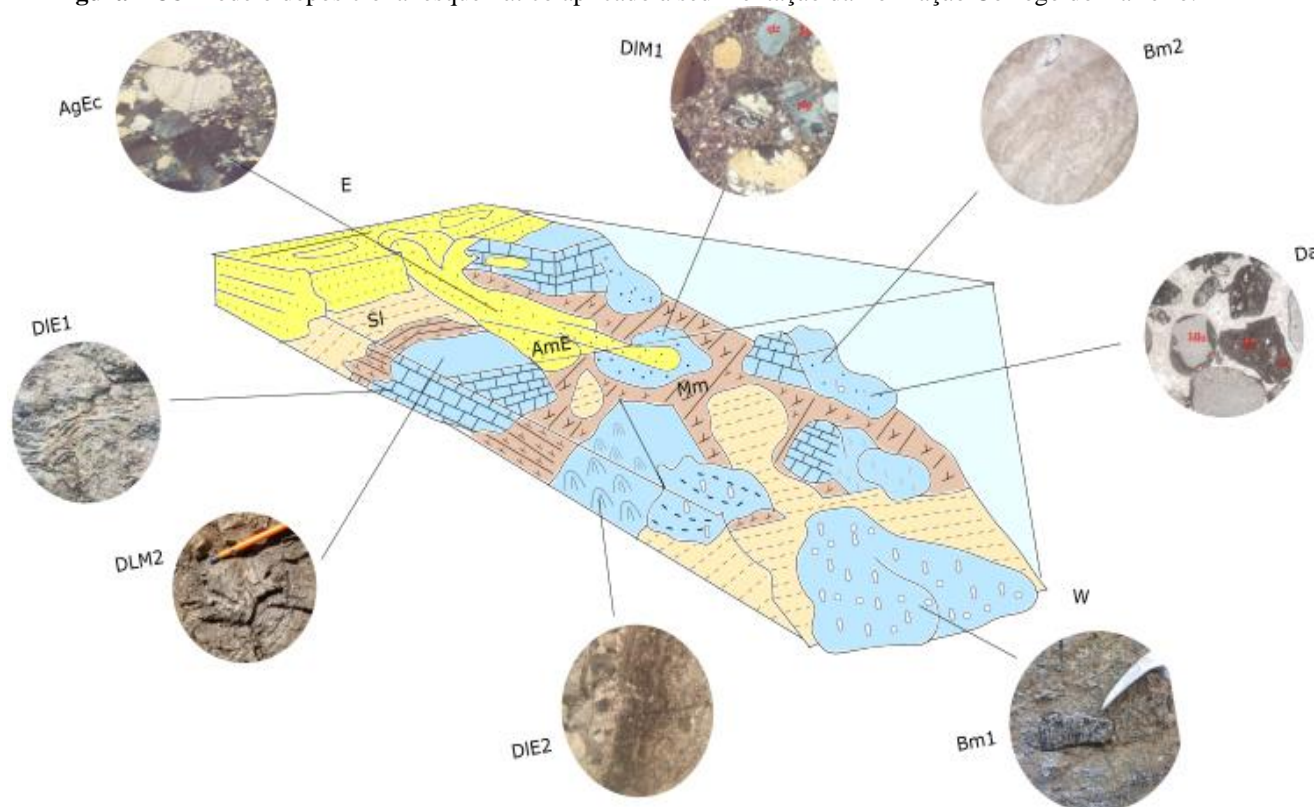
O ambiente deposicional apresenta alternância da energia, sendo inicialmente de baixa energia com a deposição de lama micrítica, passando a aumento rápido de energia para o retrabalhamento e formação dos intraclastos (águas agitadas em que se teve retrabalhamento da lama carbonática). Posteriormente há diminuição da energia para que os intraclastos se depositassem com matriz micrítica (Figura 4-37 e Figura 4-38).

Figura 4-37 Modelo representativo do ambiente deposicional da Formação Córrego do Barreiro. A sedimentação é controlada pela paleogeografia, com a deposição de pelitos em toda extensão da área e a deposição de carbonatos nos domínios mais elevados da bacia. Junto a essa sedimentação ocorre a contribuição de canais de fundo, trazendo sedimentos siliciclásticos.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

Figura 4-38 Modelo deposicional esquemático aplicado à sedimentação da Formação Córrego do Barreiro.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí.

Nas regiões em condições de inframaré dessa plataforma mista, ocorre a deposição de fácies SI (siltito laminado) nas regiões com fundo rebaixado. Nas áreas de altos fundos, mas ainda em região sem ação de ondas, ocorre, por processo simultâneo de precipitação química e suspensão de lamas terrígenas, a deposição da fácies Mm – margas maciças. Em regiões menos sujeitas a suspensão de lamas terrígenas, ocorre a deposição das fácies DLm2 - dololutitos maciços e DLm1 - dololutitos com extraclastos ainda caracterizando um ambiente de baixa energia, porém com

fluxos episódicos causados por correntes carreando extraclastos. A fácies DLe1 - dololitos estromatolíticos planares e sinuosas também ocorrem nessas regiões sujeitas ao aumento da agitação da água por correntes esporádicas mudando a forma da superfície das lâminas de mais planares para sinuosas.

Nas regiões em condições de intermaré e supramaré que são regiões de alto fundo, ocorre a deposição da fácies DLe2 - dololito estromatolítico colunares e dômicos, os estromatólitos dômicos apresentam feições de retrabalhamento com esteiras estromatolíticas quebradas e descontínuas indicando um ambiente com ação de ondas assim como a fácies DAM - doloarenito maciço intraclástico com brechas centimétricas que caracterizam ambiente deposicional com alternância da energia, sendo inicialmente de baixa energia com a deposição de lama micrítica, passando a aumento rápido de energia para o retrabalhamento e formação dos intraclastos (águas agitadas em que se teve retrabalhamento da lama carbonática).

Posteriormente há diminuição da energia para que os intraclastos se depositassem com matriz micrítica. A formação das brechas intraclásticas centimétricas é atribuída a exposição subaérea em condições de supramaré, retrabalhamento por correntes de maré ou ondas e redeposição em condições de baixa energia. A presença da fácies Bm1 - brecha intraclástica decimétrica reforça que o ambiente está sujeito a gradação para energia muito alta com retrabalhamento por ondas capazes de movimentar partículas de tamanhos maiores e grandes cargas de sedimentos.

As fácies Agec - arenito grosso a conglomerático e Ame - arenito fino a médio com estratificação, são interpretados como canais de fundo que, aparentemente, recortavam a plataforma mista (siliciclástica/carbonática) em direções variadas. O elevado grau de arredondamento e esfericidade observados nas amostras macroscópicas indica tratar-se de material ressedimentado, possivelmente caracterizado pelo retrabalhamento de outros sedimentos grossos. O forte odor exalado de blocos de arenitos recém-partidos deve corresponder ao gás oriundo de matéria orgânica dos calcários ou pelitos armazenado nestas litologias por possuírem maior porosidade (Campos *et al.*, 2013).

Segundo Campos *et al.* (2013), a Formação Córrego do Barreiro corresponde ao final do preenchimento da Bacia do Paranoá que apresenta deposição em condições plataformais com constantes variações de profundidade da lâmina d'água. Campos *et al.* (2013) delimitam quatro ciclos transgressivos e três regressivos para a porção marinha do Grupo Paranoá e a Formação Córrego do Barreiro foi depositada no último ciclo regressivo, iniciado na base da Formação Serra do Sansão, após rápido afogamento da plataforma, culminando com os estágios finais de sedimentação dos carbonatos de águas rasas da Formação Córrego do Barreiro. Seraine *et al.* (2021) apresentam resultados similares, a partir da análise de idades de zircões detríticos.

4.5 Formação Serra do Landim do Grupo Canastra

O Grupo Canastra está localizado a oeste da poligonal do Projeto Unai e apresenta exposições a partir da Subárea III. Esta unidade é representada pela Formação Serra do Landim e faz fronteira com a Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá por contato tectônico. Esta formação caracteriza-se por metassedimentos de baixo grau metamórfico, sendo encontrados durante os trabalhos de mapeamento fengita-clorita filitos, fengita-quartzo filitos, filitos carbonosos, além de lentes e camadas de mármore e quartzitos.

Esta região é caracterizada, do ponto de vista fisográfico, como uma serra sustentada por petroplintita que recobre os filitos, apresentando um padrão de relevo forte e ondulado associado a neossolos e a uma maior densidade de drenagens.

4.6 Filitos

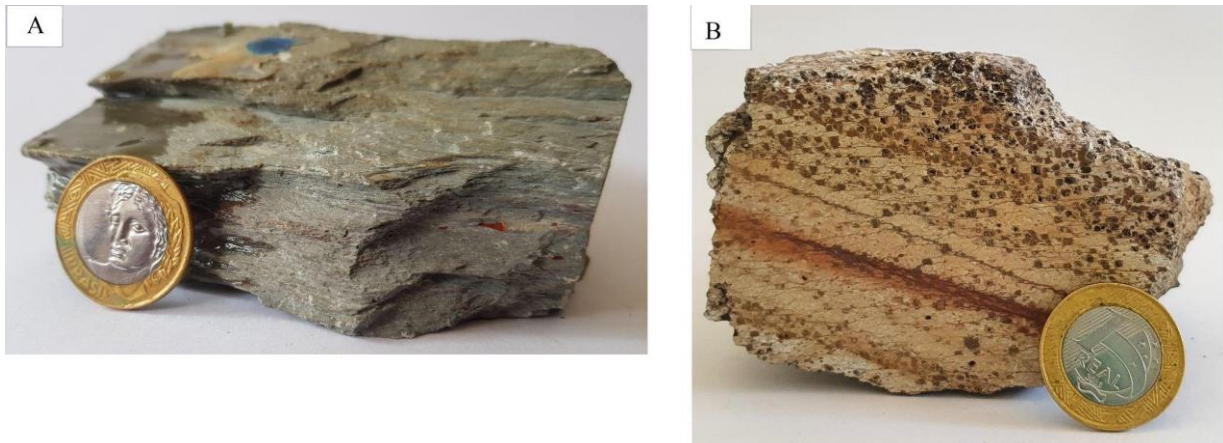
Este litotipo aflora *in situ* em corte de estradas que atravessam a serra localizada na porção oeste das áreas. Existe ampla variação dos tipos de filitos, e tal variação é atribuída a variações composicionais dos protolitos.

Nos afloramentos observam-se intercalações entre fengita-clorita filito (Figura 4.39A), filito com pseudomorfos de pirita, calcifilito e filito carbonoso. O primeiro é caracterizado como uma rocha de coloração cinza quando fresca e branca a rosada quando alterada, granulação fina, com um brilho sedoso, marcado pela presença de filossilicatos metamórficos orientados. Apresenta também óxidos que se apresentam como pequenos pontos de tamanho milimétricos.

Estas rochas apresentam duas foliações bem marcadas, uma paralela ou subparalela ao acamamento e outra oblíqua. Em afloramentos localizados são observadas crenulações.

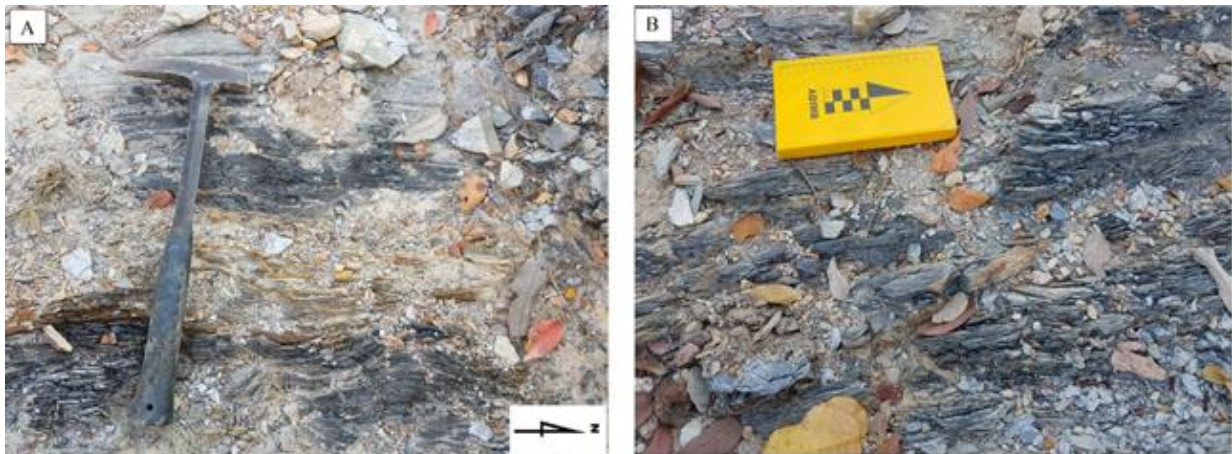
O filito com pseudomorfos de pirita apresenta coloração cinza a rosada intercalado com finas lâminas de coloração mais avermelhada, possui foliação devido a orientação de filossilicatos e apresenta porfiroblastos de pirita cúbica de granulação fina a média, um indicativo que se formaram em um ambiente mais redutor (Figura 4.39B). O outro tipo de filito é caracterizado por apresentar contribuição carbonosa atribuída à presença de matéria orgânica no protolito durante a sedimentação que resulta na coloração cinza escura da rocha (Figura 4.40). Por fim, ainda ocorrem fácies de calcifilitos interpretados como oriundos da sedimentação de margas ou carbonatos impuros.

Figura 4-39 (A) Amostra fresca do fengita-clorita filito. (B) Filito com pseudomorfos de pirita.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

Figura 4-40 Afloramento em corte de estrada na área XIII. Intercalação de camadas de fengita-clorita filito (porção mais clara) com filito carbonoso (porção mais escura).

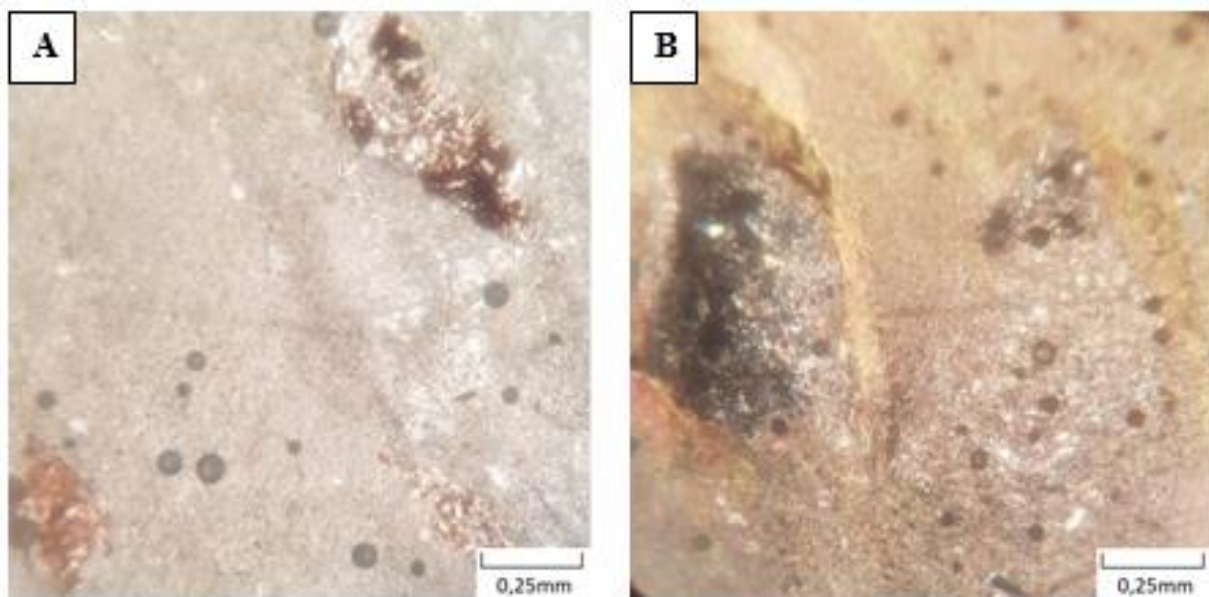


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

Na seção delgada da amostra 20-XIII-33 obtida de uma amostra da subárea XIII, coletada em um corte de estrada, observou-se a presença de filossilicatos, fragmentos líticos, quartzo e uma massa amorfa de opacos. Os filossilicatos são encontrados em duas formas como uma massa fina de fengita e clorita microcristalina e como fenoblastos de muscovita/fengita de tamanho variando entre 0,6 mm a 2,4 mm marcando uma textura lepidoblástica. Essa configuração de filossilicatos orientados marca a foliação metamórfica que também é observada na amostra macroscópica.

Os porfiroclastos de fragmentos líticos apresentam localmente uma textura maculada, pois ocorre como “mancha” dispersa em meio a massa de filossilicatos. Alguns grãos apresentam uma capa de opacos avermelhada ou são rodeados por cristais bem formados de muscovita/fengita. O quartzo pode ocorrer de duas formas na lâmina, inserido na matriz fina ou incluso nos fragmentos líticos, em geral são anédricos e menores que 0,1 mm (Figura 4-41).

Figura 4-41 Lâmina do filito da amostra 20-XIII-33 mostrando detalhe de fragmentos líticos com capa de opaco avermelhada.



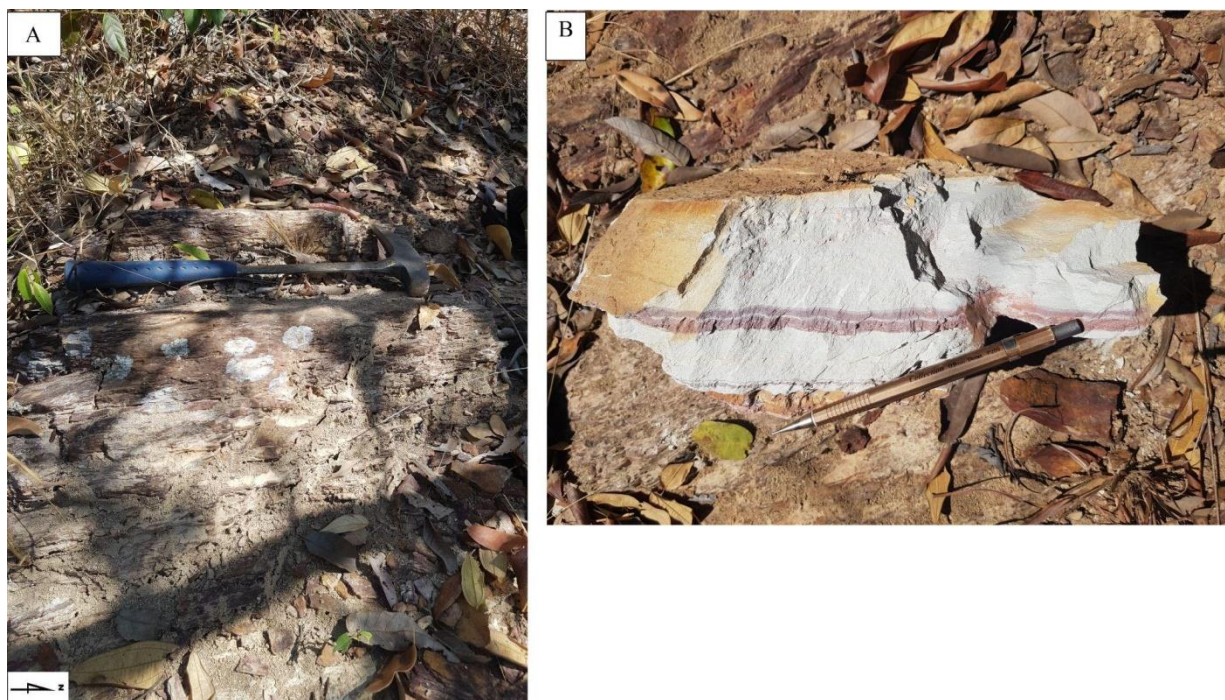
Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

Na lâmina 20-XIV-28 representativa do filito com pseudomorfos de pirita, observa-se uma trama granolepidoblástica com domínios ricos em quartzo e com menor proporção de filossilicatos. Também é possível observar uma trama lepidoblástica com fengita e clorita orientadas, marcando a foliação. Nesta matriz fina estão inseridos os porfiroblastos de limonita e pirita.

Pela paragênese mineral (fengita + clorita + quartzo) interpreta-se que essas rochas foram recristalizadas em fácies xisto verde. A crenulação pode indicar zonas de transpressão, mas sem temperatura e pressão suficientes para evoluir para a zona da biotita.

O acamamento sedimentar pode ser observado pela variação de cor dos estrados, o que é mais evidente quando os filitos estão alterados. Os estrados com predominância de fengita alteram para uma cor avermelhada e estrados com predominância de clorita alteram para uma cor esbranquiçada (Figura 4.42). Em função deste aspecto e da própria paragênese mineral, interpreta-se que o protolito é de origem sedimentar detrítica.

Figura 4-42 (A) Afloramento em lajedo, de filitos encontrados na subárea XIII. (B) Amostra de filito já alterado, mas a alteração acompanha a mudança composicional do acamamento.



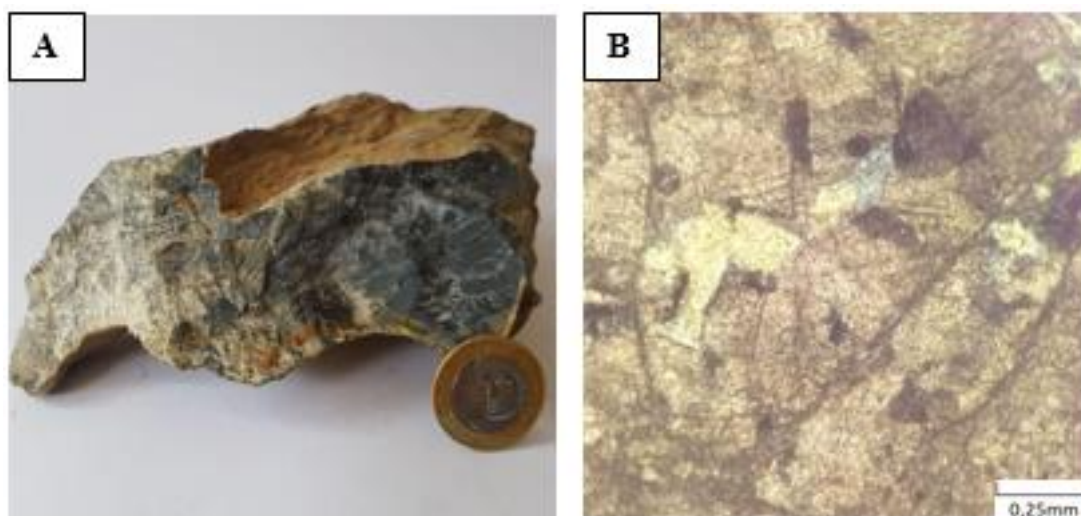
Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

4.6.1 Mármore

O mármore foi encontrado em cortes de estradas nas subáreas X e XIV. Macroscopicamente trata-se de uma rocha maciça de coloração cinza escuro quando fresca e verde e ou marrom quando alterada, com um aspecto brechado (Figura 4.43A) e textura sacaroidal. Na lâmina da amostra 20-X-117 obtida da subárea X observa-se textura granoblástica do carbonato recristalizado com cristais finos equigranulares de tamanho que variam aproximadamente de 0,1 a 0,3 mm, sendo que os cristais maiores alcançam 1,3 cm. Esse domínio carbonático representa 95% da lâmina os outros 5% são representados por quartzo anédricos que variam em tamanho de 0,04 a 0,4 mm interpretados como grãos detríticos originais do protolito (Figura 4-43B).

O protolito é interpretado como uma rocha carbonática micrítica, ou seja, provavelmente de ambiente de deposição de baixa energia e que recebeu contribuição de extraclastos. Posteriormente foi submetida ao metamorfismo de baixo grau sofrendo recristalização e formando o mármore fino atualmente observado na forma de lentes no interior da Formação Serra do Landim.

Figura 4-43 (A) Amostra macroscópica do mármore retirado a Subárea X. (B) seção delgada com nicol cruzada da mesma amostra. Notar a recristalização evidenciada pelos cristais romboédricos e a presença de cristal de quartzo na porção central-superior da lâmina.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

4.7 Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí apresenta-se exposto nas subáreas II, III, IV e V do Projeto Unaí, mais especificamente nas porções extremo leste/nordeste das áreas, fazendo contato tectônico com a Formação Quilombo. Na região estudada é representado pela Formação Sete Lagoas. Esta unidade caracteriza-se pela presença de ritmitos caracterizados pela intercalação de calcários com margas, além de siltitos, folhelhos e margas (Quadro 4-3).

Esta região é caracterizada por padrão de relevo suave a ondulado, com vegetação de pequeno porte, e os solos apresentam superfície amarelada ou esbranquiçada com textura muito argilosa.

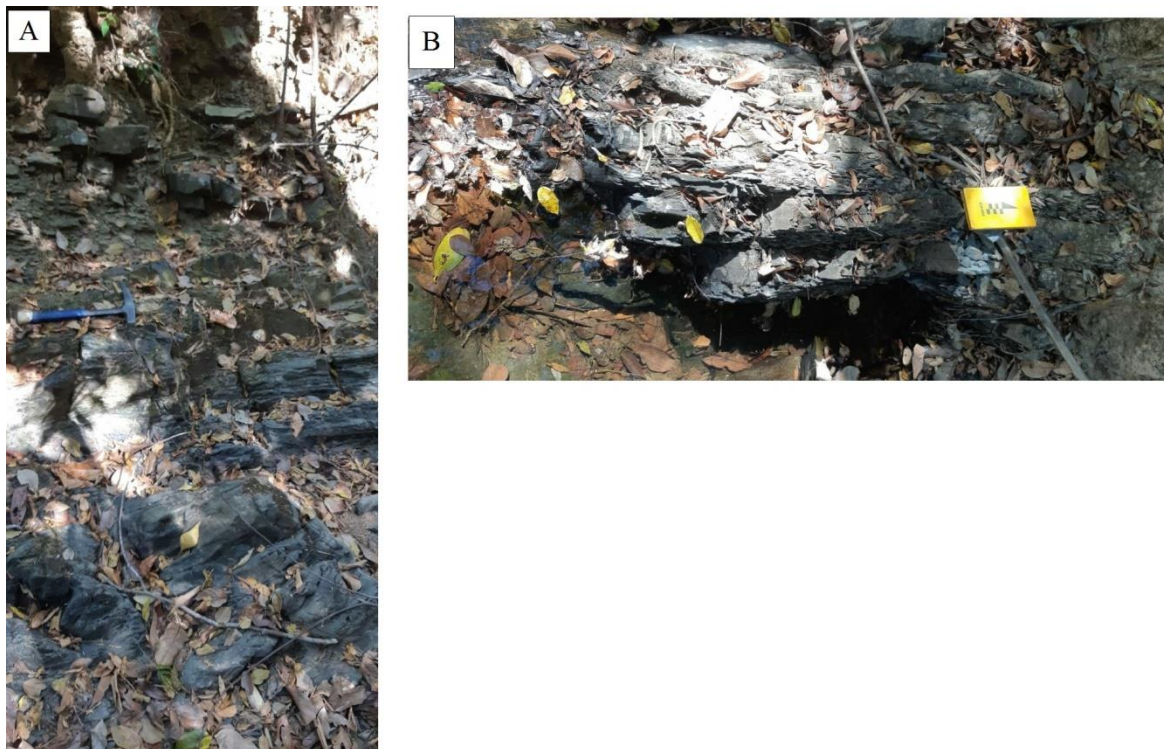
Quadro 4-3 Tabela de fácies aplicadas à Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. O Grupo Bambuí não foi observado na Subárea XIII.

| Código | Fácies | Estrutura | Processos |
|------------|--------------------|--------------------------|--|
| Cm | Calcário micrítico | Maciço | Deposição química |
| Sl | Siltito laminado | Laminação plano-paralela | Deposição por suspensão |
| Fol | Folhelho | Laminação plano-paralela | Deposição por suspensão |
| Mn | Marga | Maciça | Deposição simultânea por suspensão de precipitação química |

Fonte: Projeto Unaí.

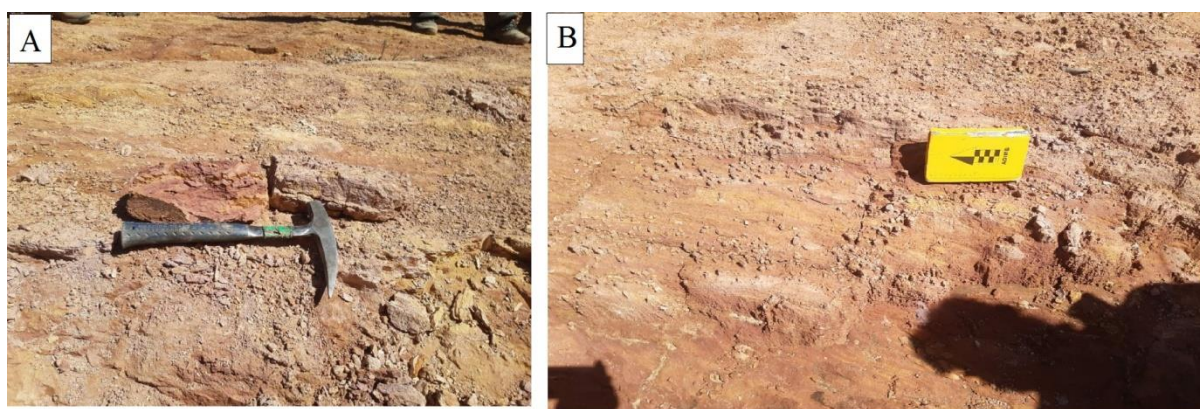
Na área II foram encontradas amostras não alteradas de margas (Figura 4-44) e intercalações centimétricas entre margas, siltitos argilosos e folhelhos intensamente alterados (Figura 4-45).

Figura 4-44 Exposições de margas in situ e não alteradas da Formação Sete Lagoas encontradas na subárea II.



Fonte: Subárea II, Projeto Unaí 2020.

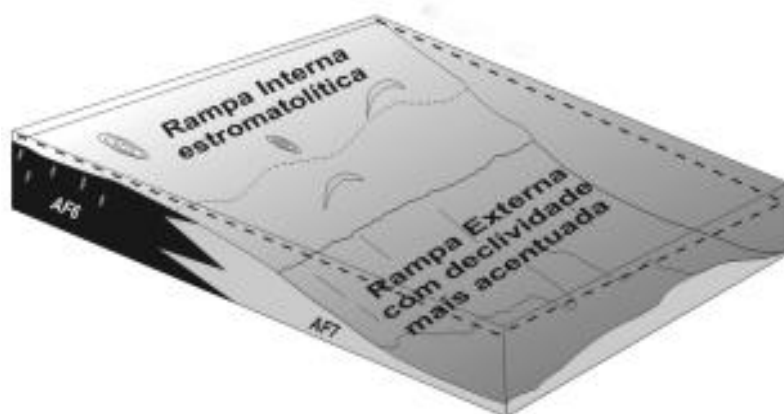
Figura 4-45 Afloramento de folhelho intercalado com camadas centimétricas de siltito encontrado na subárea II.



Fonte: Subárea II, Projeto Unaí 2020.

A gênese destes depósitos de granulação fina é interpretada como derivada de processos suspensivos em águas profundas abaixo do nível de base de ondas de tempo bom, possivelmente em uma plataforma rasa. Vieira *et al.* (2007) interpretam que a deposição da Formação Sete Lagoas se desenvolveu em rampa carbonática, dividida em ambientes de rampa interior, média e exterior (Figura 4-46).

Figura 4-46 Bloco diagrama esquemático mostrando o modelo deposicional de rampa carbonática, proposto para a Formação Sete Lagoas por Vieira et al. (2007).



Fonte: Vieira et al. (2007).

Capítulo 5

Geologia Estrutural

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 Introdução

A região estudada está no contexto externo da Faixa Brasília que corresponde a bacias sedimentares Meso e Neoproterozoicas submetidas a esforços tectônicos compressoriais durante o Neoproterozoico.

As feições observadas no estudo da deformação na área do Projeto Unaí, correspondem a estruturas de caráter dúctil e rúptil, a partir das quais foram individualizadas e descritas as estruturas principais e sua cinemática.

As estruturas regionais mais evidentes são representadas pelos contatos tectônicos regionais que estão dispostos segundo a direção NNW - SSE. Na área do Projeto Unaí ocorrem três contatos tectônicos importantes: i) a falha de empurrão que colca da Formação Quilombo sobre o Grupo Bambuí, este contato estende-se da área I até a área IV, no extremo leste das áreas, ii) o contato contracional reverso que coloca o Grupo Canastra sobre o Grupo Paranoá e estende-se da área IV até a área XVI, no extremo oeste das áreas; e iii) o contato contracional reverso que coloca o Grupo Paranoá sobre a Formação Quilombo que inicia no extremo leste da área IV até os domínios centrais a medida que se caminha para as subáreas do sul.

A segunda feição regional são as dobras de escala regional que foram observadas após a análise dos dados de campo. Existe uma sinclinal aberta com eixo de direção N-S, que se estende da subárea VII até a subárea IX. As subáreas XIII e XIV também compartilham uma anticlinal com eixo na direção NW-SE.

Com relação às estruturas planares foram observadas: acamamento sedimentar S0 e três foliações, a foliação principal (Sp) que é observada de forma penetrativa em toda a região estudada originada do plano axial das dobras do acamamento; a foliação de soterramento paralela ao acamamento S0 chamada de foliação (Ss) e a foliação de crenulação (Scr). Essas duas últimas estruturas são encontradas somente no Grupo Canastra, que se encontra em maior grau de metamorfismo em comparação com as demais unidades.

5.2 Arcabouço Estrutural

Como as diferentes unidades cartografadas apresentam comportamentos reológicos distintos, optou-se pela descrição da geologia estrutural segmentada por cada unidade, além de uma discussão integrada na parte final do presente capítulo.

5.2.1 Arcabouço Estrutural Dúctil

5.2.1.1 Formação Serra do Landim - Grupo Canastra

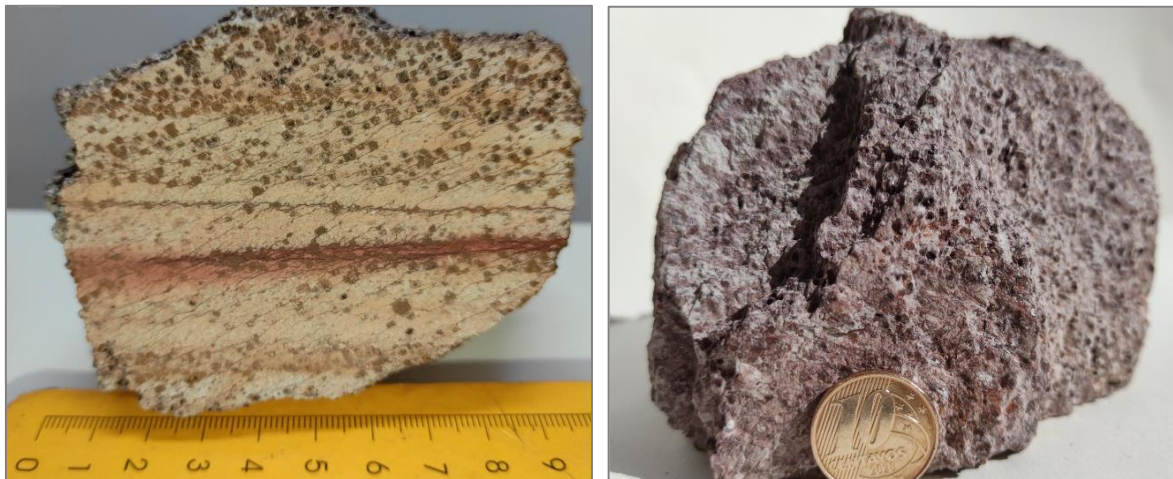
Foram identificadas as seguintes estruturas na Formação Serra do Landim: acamamento

sedimentar S0, foliação Ss e foliação Sp. O acamamento sedimentar é apenas observado em situações em que há contrastes de granulometria permitindo identificar os planos deposicionais. A foliação paralela ao acamamento é interpretada como gerada por soterramento ou por transporte tectônico. Em ambos os casos, há a recristalização de filossilicatos em função da carga gerada pela pilha de sedimentos ou pelo deslizamento dos planos durante a movimentação tectônica do Grupo Canastra de porções mais internas da faixa Brasília para condições externas (próximo ao Cráton São Francisco). A foliação Sp é interpretada como de plano axial das dobras que afetam a todas as unidades na região de mapeamento. Estas dobras são formadas em resposta ao encurtamento crustal pela compressão leste-oeste.

Localmente os filitos apresentam porfiroblastos de um mineral indeterminado em função do elevado grau de alteração, resultando em vazios preenchidos por material argiloso de coloração escura (Figura 5-1). Estes porfiroblastos foram tentativamente interpretados como sulfetos pós-tectônicos.

A foliação Ss apresenta relação de obliquidade com relação à foliação principal Sp, cujas dobras são de difícil identificação nos filitos, mas que estão presentes e evidentes nas demais unidades presentes na região.

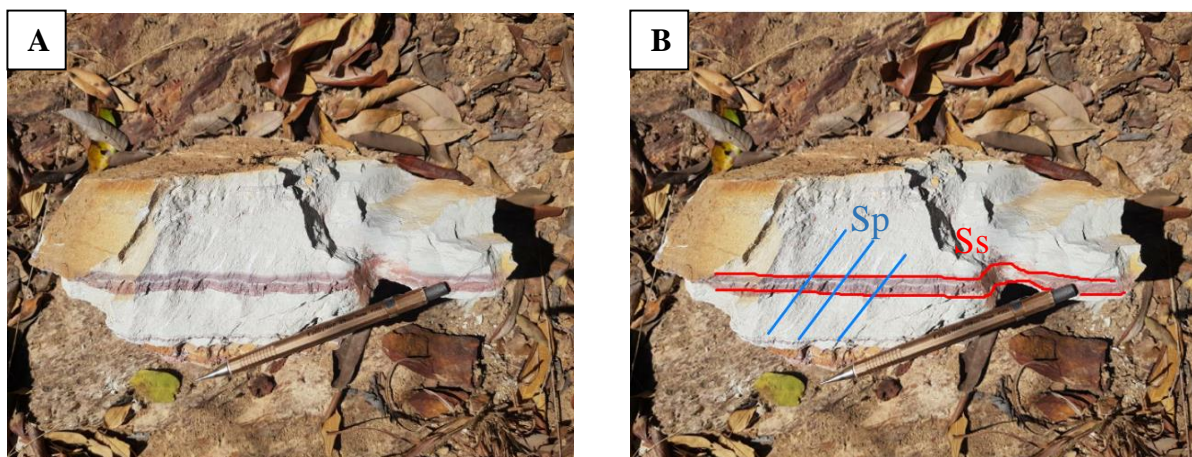
Figura 5-1 Filitos alterados com porfiroblastos de mineral indeterminado alterado, interpretado como provável sulfeto, em meio a massa argilosa.



Fonte: Projeto Unai 2020.

As estruturas sedimentares primárias, identificadas como bandamento composicional (acamamento original) são identificadas em função de variações tonais das camadas e lâminas, as quais são mais facilmente identificadas em rochas intemperizadas (Figura 5-2).

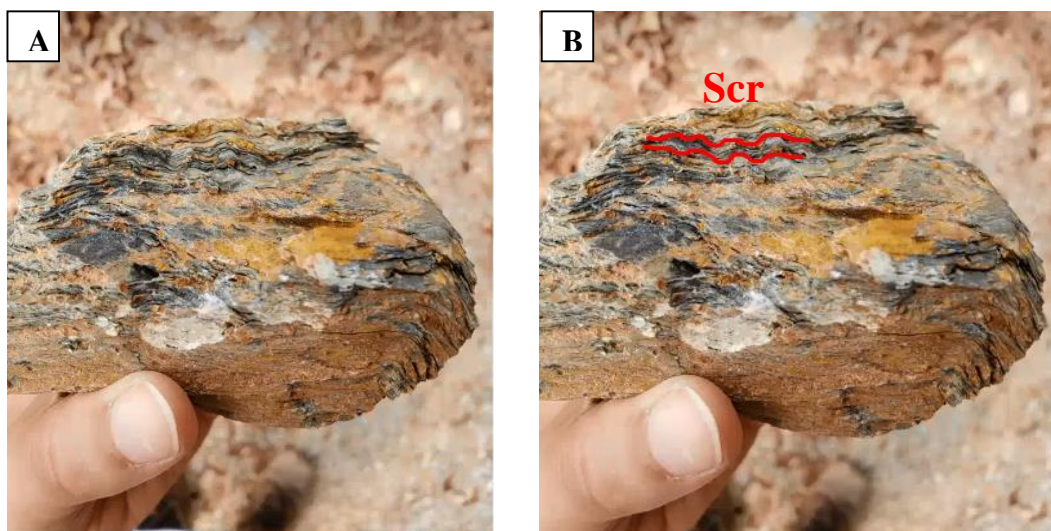
Figura 5-2 Filito alterado com bandamento composicional. Nos estratos brancos há uma predominância da fengita e no estrado roxo, há predominância de clorita – bandamento composicional destacado em vermelho. Em azul, a foliação Sp oblíqua à Ss.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

Na Subárea XIII a foliação Sp é mais penetrativa na região norte, coincidente com as frentes de deslocamento do Grupo Canastra em direção ao Grupo Paranoá onde há maior densidade de dobras. Quando a foliação Sp é sobreposta à Ss e em locais em que a rocha é mais plástica, essa foliação Sp sobreposta à Ss gera a foliação de crenulação (Scr) (Figura 5-3).

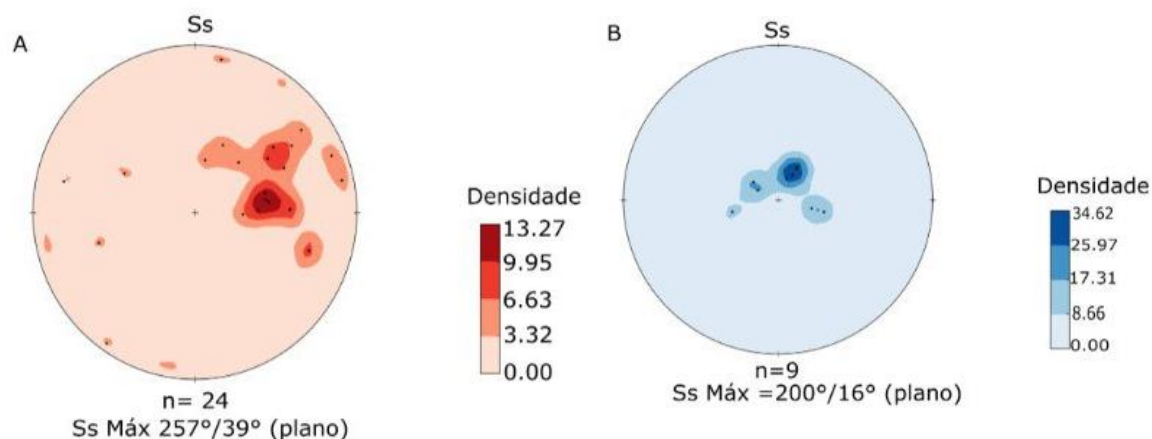
Figura 5-3 Foliação de crenulação Scr ocorrendo em porções mais pelíticas de filitos da Formação Serra do Landim.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

O estereograma da foliação Ss medida na Subárea XIII e o estereograma dos dados integrados do Projeto Unaí mostram mergulho para SW para a foliação Ss que é coincidente a direção do transporte do Grupo Canastra para NE, indicando movimentação de oeste para leste em direção ao Cráton São Francisco (Figura 5-4). O número reduzido de dados é devido ao elevado grau de intemperismo a que as rochas foram submetidas.

Figura 5-4 O estereograma em vermelho corresponde aos dados integrados do Projeto Unaí e o estereograma em azul corresponde aos dados da Subárea XIII. Ambos os estereogramas mostram mergulho da foliação Ss preferencialmente para SW.

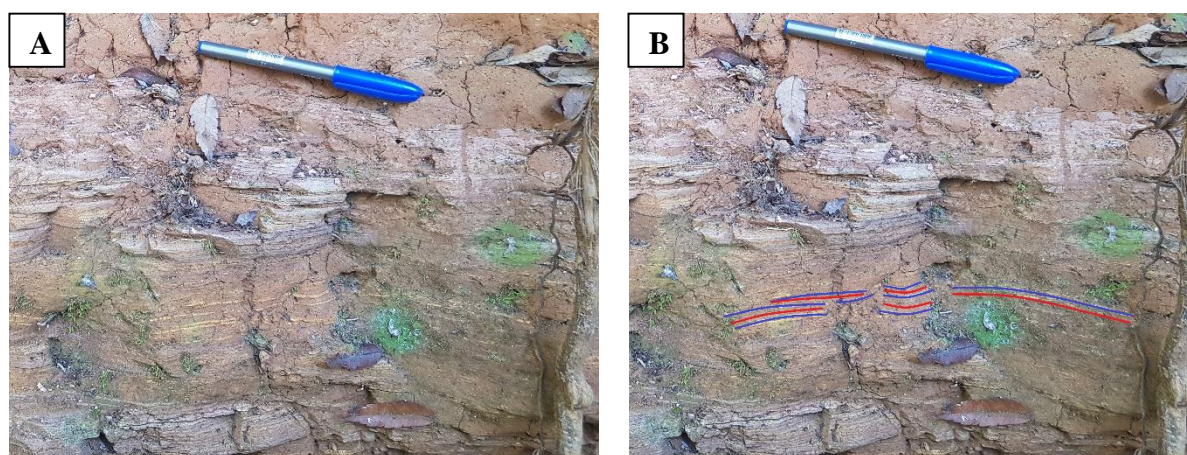


Fonte: Projeto Unaí 2020.

5.2.1.2 Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá

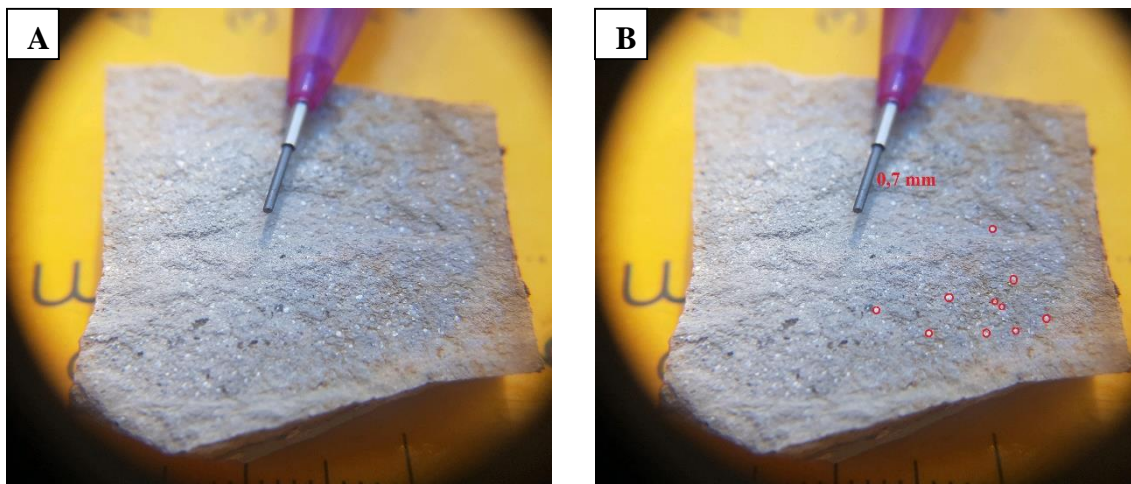
Foram identificadas as seguintes estruturas na Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá: acamamento sedimentar S0 e foliação Sp que está presente em toda a faixa de distribuição desta unidade. A foliação é originada como plano axial das dobras de eixos aproximadamente norte-sul, comumente observadas. O acamamento sedimentar é identificado a partir da variação granulométrica (Figura 5-5) e concentração de mica detrítica nos planos de deposição (Figura 5-6).

Figura 5-5 Afloramento de siltito em corte de estrada ressaltando o acamamento sedimentar S0 identificado pela variação granulométrica dos estratos. Em vermelho estratos mais argilosos e em azul estratos mais siltosos.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

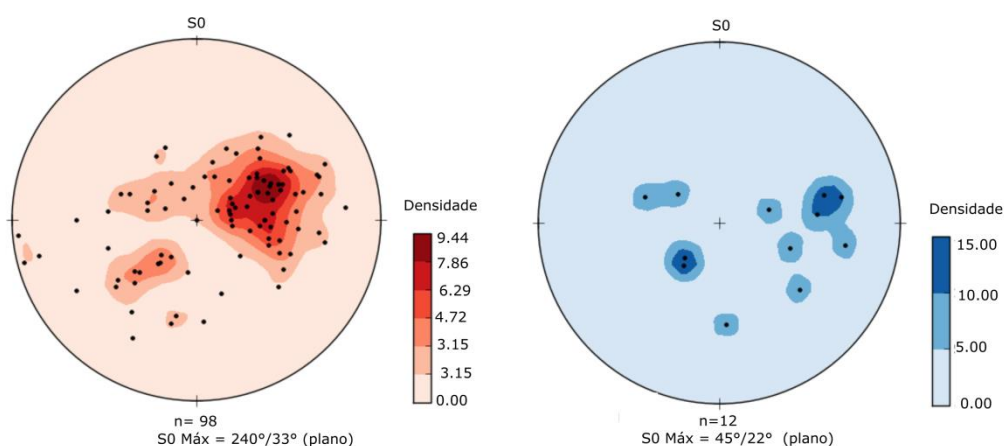
Figura 5-6 Amostra de siltito do afloramento do Ponto 105 com mica dentrítica placosa ressaltando o plano do acamamento. Como escala, grafite de 0,7 mm.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

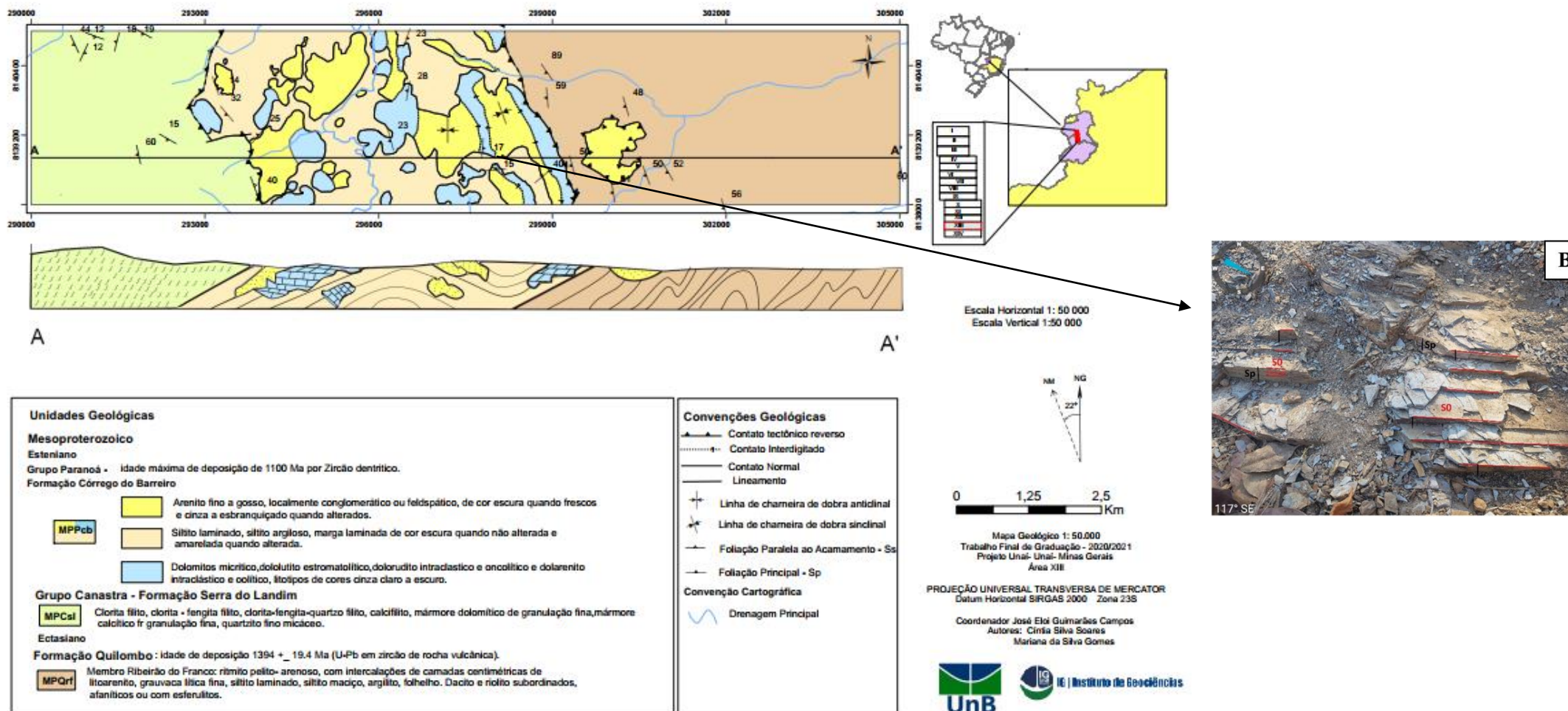
O estereograma dos dados integrados do acamamento sedimentar S0 em rochas do Grupo Paranoá na área do Projeto Unaí (Figura 5-7) apresenta mergulho preferencial para SW. Os dados obtidos na Subáreas XIII produz um estereograma que evidencia uma dobra com direção do eixo NW-SE, sendo também perceptível na morfologia da seção geológica caracterizando uma dobra anticlinal em escala regional com continuidade para a Subárea XIV e uma dobra sinclinal (Figura 5- 8).

Figura 5-7 Em vermelho, estereograma dos dados integrados de S0 com mergulho preferencial para SW e em azul os dados S0 da Subárea XIII indicando uma dobra em escala regional.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

Figura 5-8 Mapa e seção geológica da Subárea XIII (ANEXO VI) ressaltando as dobras sinclinal e anticlinal. No detalhe da imagem é representado o afloramento de siltito com a foliação Sp perpendicular à S0 observada em detalhe na Figura 5-9B.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

A foliação Sp foi desenvolvida em decorrência do dobramento com eixo aproximadamente norte-sul, sendo classificada como de plano axial. Na Subárea XIII a foliação Sp foi encontrada em siltitos apresentando mergulho subvertical, compondo um plano com alto ângulo até perpendicular à S0 com direção NE-SW (Figura 5-9).

O fato de a foliação Sp ser perpendicular à S0, além de sua disposição no mapa geológico, permitem inferir que parte das medidas de foliação Sp foi realizada próximo à zona de charneira desta dobra de escala regional ou em dobras parasíticas (Figura 5-9).

Figura 5-9 Afloramento de siltito com plano de acamamento S0 (em vermelho) e foliação Sp (em preto) perpendicular à S0.

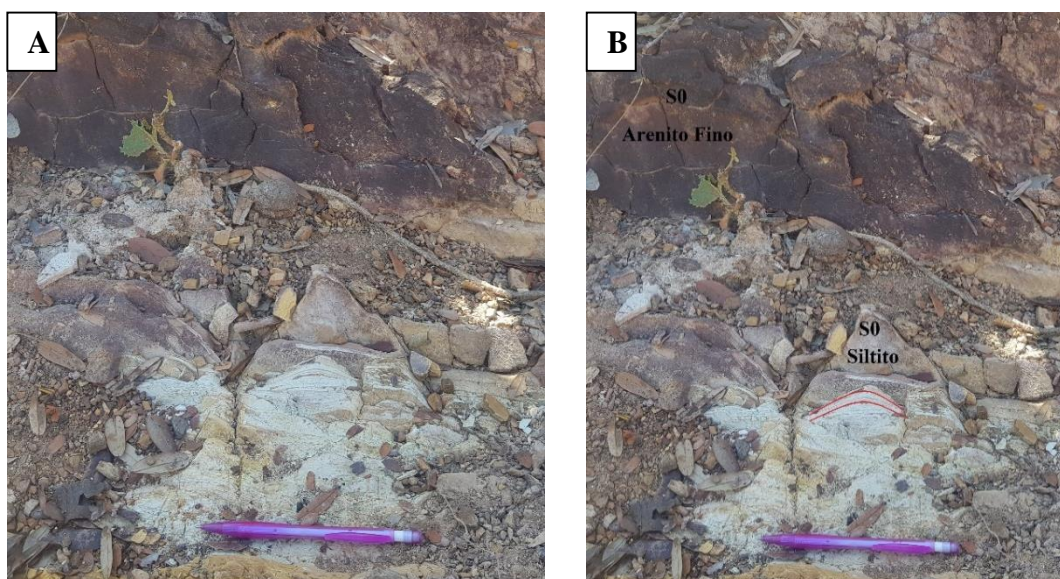


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai 2020.

5.2.1.3 Formação Quilombo

Foram identificadas as seguintes estruturas na Formação Quilombo: acamamento sedimentar S0 e foliação Sp que está presente em toda a região como eixo das dobras do acamamento. O acamamento sedimentar é identificado pela alternância de siltitos e arenitos finos e pela variação composicional refletida nas cores dos estrados do siltito (Figura 5-10).

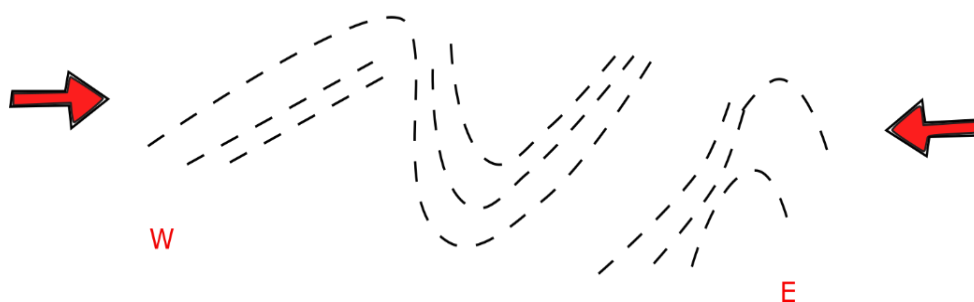
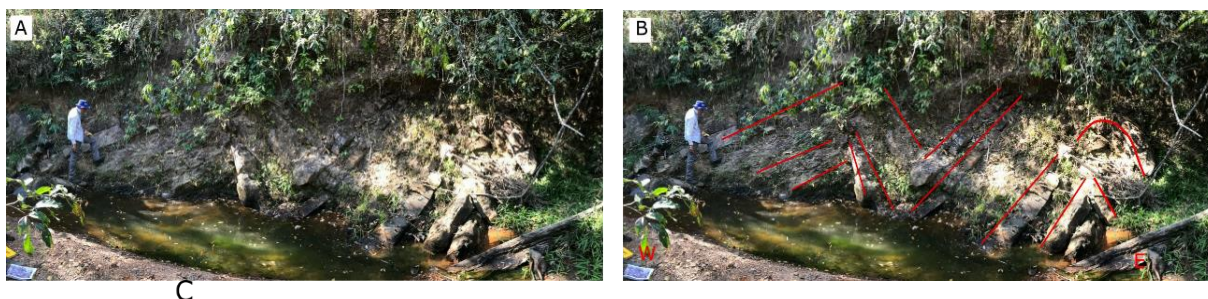
Figura 5-10 Afloramento de ritmo: intercalação de siltito e arenito fino com diferença composicional nos estratos dos siltitos marcado pela diferença de cores (em vermelho). Essa variação granulométrica e composicional marca o acamamento sedimentar S0.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

No Projeto Unaí foram encontradas dobras assimétricas suaves a apertadas indicando vergência para NE. Estas dobras são particularmente preservadas nos ritmitos da Formação Quilombo (Figura 5-11).

Figura 5-11 Afloramento de ritmo: intercalação de siltito com arenito fino da Subárea XI. Na imagem é possível observar as rochas com vergência para NE.

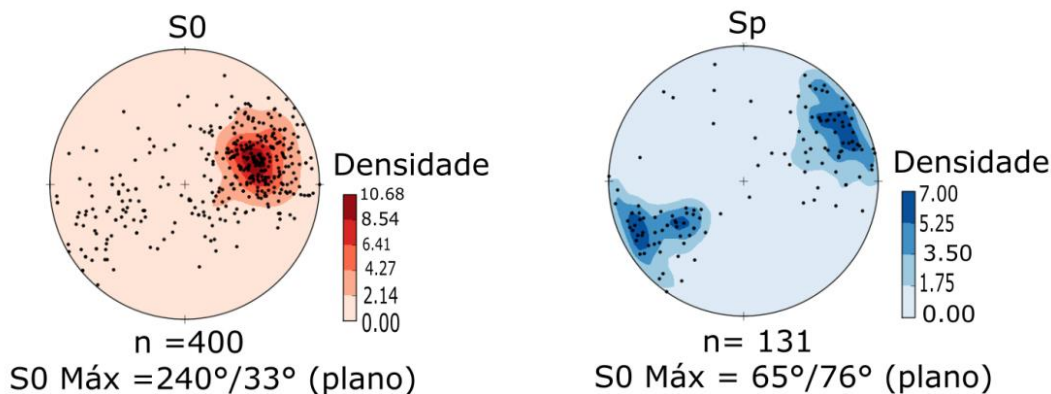


Fonte: Subárea XI, Projeto Unaí 2020.

O estereograma dos dados integrados (Figura 5-12), contudo, não mostra a presença de forma persistente desta dobras, pois apresenta maior densidade de planos com mergulho para SW. A disposição dos polos nesse estereograma pode ser interpretada como dobras assimétricas com vergência para leste em que os dois flancos mergulham mais comumente para SW (Figura

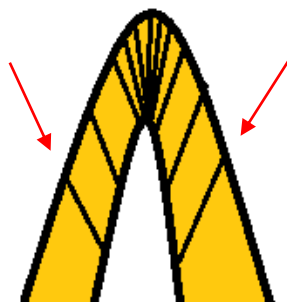
5-12). O estereograma da foliação Sp dos dados da Formação Quilombo medidos em toda a área do projeto apresenta densidade de polos opostas, demonstrando que a foliação de plano axial desenvolvida na zona de charneira de dobras da classe 1C como a representada na Figura 5-13.

Figura 5-12 Estereograma dos dados integrados do Projeto Unaí do acamamento sedimentar S0 e da foliação Sp da Formação Quilombo.



Fonte: Projeto Unaí.

Figura 5-13 Dobra de classe 1C com planos axiais opostos em flancos opostos, podendo ser representados pelo estereograma de foliação Sp da Figura 5.1.12.

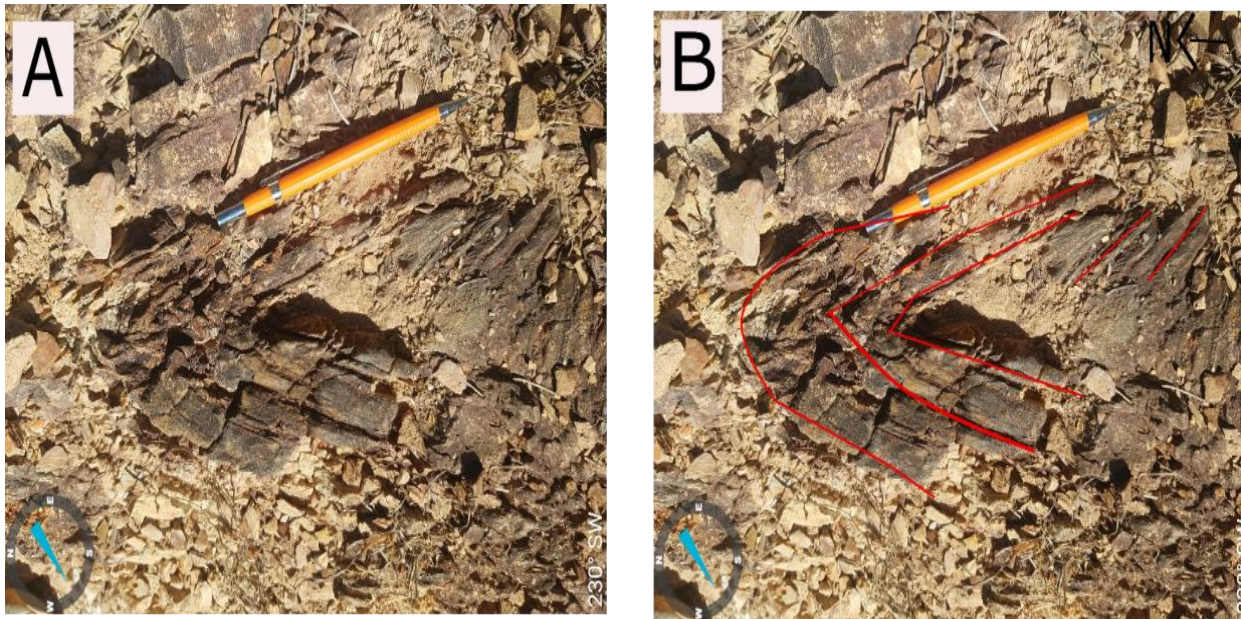


Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

Na geologia regional foram observadas dobras em chevron na Formação Quilombo principalmente, pois esta unidade apresenta alternâncias entre estratos competentes e mais plásticos de siltitos, folhelhos e grauvas finas, facilitando a formação dessas dobras cuja a espessura dos flancos se mantêm após a conclusão do processo de dobramento (Figura 5-14).

Nesta unidade também são observadas dobras com estilos distintos, incluindo: em caixa, com flancos rompidos associadas a retroempurrões, dobras suaves, dobras com eixos verticais. A variabilidade dos estilos de dobras é coerente com a deformação regional, representada por restrito confinamento litostático, evidenciado pelo caráter sedimentar das rochas.

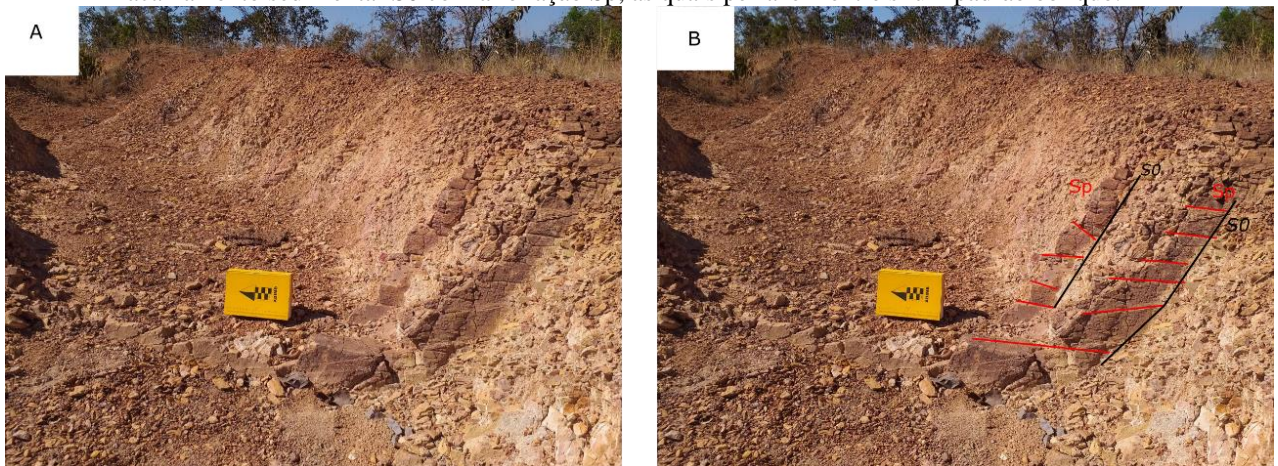
Figura 5-14 Dobra em chevron em escala centimétrica encontrada em afloramento de arenito fino intercalado com siltito no Membro Ribeirão do Franco da Formação Quilombo aflorante na Subárea XIII. Esse tipo de dobra se repete em escalas métricas a decamétricas em outras subáreas do Projeto Unai.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

A foliação Sp da Formação Quilombo ocorre como uma clivagem ardosiana ou como clivagem espaçada em contato oblíquo com o acamamento sedimentar S0 (Figura 5-15).

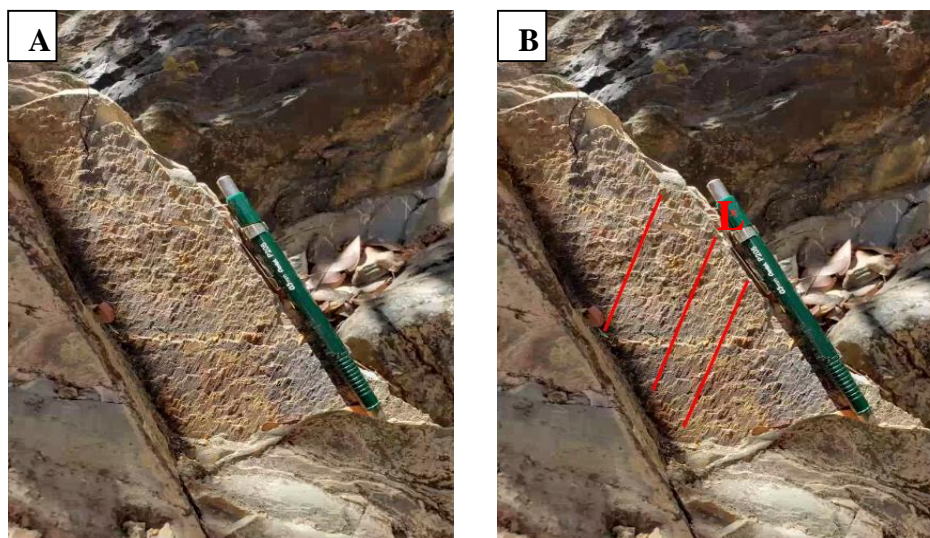
Figura 5-15 Afloramento de ritmito composto por siltito intercalado com arenito fino, demonstrando a relação do acamamento sedimentar S0 com a foliação Sp, as quais perfazem entre si um padrão oblíquo.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

O contato entre o Grupo Paranoá e a Formação Quilombo se dá por meio de uma falha contracional que é corroborada pela presença de lineações de estiramento. Na Subárea XIV foram observadas *slikensides* e *slickenlines* que apresentam cinemática reversa com topo para leste (direção de movimentação da Formação Quilombo sobre o Grupo Bambuí) (Figura 5-16). Falhas de encurtamento internas à Formação Quilombo, também são evidenciadas pelos mesmos tipos de estruturas em meio aos ritmitos.

Figura 5-16 Slikensides e slickenlines com Lx de 35/285 representando uma cinemática reversa com topo para leste-sudoeste indicando a movimentação de massa da Formação Quilombo para leste preferencialmente.



Fonte: Projeto Unai 2020.

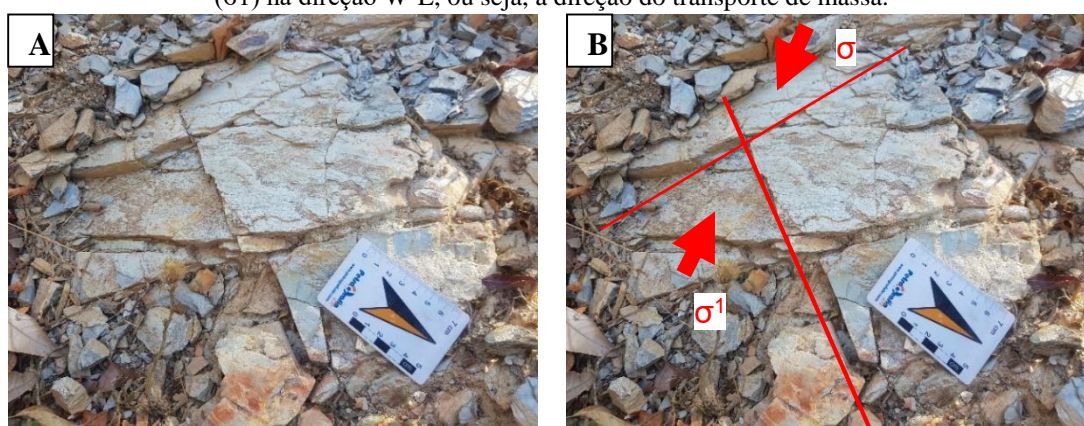
5.2.2 Arcabouço Estrutural Rúptil

O arcabouço estrutural rúptil é caracterizado por uma componente de cisalhamento puro gerando clivagens de fratura em pares conjugados observadas na Formação Serra do Landim do Grupo Canastra e na Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá observadas na Subárea XIII.

5.2.2.1 Formação Serra do Landim do Grupo Canastra

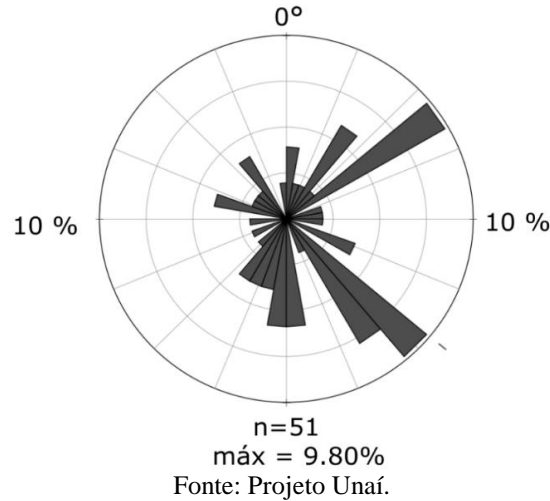
Na Formação Serra do Landim são encontrados pares conjugados de fratura de cisalhamento (Figura 5.17) com direções NW-SE e NE-SW (Figura 5-18).

Figura 5-17 Par conjugado de fratura de cisalhamento em filito da Formação Serra do Landim com tensor principal (σ_1) na direção W-E, ou seja, a direção do transporte de massa.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

Figura 5-18 Diagrama de rosetas das fraturas encontradas na Formação Serra do Landim do Grupo Canastra representando um par conjugado de fraturas com σ_1 na direção E-W.



5.2.2.2 Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá

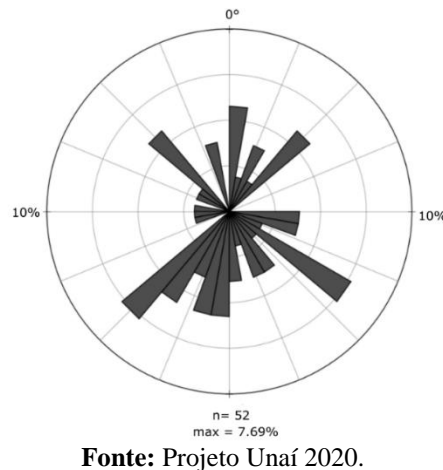
Na Formação Córrego do Barreiro são encontrados pares conjugados de fratura de cisalhamento (Figura 5.19) com direções WNW - ESE e NNW-SSW (Figura 5-20).

Figura 5-19 Par conjugado de fratura de cisalhamento em filito da Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá com tensor principal (σ_1) na direção SW-NE, ou seja, a direção do transporte de massa.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unai.

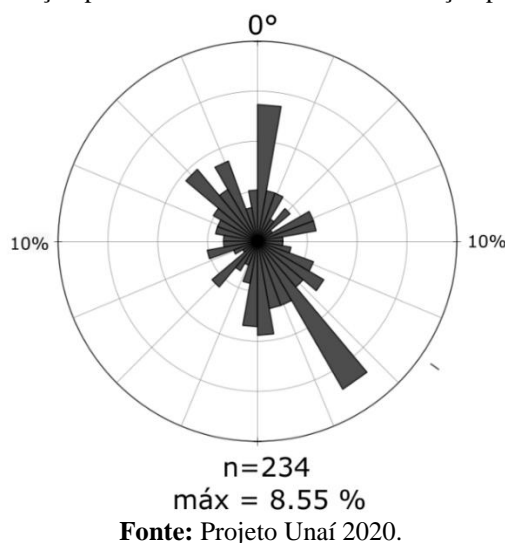
Figura 5-20 Diagrama de rosetas das fraturas encontradas na Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá representando duas famílias principais de fraturas com ângulo aproximado de 60° entre elas indicando ser um par conjugado com σ_1 na direção NW-SE.



5.2.2.3 Formação Quilombo

O Membro Ribeirão do Franco tem maior representatividade do arcabouço estrutural dúctil por ser uma unidade com maior contribuição pelítica. Na Subárea XIII não foram encontradas fraturas de cisalhamento em pares conjugados, mas com os dados integrados do Projeto Unaí é possível observar duas famílias principais de fratura, uma com direção preferencial N-S e outra com direção preferencial NW-SE (Figura 5-21).

Figura 5-21 Diagrama de rosetas das fraturas encontradas na Formação Quilombo com duas famílias principais de fratura, uma com direção preferencial N-S e outra com direção preferencial NW-SE.



5.3 Discussão

Com base no conjunto de dados obtidos na área do projeto, em comparação com o observado na Subárea XIII e suas adjacências, sinteticamente, é possível englobar as estruturas identificadas em um único evento de deformação progressiva cuja deformação e metamorfismo ocorreram durante o Ciclo Brasileiro.

Os estágios compressivos distintos geraram estruturas majoritariamente dúcteis, que representam uma fase de soterramento e transporte tectônico responsável pela geração de uma foliação de soterramento/transporte (Ss) de orientação paralela a sub-paralela ao acamamento sedimentar (S0). Dobras com diferentes estilos, mas com predominância de dobras apertadas com planos axiais verticalizados foram responsáveis pela geração da foliação principal (Sp) de plano axial destas estruturas. A foliação de crenulação (Scr) observada apenas na Formação Serra do Landim é gerada pela interação entre Sp e Ss em tipos petrográficos mais plásticos.

O estágio compressivo tadio foi majoritariamente rúptil, caracterizado por uma componente de cisalhamento puro gerando clivagens de fratura em pares conjugados observadas em rochas de todas as unidades regionais.

O estereograma da foliação Ss indica que as camadas mergulham principalmente para SW,

ou seja, com vergência para NE-E indicando transporte tectônico do Grupo Canastra de oeste para leste, em concordância com a cinemática regional do transporte de massa da porção externa da Faixa Brasília.

O Grupo Canastra é composto majoritariamente por rochas pelíticas submetidas a metamorfismo de baixo grau, resultando em um conjunto com maior plasticidade que permite maior transporte tectônico desta unidade ao longo da faixa de deformação.

A foliação Sp no Grupo Canastra é mais penetrativa na parte norte da Subárea XIII, interpretada como uma frente de movimento do Grupo Canastra. Essa foliação Sp foi encontrada em todas as unidades aflorantes na Subárea XIII com a direção preferencial de mergulho para SW, assim como no Grupo Canastra, o que permite interpretar que ela se formou no decorrer do esforço compressional causado por significativo encurtamento crustal.

Ao longo do domínio de distribuição da Formação Quilombo (na porção central da área do projeto), aflora ampla faixa do Grupo Paranoá (com pelitos e carbonatos) compondo um morro testemunho tectônico (klippe). A preservação desta unidade corrobora com a geologia estrutural regional do tipo pele fina (*thin skinned*) com a presença de falhas de empurrão e falhas reversas de baixo ângulo. Neste caso, mesmo se houver a inversão estratigráfica, há registro do transporte tectônico que coloca a unidade de topo do Grupo Paranoá sobre a Formação Quilombo.

O contato entre a Formação Quilombo e o Grupo Bambuí é tratado como uma falha de empurrão, pois existe inversão estratigráfica em que a unidade mais antiga, no caso da Formação Quilombo, é situada tectonicamente sobre uma unidade ediacariana, isto é, uma unidade mesoproterozoicas sobre uma sucessão neoproterozoica.

O padrão de deformação em nappes regionais é confirmado pela estrutura em *klippe* presente na porção oeste da Subárea III em que o Grupo Canastra está colocado tectonicamente sobre a Formação Quilombo por uma falha subhorizontal.

Capítulo 6

Zoneamento Hidrogeológico

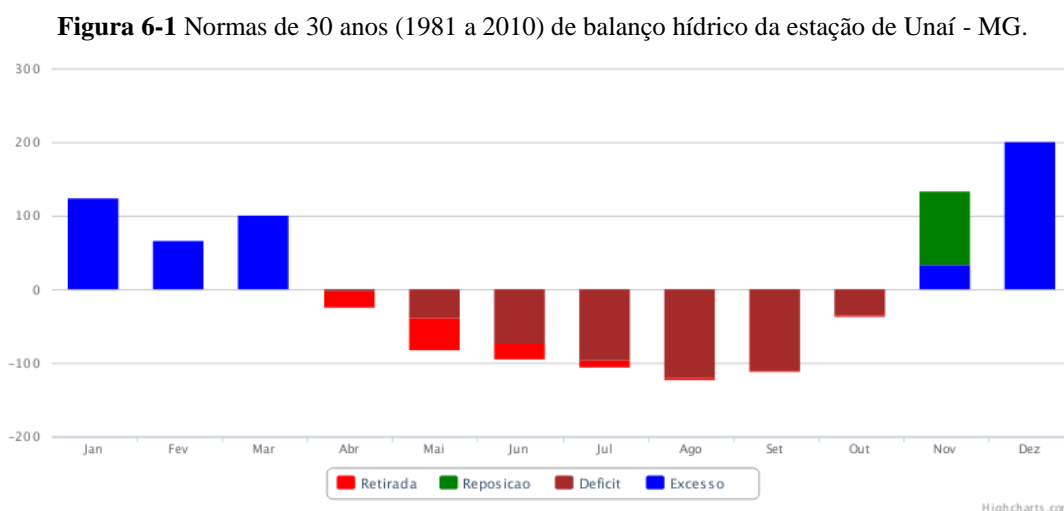
6 ZONEAMENTO HIDROGEOLÓGICO

6.1 Introdução

O zoneamento hidrogeológico tem como objetivo a compartimentação do arcabouço geológico em domínios hidrogeológicos que são unidades geológicas que armazenam e transmitem águas subterrâneas de forma semelhante e são definidas e distinguidas por características como porosidade e permeabilidade. Este capítulo tem como objetivo demonstrar o potencial hidrogeológico no município de Unaí e a caracterização geral dos aquíferos da área do Projeto Unaí. Os dados utilizados para interpretação e elaboração deste capítulo foram obtidos a partir do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) e das observações realizadas durante o trabalho de campo, além dos mapas pedológico e geológico.

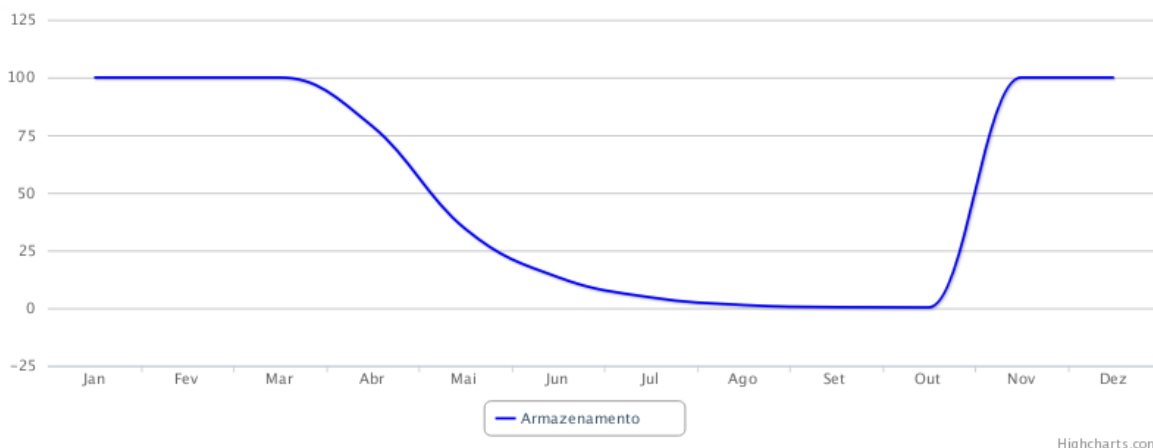
O clima predominante na região de Unaí é o tropical com duas estações bem definidas: verão, quente e chuvoso (entre os meses de abril e outubro) e inverno, frio e seco (entre maio e setembro) (Figuras 6-1 e 6-2). O principal curso d'água de Unaí é o Rio Preto (afluente pela margem esquerda do Rio São Francisco) que é importante para o desenvolvimento econômico da região. A demanda pelos recursos hídricos no município de Unaí (MG) está principalmente no uso agrícola seguido pelo consumo animal. De acordo com a Produção Agrícola Municipal (PAM) de 2019, Unaí se destacou com o maior valor de produção em grãos (principalmente soja e milho) de Minas Gerais.

A área do Projeto Unaí 2020, que se encontra na bacia do Rio Preto, é cortada na direção NW-SE das áreas III à VI pelo Córrego do Amaro e da VI à XIV pelo Ribeirão da Aldeia, ambos perenes. A Subárea XIII é cortada na direção Leste-Oeste pelo Córrego Caiçaras também perene, mas na época de realização do trabalho de campo (em julho de 2021), o nível deste córrego se encontrava baixo e seus afluentes secos.



Fonte: SIAGAS, 2021c.

Figura 6-2 Normas de 30 anos (1981 a 2010) de armazenamento de água no solo da estação de Unaí - MG.



Fonte: SIAGAS, 2021c.

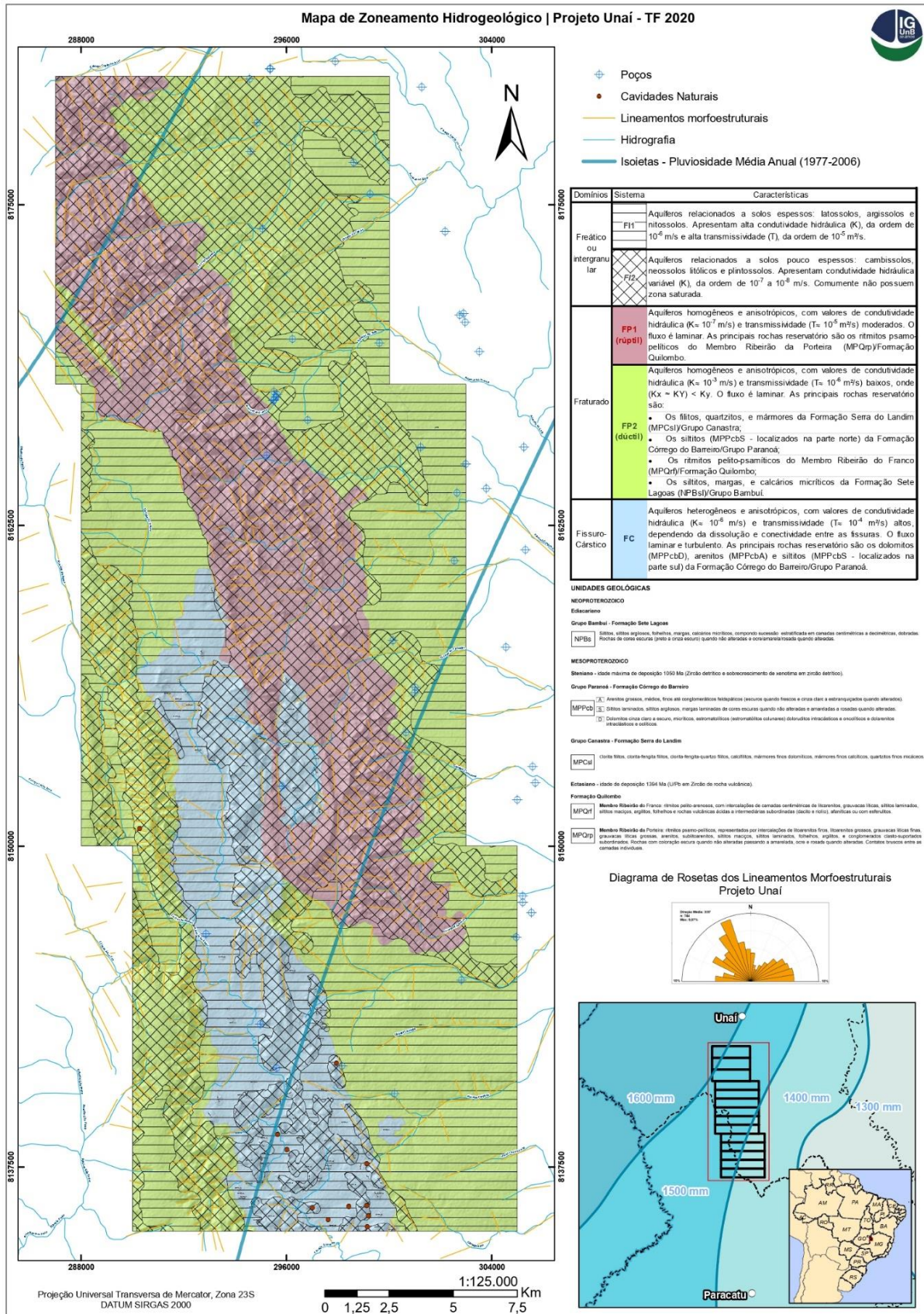
6.2 Caracterização dos Aquíferos

O zoneamento hidrogeológico proposto neste capítulo é embasado essencialmente na geologia mapeada e nos dados estruturais observados em campo, além dos aspectos fisiográficos da região, portanto é um zoneamento qualitativo, visto que não existem dados quantitativos suficientes de poços profundos na região, incluindo testes de bombeamento, vazão, níveis dinâmicos e demais informações hidrogeológicas.

Os produtos utilizados para a confecção do Mapa de Zoneamento Hidrogeológico (Figura 6-3), em escala original 1:125.000, foram o Mapa Geológico do Projeto Unaí, dados de isoietas da base de dados do repositório online da CPRM, hidrografia da região do repositório online do IBGE e dados de poços tubulares profundos obtidos do Sistema de Informação de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do repositório online da CPRM.

O zoneamento realizado propõe a distinção de três domínios hidrogeológicos, que incluem: Domínio Freático ou Intergranular - inconsolidado, associado aos solos rasos e profundos; Domínio Fraturado Profundo - associado à Formação Quilombo e aos grupos Canastra e Bambuí e o Domínio Fissuro-Cárstico - associado a Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá. Devido a diferenças nas propriedades desses aquíferos, o domínio Freático ou Intergranular e o Domínio Fraturado foram divididos em dois sistemas. O Domínio Freático ou Intergranular foi dividido nos sistemas F1 e F2 devido a diferença de espessura, textura e estrutura dos solos e o Domínio Fraturado Profundo foi dividido nos sistemas FP1 (de comportamento reológico mais rúptil), correspondente ao Membro Ribeirão da Porteira da Formação Quilombo e em FP2 (com características mais dúcteis) correspondente aos grupos Canastra e Bambuí e ao Membro Ribeirão do Franco da Formação Quilombo. As principais características destes sistemas aquíferos estão dispostas no Quadro 6-1.

Figura 6-3 Mapa de zoneamento hidrogeológico da área do Projeto Unai 2020 em que se evidenciam os três domínios de aquíferos e seus respectivos sistemas, assim como a precipitação média anual da região e o diagrama de rosetas dos lineamentos morfoestruturais.



Fonte: Projeto Unai 2020.

Quadro 6-1 Parâmetros dos sistemas aquíferos na área do Projeto Unai 2020.

| Domínios Fraturado e Fisuro Cástico | Dados Gerais | | | | | | | | Teste de Bombeamento | | | | | | | Análise | | | | | |
|-------------------------------------|------------------|------------|---------|--------|---------|--------------|--------------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------|-------------------|--------------|--------|--------|---------------------------|-------------------------------|------------------|------------|------------------------|------------------|----------|
| | Domínio Freático | Código | Nome | UTME | UTM N | Natureza | Uso | Diametro do tubo (mm) | Base (m) | Data de medição | Nível da água (m) | Vazão (m3/h) | Nd (m) | Ne (m) | Vazão Específica (m3/h/m) | Vazão de Estabilização (m3/h) | Tipo de Bomba | Data | Condutividade Elétrica | Temperatura (°C) | Turbidez |
| FP2 | FI1 | 3100015412 | UNA-236 | 299625 | 8169617 | Poço tubular | Abastecimento doméstico/animal | 152,4 | | | | | | | | | | 11/11/1999 | 212 | 26,7 | |
| FP1 | FI1 | 3100015413 | UNA-237 | 295245 | 8165232 | Poço tubular | Irrigação | 152,4 | 64 | | | | | | | | Bomba submersa | 11/11/1999 | 215 | 25,9 | |
| FP2 | FI1 | 3100015414 | UNA-238 | 296833 | 8166615 | Poço tubular | Abastecimento doméstico/animal | 152,4 | 92 | | | | | | | | Compressor de ar | 11/11/1999 | 133,3 | 27 | |
| FP2 | FI2 | 3100015415 | UNA-239 | 295638 | 8167616 | Poço tubular | Abastecimento múltiplo | 152,4 | | | | | | | | | | 18/11/1999 | | | 2,43 |
| FP2 | FI2 | 3100015416 | UNA-240 | 295607 | 8167508 | Poço tubular | Abastecimento múltiplo | 152,4 | | | | | | | | | | 12/11/1999 | 145,5 | 27,1 | |
| FP2 | FI1 | 3100015417 | UNA-241 | 302540 | 8161140 | Poço tubular | Abastecimento doméstico | 152,4 | 107 | 12/11/1999 | 24,66 | | | 27 | 6,8 | Bomba submersa | 15/12/1999 | | | | 0,73 |
| FP2 | FI2 | 3100015418 | UNA-242 | 300156 | 8158013 | Poço tubular | | 152,4 | 112 | | | | | | | | | | | | |
| FP2 | FI2 | 3100015419 | UNA-243 | 301024 | 8156186 | Poço tubular | Abastecimento doméstico/animal | 152,4 | 123 | 12/11/1999 | 18,8 | 7 | | | | | Compressor de ar | 12/11/1999 | 168,2 | 27,7 | |
| FP2 | FI2 | 3100015420 | UNA-244 | 301000 | 8155973 | Poço tubular | | 152,4 | 71,4 | 12/11/1999 | 30,44 | | | | | | | | | | |
| FP2 | FI2 | 3100015421 | UNA-245 | 300652 | 8154442 | Poço tubular | Abastecimento doméstico/animal | 152,4 | 68 | | | | | | | | Compressor de ar | | | | |
| FC | FI2 | 3100015422 | UNA-246 | 295854 | 8152350 | Poço tubular | | 152,4 | 78 | | | | 32 | | 13 | Compressor de ar | | | | | |
| FC | FI1 | 3100015423 | UNA-247 | 292873 | 8146600 | Poço tubular | Pecuária | 152,4 | 66 | 16/11/1999 | 33 | 5 | | | | Bomba submersa | 16/11/1999 | 449 | 25,5 | | |
| FC | FI2 | 3100015424 | UNA-248 | 294967 | 8143069 | Poço tubular | Abastecimento doméstico | 152,4 | 82 | 16/11/1999 | 14,76 | 12 | | | | Compressor de ar | 14/12/1999 | | | | 10,4 |
| FC | FI2 | 3100015425 | UNA-249 | 295624 | 8141344 | Poço tubular | Abastecimento doméstico | 152,4 | 52 | 16/11/1999 | 12,69 | 17,2 | | | | Compressor de ar | 16/11/1999 | 386 | 29 | | |
| FP2 | FI1 | 3100015426 | UNA-250 | 298165 | 8141430 | Poço tubular | Abastecimento doméstico | 152,4 | 103 | | | | | | | Compressor de ar | 16/11/1999 | 429 | 30,8 | | |
| FP2 | FI1 | 3100015427 | UNA-251 | 302808 | 8144780 | Poço tubular | Pecuária | 152,4 | | | | | | | | | | | | | |
| FP2 | FI1 | 3100015437 | UNA-262 | 296249 | 8169776 | Poço tubular | Abastecimento doméstico/animal | 152,4 | 100 | | | | 50 | 27 | 0,217 | 5 | Compressor de ar | 22/11/1999 | 130,5 | 23,9 | |
| FP2 | FI2 | 3100019439 | UNAI-08 | 295520 | 8167700 | Poço tubular | | | 94 | | | | 28,1 | 11,54 | 1,033 | 17,14 | | 23/10/2001 | 250 | | 0,96 |
| FP2 | FI2 | 3100019440 | UNAI-09 | 295510 | 8167400 | Poço tubular | | | 84 | | | | 25 | 12,1 | 1,698 | 21,82 | | 23/10/2001 | 120 | | 8,5 |

Fonte: SIAGAS, 2021c.

6.2.1 Domínio Freático

O aquífero freático ou inconsolidado é desenvolvido em solos e saprolitos, sendo representados por reservatórios livres, onde a superfície física da água coincide com a superfície potenciométrica, ou seja, a pressão é igual à pressão atmosférica. São controlados em função da evolução pedogenética, sendo que quanto maior sua evolução pedogenética (maior espessura) maior sua condutividade hidráulica (K) e a transmissividade (T). O aquífero freático recebe água dos rios nos períodos chuvosos e contribui para a manutenção do fluxo de base nos períodos de baixa precipitação e podem fornecer ou ter aporte de água dependendo da diferença de carga hidráulica com aquíferos subjacentes. Nesse tipo de aquífero a evapotranspiração é um importante exutório em virtude da pequena profundidade do nível d'água, em geral não superior a 5-10 metros (CPRM, 2001).

Em razão das diferentes espessuras dos solos, este domínio foi dividido em dois sistemas como se segue:

Sistema F1: regiões de relevo suave ondulado a plano com solos profundos e bem desenvolvidos, como latossolos, argissolos e nitossolos. Apresentam alta condutividade hidráulica (K) da ordem de 10^{-6} m/s, alta transmissividade (T), da ordem de 10^{-5} m²/s e uma porosidade efetiva (ne) variando de 10 a 12%;

Sistema F2: regiões com padrão de relevo ondulado a forte ondulado, com solos rasos, incluindo cambissolos, neossolos litólicos e plintossolos. Apresentam condutividade hidráulica variável da ordem de 10^{-7} a 10^{-8} m/s; baixa transmissividade (T), porosidade efetiva (ne) da ordem de 3 a 5% e comumente não possuem zona saturada.

6.2.2 Domínio Fraturado

O aquífero fraturado é representado por reservatórios anisotrópicos caracterizados por rochas com porosidade secundária correspondente às fraturas que são resultados de atividade tectônica ou resfriamento no caso de rochas vulcânicas. As variações no comportamento hidrogeológico são conduzidas pela densidade de feições estruturais incluindo abertura, densidade, tamanho, rugosidade e preenchimento das fraturas (CPRM, 2001).

Os litotipos muito finos, representados por siltitos ou filitos, exibem planos de descontinuidade com aberturas muito estreitas que dificultam o fluxo e o armazenamento de água subterrânea. Já os ritmitos psamícos possuem certa permeabilidade em função dos planos de acamamento que os tornam potencialmente mais favoráveis à exploração. A recarga é feita principalmente através do fluxo vertical descendente advindo das unidades granulares superiores e de forma menos significativa, pela infiltração da água superficial, diretamente nas fendas e fraturas, em trechos estruturalmente controlados (CPRM, 2001).

A direção preferencial dos lineamentos morfoestruturais é de 335° (N25°W), e suas intersecções correspondem aos locais de maior concentração hídrica. Em aquíferos fraturados as vazões são muito variáveis sendo a que condutividade hidráulica e o índice de faturamento interconectado (Ifi) variam em função da densidade, abertura, tamanho e preenchimento das fraturas. Este domínio aquíferos foi dividido em dois sistemas:

Sistema F1 (com comportamento reológico mais rúptil): aquíferos homogêneos e anisotrópicos associados aos ritmitos psamo-pelíticos do Membro Ribeirão da Porteira da Formação Quilombo. Os valores de condutividade hidráulica e transmissividade são moderados e o fluxo é do tipo laminar.

Sistema F2 (rochas com comportamento reológico dúctil): são aquíferos homogêneos e anisotrópicos, com valores de condutividade hidráulica e transmissividade variáveis, onde ($K_x \approx K_y$) < K_y . O fluxo é laminar e as principais rochas reservatório incluem:

- Filitos, quartzitos, e mármore da Formação Serra do Landim do Grupo Canastra;
- Siltitos (localizados na parte norte) da Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá;
- Ritmitos pelito-psamíticos do Membro Ribeirão do Franco da Formação Quilombo;
- Siltitos, margas, e calcários micríticos da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí.

A Figura 6-4 traz um exemplo de perfil de poço construído neste sistema aquífero.

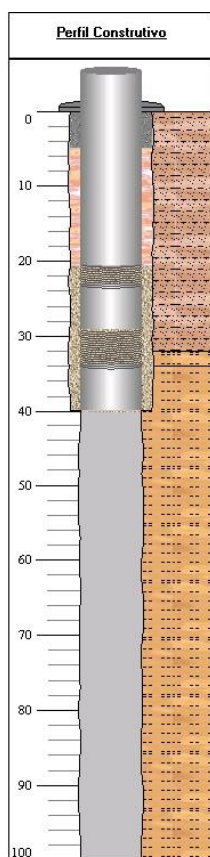
6.2.3 Domínio Fissuro-Cárstico

Em decorrência da constituição litológica e da diferenciação estrutural, os aquíferos fissuro-cársticos exibem aspectos hidráulicos contrastantes e variáveis incluindo simultaneamente sistemas fissurados e cársticos, passando por características intermediárias aos dois sistemas.

As fontes de recarga correspondem à infiltração direta de água da chuva, em áreas de afloramento, ou de água superficial através de drenagens estruturalmente controladas e ainda à drenança dos sistemas granulares subjacentes. O aporte de água superficial nas planícies de inundação dos principais cursos d'água, em períodos de cheia, deve também ser considerado. Este domínio é representado pelo Sistema FC.

Sistema FC incluem reservatórios fortemente heterogêneos e anisotrópicos, com valores de condutividade hidráulica e transmissividade variáveis a depender da dissolução e conectividade entre as fissuras. O fluxo é simultaneamente do tipo laminar e turbulento. As principais rochas reservatório são os dolomitos, arenitos e siltitos da Formação Córrego do Barreiro/Grupo Paranoá (localizados na porção sul da área do Projeto Unaí).

Figura 6-4 Perfil construtivo do poço de código 3100015437 da área do Projeto Unaí 2020.



Fonte: SIAGAS, 2021c.

6.3 Gestão de Recursos Hídricos

Os recursos hídricos se caracterizam, entre os diversos recursos naturais, como elementos essenciais a existência do meio biótico e social e sua gestão busca aumentar a oferta de água e mitigar problemas relacionados ao déficit hídrico. O estado de Minas Gerais está situado em uma região do Brasil com considerável disponibilidade hídrica. O município de Unaí, situado a noroeste do estado é inserido nesse contexto, entretanto, tem sofrido, com o uso indiscriminado e manejo inadequado dos seus recursos hídricos.

O potencial hídrico na região de Unaí é elevado devido à presença do Rio Preto com uma área de drenagem de 2.900 km² (Silva, 2006) e seus afluentes. Com relação aos recursos hídricos superficiais, na área do Projeto Unaí ocorrem o Córrego Amaro e o Ribeirão da Aldeia que são corpos d'água perenes. Os restritos dados de vazão de poços tabulares (Figura 6-5) mostram elevadas vazões, sendo que o sistema FP2 do Domínio Fraturado apresenta poços com até 8 m³/h de vazão e o Domínio Fissuro-Cárstico com vazões de 5 a 17,3 m³/h.

O município de Unaí se destaca em âmbito nacional como grande produtor de grãos com o maior valor de produção da região sudeste em 2019, gerado, sobretudo, pelas culturas de soja e milho. Na região existem extensas áreas agrícolas mecanizadas e cultiváveis, boa parte mantida

por pivôs de irrigação o que gera uma quantidade considerável de captações superficiais principalmente, as quais são complementadas por captações subsuperficiais.

Figura 6-5 Poço tubular localizado na Subárea XI do Projeto Unai 2020.



Fonte: Subárea XI, Projeto Unai 2020.

De acordo com Ferreira *et al.* (2021), o município de Unai apresenta número considerável de captações superficiais destinadas a irrigação, correspondendo a 90% das outorgas¹ vigentes. Quanto às captações subterrâneas, a irrigação corresponde ao segundo uso preponderante, cerca de 10% das captações, ou seja, um recurso pouco explorado no município.

Apesar de o município contar com água em bom estado, seus cursos d'água estão fortemente ameaçados pela falta de manejo ambiental de conservação e preservação de áreas de encostas e mananciais (Silva, 2006). O destino inapropriado dado aos resíduos sólidos no município desempenha forte pressão sobre a qualidade das águas dos cursos d'água da região de Unai, pois possibilita a percolação de substâncias poluidoras no solo desprotegido e, portanto, possibilita a alteração na qualidade das águas subterrâneas (Silva, 2006). Dessa maneira, algumas propostas são sugeridas para melhor gestão dos recursos hídricos na região da área do Projeto

¹ A Outorga é um dos instrumentos da Política Nacional de Recursos Hídricos pelo qual o Poder Público autoriza o usuário, sob condições preestabelecidas, a utilizar ou realizar interferências hidráulicas nos recursos hídricos necessários à sua atividade, garantindo o direito de acesso a esses recursos, dado que a água é um bem de domínio público. Os usuários que não possuem outorga estão sujeitos a notificações, multas e até embargos previstos em lei. A outorga é emitida pelas autoridades outorgantes da União, dos Estados e do Distrito Federal, de acordo com a dominialidade do corpo hídrico (ANA, 2011).

Unai.

6.3.1 Investimento em Educação Ambiental

A prática de educação ambiental é uma ação potencial para a melhoria do manejo dos recursos hídricos da região é, por meio de ações participativas da população urbana e rural principalmente sobre técnicas de manejo e cultivo de culturas típicas com menor impacto e ações de recuperação de micro bacias.

6.3.2 Construção de Novos Poços Tubulares

O aproveitamento dos recursos hídricos subterrâneos pode ser ampliado a partir da construção de novos poços tubulares (Figura 6-6) principalmente para uma melhor avaliação da vocação hídrica dos domínios hidrogeológicos descritos na região e para atender as comunidades mais distantes das regiões de captação superficial. Para a construção dos poços tubulares, é necessário considerar critérios técnicos de locação de poço, como a análise de fotografias aéreas/imagens de satélite, análise dos lineamentos regionais e levantamentos geofísicos como o método da eletrorresistividade. Diretrizes técnicas para a construção civil também devem ser consideradas, como a distância mínima entre os poços para evitar interferência entre os cones de depressão; escolha correta dos materiais de pré-filtro (segundo a granulometria da rocha reservatório) e o método de retirada da água adequado, dentre outros critérios. Quanto à irrigação, sistemas fraturados não são ideais para grandes projetos de irrigação por precisarem de grandes volumes de água, mas podem ser suficientes para irrigação localizada.

Figura 6-6 Perfil construtivo de poço tubular profundo para rocha sedimentar.



Fonte: Geovision Poços Artesianos, 2021.

6.3.3 Recarga Artificial de Aquíferos

Recarga artificial dos aquíferos pode ser uma alternativa eficiente para manter ou elevar o volume de água em aquíferos, pois o contínuo processo de impermeabilização do solo, em áreas urbanas e agrícolas, provoca drástica redução do volume de água infiltrada no solo e limita a lenta recarga natural dos aquíferos. Mesmo em regiões com elevado potencial hídrico, como é o caso da região de Unaí, a recarga artificial dos aquíferos é uma alternativa para a conservação dos recursos hídricos, mantendo as águas precipitadas dentro da bacia hidrográfica e diminuindo o escoamento superficial que é causador de danos nas áreas urbanas devido às cheias e erosão nas áreas rurais.

A água utilizada em recarga pode ter diferentes origens: águas residuais de estações de tratamento, água dessalinizada, água de corpos hídricos superficiais, água da chuva recolhida dos telhados de casas e inclusive água subterrânea. Fetter (1994, apud ADASA, 2015) define que a recarga artificial consiste de qualquer processo que induza infiltração ou injeção de água nos aquíferos, seja ela planejada ou não, portanto existe também uma preocupação quanto à contaminação das águas subterrâneas. Os poços mal construídos e os abandonados não lacrados constituem importantes condutos para o fluxo vertical, direto e sem diluição, de poluentes que podem atingir zonas aquíferas relativamente protegidas da contaminação.

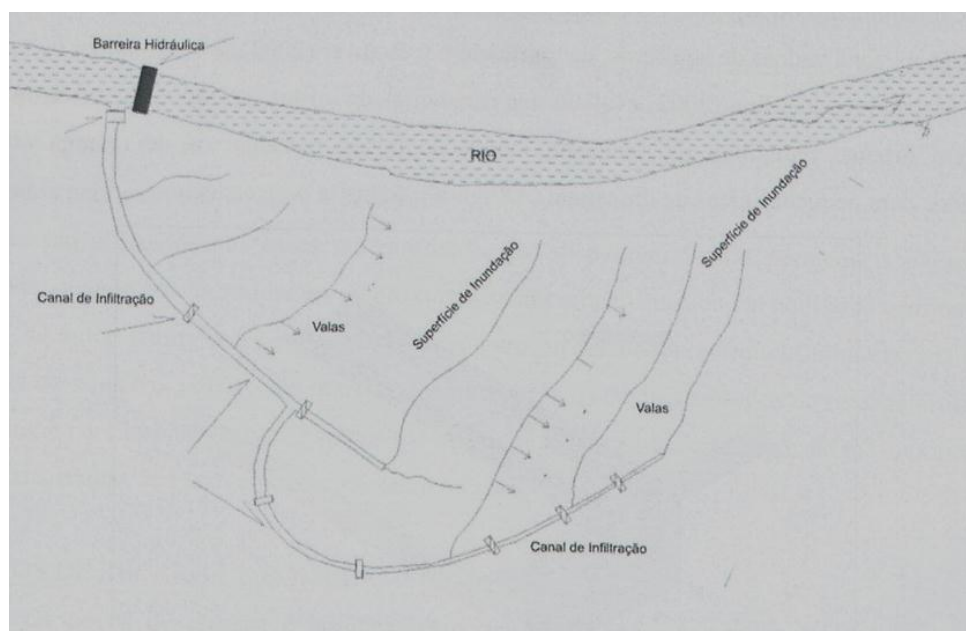
A recarga artificial pode ser praticada, a princípio, em qualquer tipo de formação permeável que tenha condições de armazenar e transmitir água. A recarga artificial de aquíferos planejada

consiste em aumentar a quantidade de água subterrânea disponível através da construção de infraestruturas projetadas para aumentar a recarga natural, para facilitar a percolação das águas superficiais ou para introduzir diretamente a água no aquífero através de furos de injeção (ADASA, 2015).

A recarga pode ser facilitada com a promoção de medidas que melhorem a capacidade de infiltração do solo, como substituir as plantas de raízes profundas por plantas com raízes mais superficiais, diminuindo dessa forma as perdas por evapotranspiração; dar preferência a plantas com folhagem que interceptem menos as águas da chuva e adotar medidas de acumulação e conservação da água no solo (ex.: uso de terraços agrícolas e plantio em curvas de nível) (ADASA, 2015).

Uma sugestão, para o maior aproveitamento do potencial hídrico do Rio Preto e seus afluentes é a utilização de canais e valas de infiltração (Figura 6-7). Canais e valas de infiltração são mecanismos construídos principalmente para aproveitar o excedente hídrico de um rio ou córrego. São barreiras hidráulicas que direcionam a água para sistemas de canais e valas de recarga, aproveitando a topografia do terreno (Almeida, 2011). As valas de infiltração também podem ser construídas em áreas urbanas, sob calçadas, avenidas ou estacionamentos. Pequenas obras de captação de água de chuva através de coberturas de edificações residenciais/comerciais podem ser realizadas, com direcionamento destas águas para valas rasas (Almeida, 2011). Uma vala pode ser descrita como uma trincheira longa e estreita, sendo a sua largura inferior à sua profundidade (ADASA, 2015).

Figura 6-7 Recarga em planície de inundação com valas e canais de desvio.



Fonte: Almeida, 2011.

6.3.4 Construção de “Barraginhas”

Outra forma de ampliar a oferta e recarga de aquíferos é pela instalação de “barraginhas”, um sistema que consiste na implementação, em áreas de pastagens, de lavouras e beiras de estradas, onde ocorram enxurradas, vários miniaçudes (Figura 6-8) distribuídos, de modo que cada um retenha água de enxurrada, evitando erosões, voçorocas e assoreamentos, amenizando as enchentes. O Sistema Barraginhas ajuda a aproveitar, de forma eficiente, a água das chuvas irregulares e intensas. Ao barrar (reter) a água de uma chuva intensa, as barraginhas darão tempo para que essa água se infiltre no solo e recarregando o lençol freático. Quanto mais rápido essa água se infiltrar no solo, mais eficiente será a barraginha. Assim, ela estará apta a colher a próxima chuva e sucessivamente todas as chuvas que ocorrerem (EMBRAPA, 2009). A Barraginha é uma solução barata e rápida para recarga de aquífero e em áreas de pastagem, muito comum em Unai, também é utilizada para a dessedentação de animais.

Figura 6-8 Barriguihas com acumulação de água da chuva colhida pelo escoamento superficial.



Fonte: Revista Negócio Rural. Foto: Assessoria de Comunicação da Prefeitura Municipal de Unai.

Capítulo 7

Evolução Geológica

7 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

7.1 Introdução

O contexto geológico da área do Projeto Unaí se inicia com um evento de rifteamento crustal durante a Tafrogênese Estateriana (1,8 - 1,6 Ga) (BRITO NEVES, 2002) responsável pela abertura do Rifte Araí em um embasamento que se consolidou no paleoproterozoico durante o evento metamórfico Riáciano (ou Transamazônico) (MARQUES, 2009). Posteriormente ocorreu a deposição em bacias sedimentares intracratônicas Meso e Neoproterozoicas que se sobrepõem por eventos sucessivos de deposição. Por fim houve a deformação tectônica durante a orogenia Neoproterozoica do Brasileiro.

Os modelos de evolução sugeridos consideram as informações e dados integrados obtidos neste projeto, com dados obtidos da literatura disponível. Trabalhos anteriores foram utilizados para a compreensão da evolução geológica do embasamento da região e dos grupos Araí e Traíras que não afloram na área do Projeto Unaí. Dados adquiridos em campo serviram de suporte para a interpretação da evolução geológica da Formação Quilombo e dos grupos Paranoá, Canastra e Bambuí aflorantes na área do Projeto Unaí. A seguir são apresentadas interpretações, discussões e representações para os modelos de evolução geológica propostos.

7.2 Embasamento

Na área mapeada pelo Projeto Unaí, que está localizada na porção meridional da Faixa Brasília, não foram observadas rochas do embasamento, porém Rodrigues (2008) relatou a ocorrência de rochas graníticas no noroeste do município de Unaí - MG e interpretou como sendo corpos intrusivos em rochas sedimentares. Posteriormente, Moura (2018) reinterpreta as ocorrências de rochas graníticas na porção Central da Faixa Brasília como exposições do embasamento paleoproterozoico.

As interpretações feitas por Moura (2018) são utilizadas para afirmação da presença do embasamento da porção meridional da Faixa Brasília, incluindo a área do Projeto Unaí. A presença do embasamento granítico também é evidente na interpretação da seção sísmica de reflexão que atravessa a área em estudo.

Na região central da Faixa Brasília, em meio aos sedimentos do Grupo Bambuí e próximo às frentes de empurrão que colocam em contato tectônico as rochas sedimentares deste grupo com as do Grupo Canastra, foram encontradas rochas graníticas classificadas como tonalito e granodiorito sendo enquadradas na classe dos granitos do tipo S. Após tratamento e análise dos dados analisados por Moura (2018), as idades encontradas a partir de datações realizadas pelo método U-Pb em grãos de zircão foram de 2.140,3±4.4 Ma.

Em função da idade paleoproterozoica, Moura (2018) conclui que essas rochas são ocorrências do embasamento siálico, interpretadas como altos de embasamento que foram preservados após diversos processos geológicos. A amostra do embasamento encontrada se apresenta estruturada, com foliação protomilonítica, indicando que naquela região estão preservados registros da influência de uma tectônica pré-brasiliana. A atitude da foliação protomilonítica observada nas rochas graníticas é de 230/70, enquanto a foliação principal média das rochas supracrustais dos Grupos Bambuí e Canastra é de 300/45, ou seja, em função da idade e da atitude das foliações e lineações impressas nessas rochas estima-se que estes metagranitos foram submetidas aos efeitos da Colagem Riacciana (FUCK *et al.*, 2001) com pico de deformação a cerca de 2,0 Ga. Por outro lado, as rochas supracrustais sofreram uma deformação considerada do tipo pelicular (*thin skinned*) durante o ciclo Brasiliano, isto é, sem envolvimento do embasamento.

O embasamento da Faixa Brasília é representado por três blocos, consolidados durante o evento Riacciano. i) ambiente de arco formando a Sequência Campinorte com idade de 2.2 (DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009, apud MOURA, 2018); ii) ambiente de margem continental ativa, caracterizado pelos granitos calcialcalinos, com idade de 2.2 Ga, denominados como Suíte 1 e 2 (CRUZ & KUYUMIJIAN, 2003, apud MOURA, 2018) e iii) ambiente de colisão continental, gerando a Suíte Aurumina de 2.17 (BOTELHO *et al.*, 2006). Portanto, do ponto de vista de correlação regional, as rochas do embasamento estudadas por Moura (2018) apresentam idades próximas à Suíte Aurumina, que constitui grande parte do embasamento da Faixa Brasília Norte.

7.3 Rifteamento Araí e bacias paleo/mesoproterozoicas (Grupo Araí, Grupo Traíras, Formação Quilombo, Grupo Paranoá e Grupo Canastra)

7.3.1 Rifte Araí

Os processos de colagens orogênicas do Paleoproterozoico, durante o Riacciano, referem-se a episódios acrescionários e colisionais presentes em todos os atuais continentes. Estes processos orogenéticos funcionaram como amálgama para a maioria dos microcontinentes resultando em núcleos arqueanos e faixas móveis paleoproterozoicas. Os dados geocronológicos desses processos, no Brasil, variam de 2.2 Ga a 1.8 Ga (BRITO NEVES *et al.*, 1995). Após a fase colisional iniciou-se um período extensional ao qual se denominou Tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,6 Ga) que abrangeu a maioria dos blocos siálicos amalgamados no paleoproterozoico. E é neste contexto extensional que se insere a abertura do Rifte Araí, que se inicia com ascensão do manto e estiramento da crosta, desenvolvendo falhas que evoluem para escarpas e grabens ensiálico. Na fase sin-rifte predomina a subsidência mecânica, com deposição de sedimentos conglomeráticos e arenitos fluviais, podendo conter intercalações de rochas vulcânicas ácidas e vulcanoclásticas,

basaltos continentais, além de fusão parcial da crosta gerando granitos anorogênicos e vulcanismo bimodal (MORO, 2017). A fase transicional do rifte se estabelece com a introdução da sedimentação marinha na bacia, havendo mudança no regime de subsidência que passa a ser predominantemente flexural/termal. A fase pós-rifte é marcada por depressão térmica e altas taxas de subsidência, com a expansão da bacia fora dos limites do rifte original (MORO, 2017).

O rifteamento estateriano afetou essencialmente as rochas da Formação Ticunzal e da Suíte Aurumina, já deformadas pela Orogênese Transamazônica (2,2-2,0 Ga), e controlou a formação e sedimentação da bacia Araí na qual depositou o Grupo Araí, além das sequências dos grupos Traíras e Paranoá que serão descritos a seguir.

7.4 Bacias Meso/paleoproterozoicas

7.4.1 Grupo Araí

Na área mapeada pelo Projeto Unaí, na porção meridional da Faixa Brasília, não foram observados afloramentos do Grupo Araí, portanto os dados utilizados são baseados na revisão bibliográfica e correlacionados à estratigrafia da região estudada.

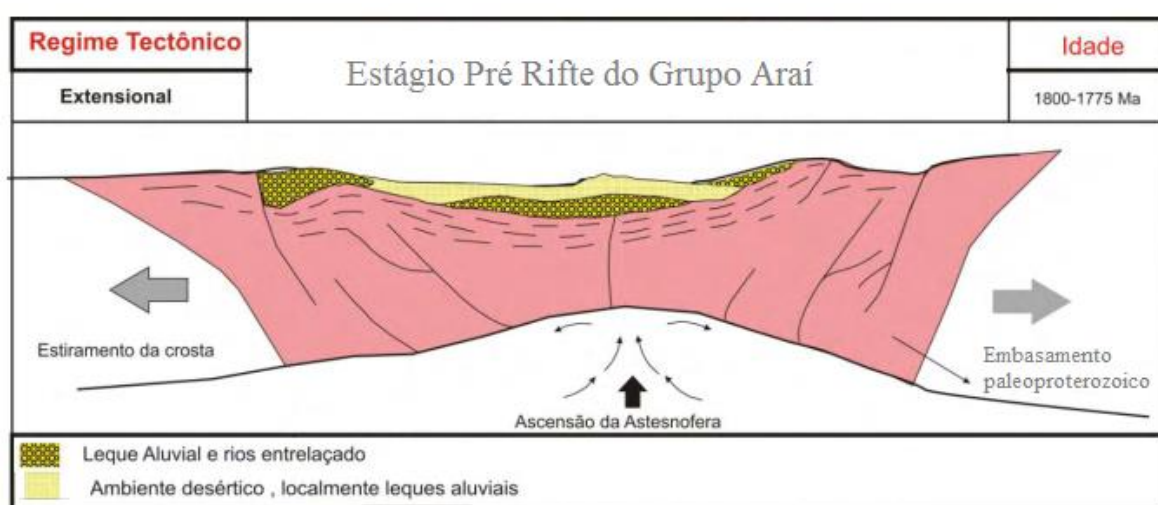
As rochas do Grupo Araí estão relacionadas a um evento de extensão continental desenvolvido na região central do Brasil - o rifte Araí citado no tópico anterior. Marques (2010) define quatro estágios de evolução no Grupo Araí: pré-rifte, sin-rifte, transicional e pós-rifte ou flexural. Para Tanizaki (2013) em análise sedimentar e tectono-estratigráfica subdivide o Grupo Araí em quatro unidades: (i) Formação Água Morna que representa um sistema deposicional fluvial entrelaçado, instituído em uma bacia do tipo sag-intracontinental na fase pré-rifte da bacia, submetida a processos de subsidência termal; (ii) Formação Arraias constitui espesso pacote de sedimentos continentais, caracterizados nos tratos de sistema da fase rifte, relacionados essencialmente com a subsidência mecânica da bacia; (iii) Formação Caldas compõe a sequência deposicional transicional do Grupo Araí; (iv) Formação Traíras representa a sequência marinha desenvolvida no decurso da subsidência flexural, pós- rifte.

Em contrapartida, Martins-Ferreira *et al.* (2018) propõem elevar a Formação Traíras ao status de grupo e seus antigos membros ao status de formação baseado na discordância que existe entre a sequência transicional e a deposição do agora Grupo Traíras. Essa discordância é caracterizada por uma série de conglomerados intraformacionais que representa um lapso de tempo suficiente para que a litificação, o soerguimento e a erosão ocorram antes do restabelecimento da subsidência e do início da bacia do Grupo Traíras. Outro aspecto levantado é a cronocorrelação entre o Grupo Serra da Mesa e o Grupo Traíras. O primeiro possui idade máxima de deposição de até 1557 ± 22 Ma (MARQUES, 2009). Enquanto o segundo tem uma idade máxima de deposição

de 1543 ± -31 Ma, baseada em análises de zircões do granito Serra da Mesa (MARTINS-FERREIRA *et al.* 2018).

Portanto, segundo Martins-Ferreira *et al.* (2018), o Grupo Araí, que era caracterizado como uma bacia do tipo rifte - pós-rifte, agora, está restrito aos sedimentos do rifte e está dividido nas formações Água Morna e Arraias. Assim, a história deposicional do Grupo Araí pode ser contada a partir de um estágio pré rifte (Figura 7-1), que ocorre no período de 1,80 a 1,77 Ga, é formado por sedimentos não marinhos, de leques aluviais, rios entrelaçados associados a um ambiente desértico depositado durante o estiramento da crosta litosférica (MARQUES, 2009).

Figura 7-1 Estágio pré- rifte devido a ascensão da litosférica, formação de falhas, horsts e grabens e deposição de sedimentos não marinhos.

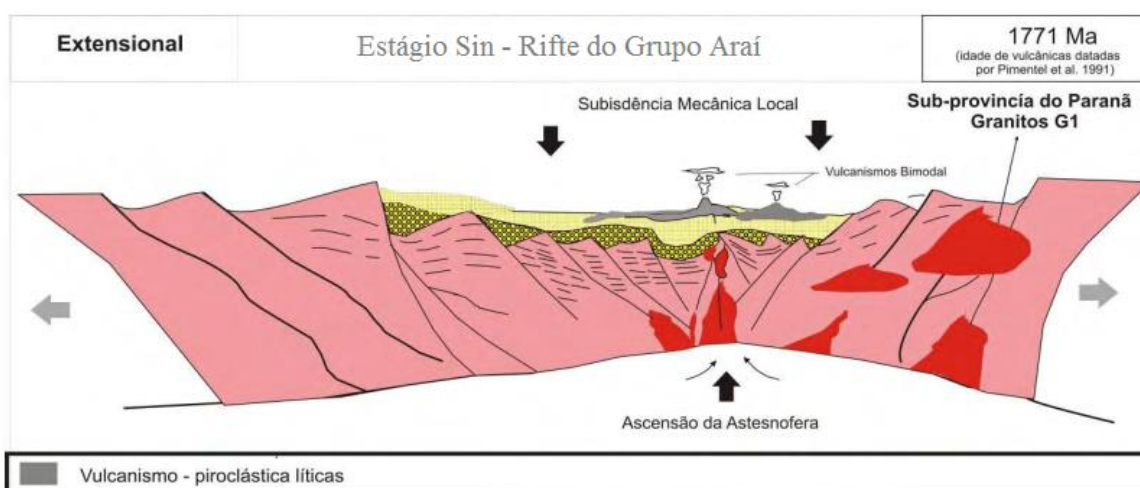


Fonte: Marques, 2009.

Com a continuação do processo de rifteamento, tem-se então o estágio sin-rifte (Figura 7-2) onde predomina a subsidência mecânica, ocorrendo a reativação de falhas e magmatismo da Sub-Província Tocantins. Esse magmatismo é caracterizado pela fusão parcial da crosta e provavelmente do manto devido ao sistema de falhas profundo, originando os processos magmáticos que conduziram à formação dos granitos estaníferos anorogênicos da Suíte Pedra Branca e ao vulcanismo bimodal registrado na base do Grupo Araí, ambos datados em 1,77 Ga (ALVARENGA *et al.*, 2007 apud MORO, 2017).

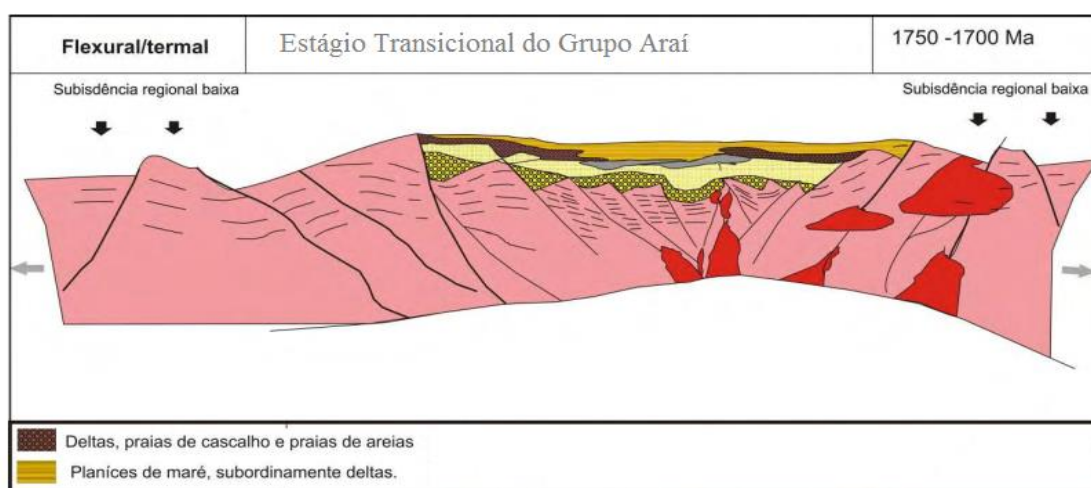
A deposição do Grupo Araí se encerra com o estágio transicional (Figura 7-3) marcado pelas primeiras incursões marinhas na bacia. O sistema muda de subsidência mecânica para um ambiente de subsidência flexural/termal. As baixas razões de subsidência criam um ambiente de deposição com sedimentos transicionais incluindo: praias arenosas, praias de cascalhos (*storm beach*), possíveis deltas, além de depósitos de planícies de maré. A idade provável de deposição fica entre 1750 - 1700 Ma (MARQUES, 2009).

Figura 7-2 Estágio sin-rite predomina a subsidência mecânica, onde ocorre a reativação de falhas e magmatismo da Sub-Província Tocantins com idade de 1,771 Ga. O vulcanismo, na região, é representado por piroclásticas líticas.



Fonte: Marques, 2009.

Figura 7-3 Estágio transicional do Rifte Araí. O sistema muda de subsidência mecânica para subsidência flexural/termal.



Fonte: Marques, 2009.

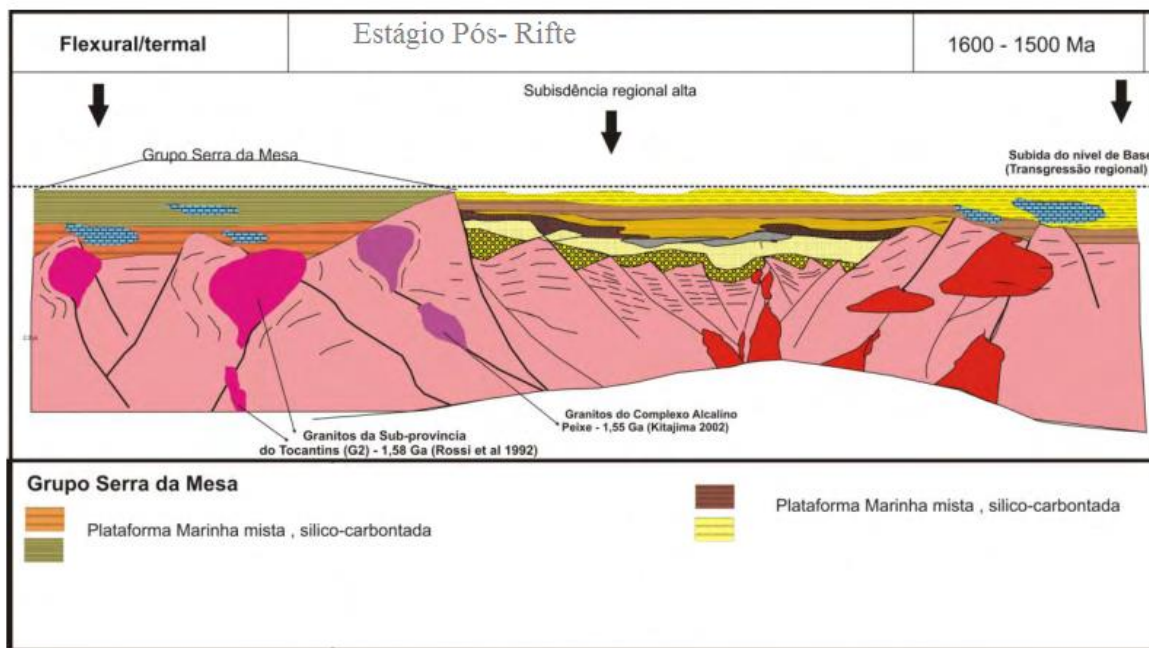
7.4.2 Grupo Traíras

Assim como o Grupo Araí o Grupo Traíras não aflora área mapeada pelo Projeto Unaí, os dados utilizados são baseados na revisão bibliográfica e correlacionados à estratigrafia da região estudada.

Segundo Martins-Ferreira *et al.* (2018), o Grupo Traíras representa uma bacia do tipo Sag intracontinental. O intervalo de tempo que separa o Grupo Traíras da Formação Arraias (topo do Grupo Araí) é de pelo menos 228 Ma. A deposição do Grupo Traíras ocorreu no estágio pós-rifte (Figura 7-4) caracterizado por depressão térmica e altas taxas de subsidência e uma grande transgressão que inunda toda a bacia Araí e outras depressões pré-formadas (MARQUES, 2009). A sedimentação é caracterizada por sedimentos psamíticos e pelito-carbonáticos em uma

sequência transgressiva marinha de ambiente litorâneo e de plataforma aberta (sinéclise marginal) (MORO, 2017). O processo de deposição do Grupo Traíras parece ter ocorrido por volta de 1,6-1,56 Ga, contemporâneo às intrusões graníticas relacionadas à Suíte Serra da Mesa, que podem estar associadas a uma reativação tectônica do embasamento do rifte Araí (PIMENTEL & BOTELHO, 2001; ROSSI *et al.*, 1992; DARDENNE *et al.*, 2003 apud MORO, 2017).

Figura 7-4 Estágio pós-rifte caracterizado por depressão térmica e altas taxas de subsidência.



Fonte: Marques, 2009.

7.4.3 Formação Quilombo

A Formação Quilombo aflora na porção leste das áreas mapeadas pelo Projeto Unaí e se caracteriza por sedimentos psamo-pelíticos rítmicos com vulcanismo pontual. Segundo Campos *et al.* (2021) a natureza rítmica das rochas sedimentares do Ribeirão da Porteira e do Ribeirão do Franco, se não analisados em detalhes, pode levar à interpretação equivocada da sedimentação sob condições de plataforma marinha rasa. No entanto, os seguintes argumentos confirmam se tratar de sedimentação turbidítica em águas profundas: i) contato abrupto entre as camadas argilosa e arenosa; ii) ausência de estruturas típicas relacionadas a processos de deposição de tração (como marcas onduladas e estratificações cruzadas); iii) ampla presença de rochas psamíticas com matriz de argila (grauvaca); iv) presença de rochas imaturas (ricas em fragmentos líticos); v) ausência de estratificação gradacional e presença de tapetes de tração. A arquitetura de fácies geral também é típica de deposição impulsionada por fluxos turbulentos sobrejacentes, comuns em sistemas turbiditos distais.

A Formação Quilombo durante muito tempo foi considerada como uma unidade integrante do Grupo Vazante (RODRIGUES, 2013; DARDENNE, 2000; MOURA *et al.*, 2016; PINHO *et*

al., 2017 apud MOURA, 2018). Posteriormente Moura (2018) a individualizou, com base em novos dados petrográficos, geoquímicos e principalmente geocronológicos, como Grupo Quilombo de idade mesoproterozoica. Segundo Moura (2018) a idade encontrada para as rochas vulcânicas da área de estudo (Unaí-MG) permite a discriminação, das sequências de rochas pertencentes a Formação Quilombo, daquelas encontradas no Grupo Vazante.

Idades determinadas através de U-Pb em zircões detríticos oriundos de rochas atribuídas ao Grupo Vazante apresentam idades mais jovens da ordem de 1,2 Ga (RODRIGUES, 2008). Já a idade de deposição da Formação Quilombo é de $1394,46 \pm 19,4$ Ma, de acordo com os resultados da idade U – Pb em cristais de zircão de amostras de rocha vulcânica intercaladas aos sedimentos. Mais estudos são necessários para certificar que esses zircões não são herdados (CAMPOS *et al.*, 2021).

As idades U-Pb em zircão indicam que esta unidade é mais antiga que o Grupo Bambuí e Paranoá e mais jovem ou contemporânea ao Grupo Traíras, que segundo Martins-Ferreira *et al.* (2018), apresentam idade máxima de deposição de 1543 ± -31 . Martins-Ferreira *et al.* (2018) propõem abranger todas as sequências extensionais de primeira ordem do Proterozoico na margem ocidental do Cráton São Francisco, incluindo os grupos Araí, Traíras e Paranoá e seus correlativos laterais os grupos Serra da Mesa, Natividade e Canastra no Supergrupo Veadeiros. A Formação Quilombo se encontra neste intervalo deposicional e temporal, portanto, em princípio se enquadra no Supergrupo Veadeiros.

7.4.4 Grupo Paranoá

Na área do Projeto Unaí o Grupo Paranoá foi interpretado como associado à Formação Córrego do Barreiro. O Grupo Paranoá encontra-se recobrendo as rochas sedimentares e vulcânicas do Grupo Traíras (MARTINS-FERREIRA *et al.*, 2018), de idade Mesoproterozoica e é sobreposto pelo Grupo Bambuí de idade Neoproterozoica. Portanto, sua idade foi definida a partir destas relações estratigráficas e também por correlações regionais com estromatólitos (colunares e conophyton) que assinalam idades variando entre 1,2 a 0,9 Ga (DARDENNE *et al.* 1971, CLOUD & DARDENNE, 1973; DARDENNE, 1979; MATTEINI *et al.* 2012, CAMPOS *et al.*, 2013, apud SERAINE *et al.*, 2021). Pimentel *et al.* (2001) realizaram análises Sm-Nd, que indicaram idade modelo paleoproterozoica entre 2,3-1,9 Ga, com proveniência exclusivamente continental.

As rochas que compõem o Grupo Paranoá foram inicialmente classificadas como uma sequência sedimentar depositada em um contexto de margem passiva com sedimentos provenientes do Cráton São Francisco (DARDENNE, 1981; Faria, 1995; GUIMARÃES, 1997; FREITAS-SILVA & CAMPOS, 1998).

Entretanto, as principais características que indicam uma bacia de margem passiva não são observadas ou preservadas no Grupo Paranoá, pois este não exhibe as feições diagnósticas, incluindo: 1) ausência de fácies marinhas profundas; 2) ausência de ofiolitos, que representam a geração de crosta oceânica e espalhamento de fundo oceânico e 3) ausência de um centro de espalhamento com idade compatível (SERAINÉ, 2020).

Segundo Serainé *et al.* (2021), quando analisada em toda sua extensão, a sequência Paranoá pode ser caracterizada em diferentes tipos de bacia: bacia de plataforma continental que recobre o Cráton São Francisco, bacia intracratônica Sag que sobrepõe sucessões de rifte e bacia de margem cratônica (MARTINS-FERREIRA *et al.* 2018).

Portanto, a sequência Paranoá pode ter se depositado em uma bacia intracratônica que pode ter evoluído para um embaciamento epicratônico (bacias que repousam acima da crosta continental, mas que podem apresentar momentos de conexão com bacias oceânicas) em tempos de aumento do nível eustático.

Bacias intracratônicas são geralmente muito mais espessas do que os 1.500 m apresentados pelo Grupo Paranoá na área de estudo. Em relação a isso, Burgess (2008, apud Martins-Ferreira *et al.*, 2018) avalia que embora as áreas circundadas por arcos sejam algumas vezes chamadas de bacias intracratônicas, essas áreas ainda são melhor consideradas como plataformas continentais ou bacias da margem cratônica devido às diferenças na espessura do total de sedimentos preservados.

De acordo com o conhecimento acumulado sobre a evolução do Grupo Paranoá, Martins-Ferreira *et al.* (2018) entendem que o ambiente geotectônico de sedimentação do Grupo Paranoá na Zona Externa da Faixa Brasília é melhor caracterizado como bacia do tipo margem cratônica, adjacente e crono-correlata às bacias intracratônicas (de maior espessura) do Mesoproterozoico (ex. Espinhaço Médio).

Martins-Ferreira *et al.* (2018), utilizando de modelos gravimétricos NE-SW que corta a falha da Serra do Cristal - MG, demonstram que os sedimentos do Grupo Paranoá são sustentados por estruturas do rifte Araí sobrepostas por sedimentos dos grupos Araí e Traíras. Portanto, no final do período Steniano, é instalada a bacia Paranoá sobre as sequências do Grupo Traíras com contato erosivo marcado pelo metaconglomerado basal matriz-suportado denominado conglomerado São Miguel (MARTINS-FERREIRA *et al.* 2018b).

Na Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá da área do Projeto Unaí são descritas lentes de arenito feldspático de granulometria areia grossa assim como na seção-tipo do Grupo Paranoá. Segundo Serainé (2020), essas lentes de quartzito feldspático apresentam semelhanças em relação às características sedimentológicas e geocronológicas do Nível Arcoseano. Segundo análises geocronológicas U-Pb em zircão detrítico feitas por Serainé (2020), a Formação Córrego

Barreiro e o Nível Arcosiano apresentam um padrão no histograma muito similar, com as mesmas contribuições detríticas, e com grãos de 1.1 Ga, registrados somente nestas duas litofácies.

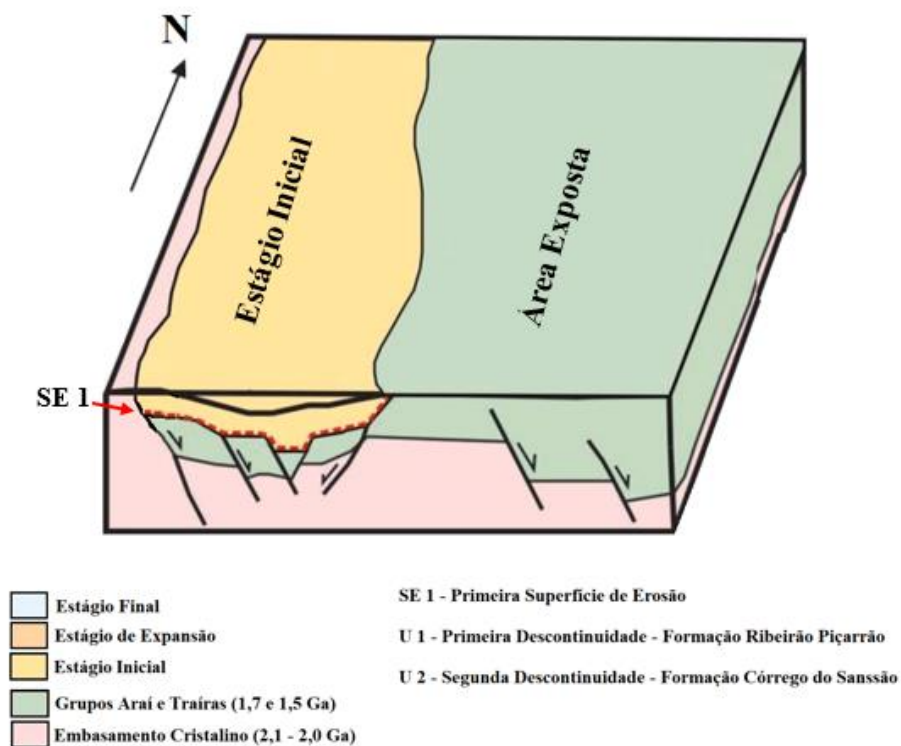
Apesar das semelhanças, essas sucessões apresentam características próprias, visto que representam porções distintas dentro do ambiente sedimentar. Portanto o Nível Arcosiano não pode ser enquadrado e denominado como Formação Córrego do Barreiro, embora possa sim, representar uma unidade pelo menos em parte interdigitada lateralmente (SERAINÉ, 2020).

Para explicar a evolução geológica Seraine *et al.* (2021) dividem o Grupo Paranoá em sequência Inferior, Intermediária e Superior segundo as suas discordâncias identificadas por distribuição de idade U-Pb em zircão detrítico e em três fases bacinais (estágio inicial, extensional e final) relacionadas às sequências.

A sequência inferior do grupo Paranoá se desenvolveu durante o estágio inicial (Figura 7-5) e é composta por cinco unidades, entre elas: formações Ribeirão São Miguel, Ribeirão Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas e Serra do Paranã. Essas unidades apresentam os grãos de zircão detrítico mais jovens de 1.54 Ga. A sequência inferior se inicia com a deposição do conglomerado São Miguel em discordância erosiva com o Grupo Traíras que marca o início da deposição do Grupo Paranoá, em condições continentais de leque aluvial (SERAINÉ *et al.*, 2021).

A acomodação do espaço deposicional inicial foi associada a pequenas falhas, reativando anisotropias mecânicas preexistentes profundas herdadas da bacia Araí (Martins-Ferreira *et al.*, 2018b). As fontes primárias de sedimento relacionadas a essas unidades estão associadas aos altos do embasamento localizados ao norte, incluindo o tonalito da Suíte Aurumina (2,2-2,0 Ga) como o principal contribuinte e o granito anorogênico Serra da Mesa (1,54 Ga). Assim, a idade máxima de deposição a partir de análise U-Pb em grãos detríticos de zircão é de 1,54 Ga. Esta etapa termina no nível de quartzito conglomerático no topo da Formação Serra do Paraná (Campos *et al.*, 2013; Martins-Ferreira *et al.*, 2018b).

Figura 7-5 Estágio inicial, fase bacial preenchida pela sequência inferior e iniciada pela Primeira superfície de erosão (SE 1) com a deposição do conglomerado da Formação São Miguel.



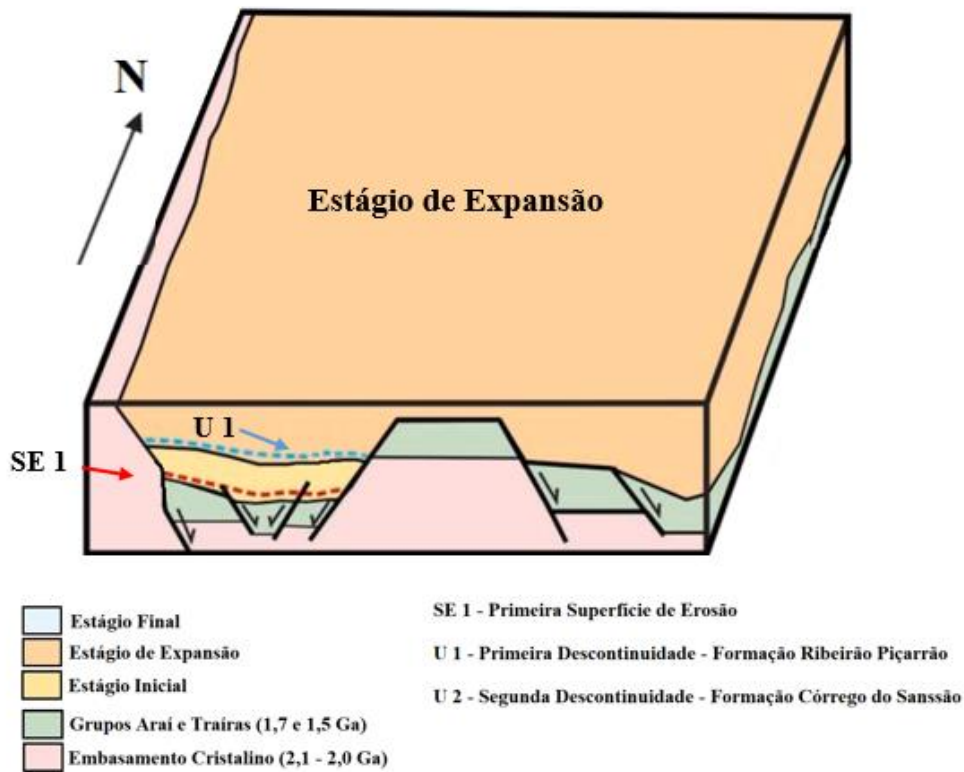
Fonte: Seraine *et al.*, 2021.

A sequência intermediária se desenvolveu durante o estágio de expansão (Figura 7-6) e pode ser dividida em dois subestágios. O primeiro engloba a Formação Ribeirão Piçarrão e a base da Formação Ribeirão do Torto, e associados a esse subestágio, foi datada uma pequena população de zircões interpretados como associado ao Evento Quilombo. A porção basal da Formação Ribeirão do Torto é composta por lamitos associados à superfície de inundação marinha, configurando um ambiente de plataforma mais profunda (SERAINÉ *et al.*, 2021).

O segundo subestágio engloba a porção superior da Formação Ribeirão do Torto e as Formações Serra da Meia Noite e Ribeirão da Contagem em um ambiente mais raso que o anterior e com processos deposicionais do tipo supratidal trativo. As lentes de quartzito na parte superior da Formação Ribeirão do Torto marcam a transição entre o ciclo transgressivo e o início do ciclo regressivo (SERAINÉ *et al.*, 2021).

A sequência superior se desenvolveu durante o estágio final e é representada pelas unidades Nível Arcoseano e Formação Córrego do Barreiro e é marcada pela presença de população de zircão detrítico de idade Esteniana (1.1 Ga). O registro sedimentar desse estágio ocupa grandes áreas em todas as áreas de ocorrência do Grupo Paraná e corresponde a um evento transgressivo inicial seguido de um preenchimento progressivo (SERAINÉ *et al.*, 2021).

Figura 7-6 Estágio de expansão, fase bacial preenchida pela sequência intermediária e iniciada pela Primeira discontinuidade (U 1) da Formação Ribeirão Piçarrão.



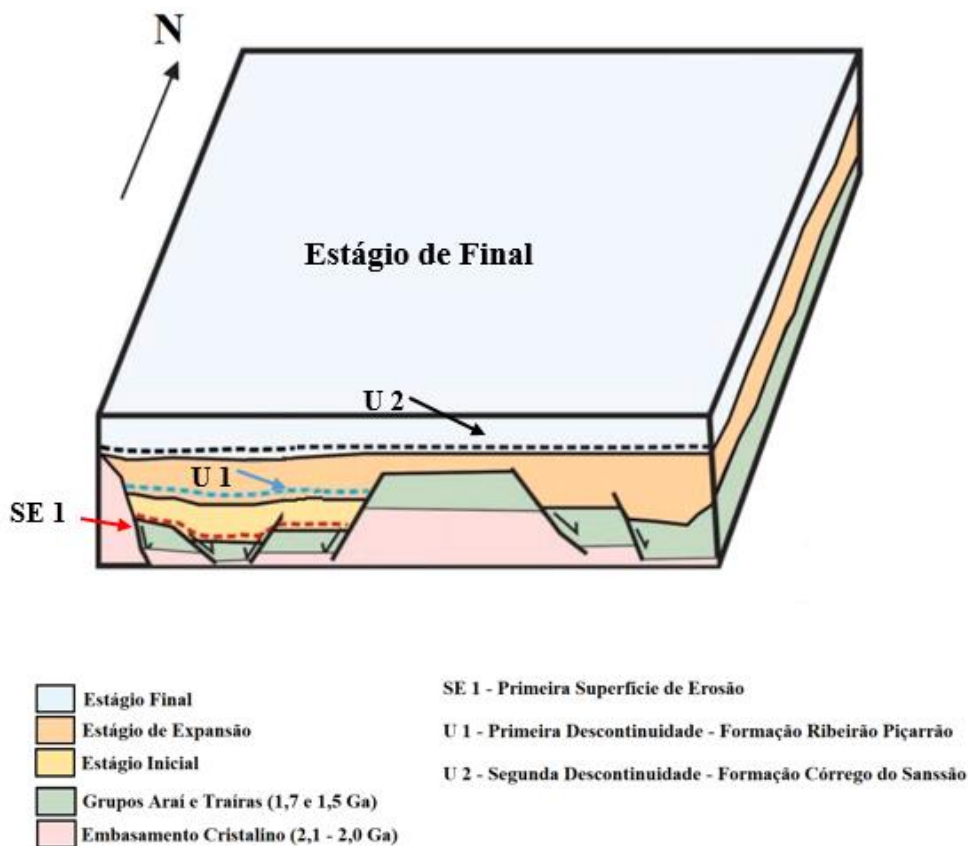
Fonte: Seraine *et al.*, 2021.

A sedimentação inclui siliciclásticos de intermaré seguidos por uma plataforma carbonato-siliciclástica mista, em águas rasas. A porção leste da bacia, onde está situado o pacote mais expressivo das rochas do Nível Arcosiano, revela que a segunda discordância (topo da Formação Córrego do Sansão) (Figura 7-8) é seguida por sedimentos imaturos de sistema fluvial entrelaçado, composta por arcósios e quartzitos feldspáticos (conglomerados a areia fina) (SERAINE *et al.*, 2021).

Devido à pequena espessura da pilha sedimentar e grande escala de comprimento, este estágio da bacia pode ter sido impulsionado por subsidência flexural (Martins-Ferreira *et al.*, 2018b). O aparecimento de grãos de 1.1 Ga e a mudança abrupta no padrão de sedimentação corroboram com a hipótese de uma discordância ou descontinuidade sedimentar no topo do Grupo Paranoá podendo ser interpretada como um novo estágio da bacia (SERAINE *et al.*, 2021).

A área do Projeto Unai está inserida em região anteriormente mapeada pela CPRM (2015a e 2015b) como pertencentes à Formação Serra do Poço Verde do Grupo Vazante, as quais foram interpretadas como pertencentes ao Grupo Paranoá pelo Projeto Unai.

Figura 7-7 Estágio final, fase bacial preenchida pela sequência superior e iniciada pela Primeira descontinuidade (U 2), topo da Formação Córrego do Sansão.



Fonte: Seraine *et al.*, 2021.

O Grupo Vazante apresenta idades de zircão detríticos similares ao do Grupo Paranoá (2.15 Ga; 1.8 Ga; 1,5 Ga; 1.2 to 1.1 Ga) (RODRIGUES, 2008 e RODRIGUES *et al.*, 2010). Apesar disso, na Formação Rocinha são observados grãos de idade Toniana (0.94Ga) (RODRIGUES *et al.*, 2010; PIMENTEL *et al.*, 2011) que indicam idade máxima de deposição mais jovem do que no Grupo Paranoá (SERAINE, 2020).

O Grupo Vazante é interpretado como bacia de margem passiva de idade Neoproterozoica (PIMENTEL *et al.*, 2001; CARVALHO *et al.*, 2019) e a presença de sedimentos marinhos profundos descritos no grupo reafirmam essa hipótese. Os dados geocronológicos indicam que o Grupo Vazante é mais jovem do que o Grupo Paranoá, mas é possível que as bacias tenham compartilhado um mesmo período de deposição e ocorram de forma contemporânea. A contribuição similar de grãos detríticos sugere que a deposição concomitante pode ter ocorrido no fim do período de sedimentação na Bacia Paranoá e nas fases iniciais da bacia do Vazante.

A possibilidade do topo do Grupo Paranoá ser cronocorrelato ao Grupo Vazante explica a presença de sedimentos do Membro Médio Pamplona da Formação Serra do Poço Verde do Grupo Vazante a sul da área do Projeto Unaf (em Paracatu, MG) e na área do projeto passar para uma sedimentação da Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá.

O Membro médio Pamplona da Formação Serra do Poço Verde do Grupo Vazante é composto por dolomitos intercalados a esteiras estromatolíticas, nódulos de barita, gretas de ressecamento, doloarenitos e brechas. E a Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá é composta por metapelitos e rochas carbonáticas e psamíticas grossas. As rochas carbonáticas são representadas por calcários pretos ou cinza escuros, micríticos ou intraclásticos e subordinadamente por dolomitos com tons cinza claros, localmente estromatolíticos. Sua geometria lenticular é facilmente interpretada em função do padrão de afloramentos que mostra clara interdigitação com as fácies pelíticas (CAMPOS *et al.*, 2013).

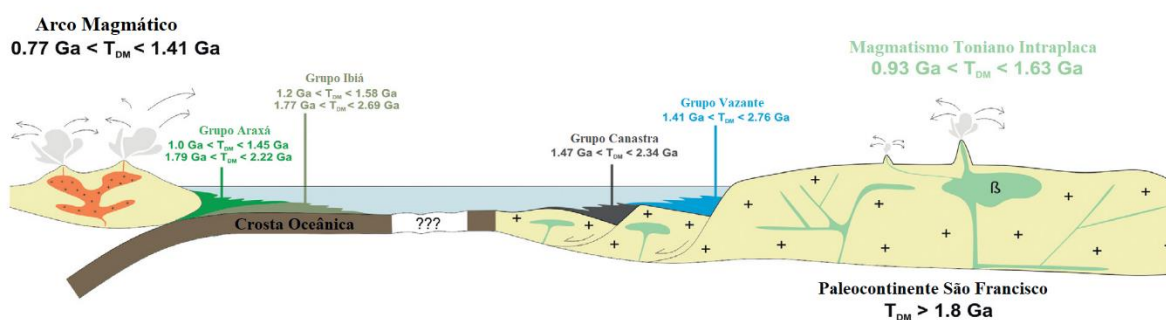
O Projeto Unaí mapeou a região como pertencente à Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá, pois apesar da presença significativa de arenitos feldspáticos e dolomitos, se destacava a ocorrência de metalamitos siltosos de coloração cinza prateado (que passa a amarelo, rosado ou avermelhado com a alteração) laminados e a presença de dolomito lenticular interdigitado com fácies pelíticas, típicos da Formação Córrego do Barreiro. Outra evidência é a quantidade de arenito feldspático pertencentes ao Nível Arcoseano, unidade do Grupo Paranoá definida por Guimarães (1997) na seção tipo de Bezerra, GO. Com base nos dados coletados em campo, na literatura e apesar da quantidade de dolomito (menor do que a mapeada na seção tipo), a porção mapeada como Serra do Poço Verde do Grupo Vazante pela CPRM na área do Projeto Unaí, foi considerada como pertencente a Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá.

7.4.5 Grupo Canastra

O Grupo Canastra é interpretado como bacia de margem passiva de idade Mesoproterozoica (PIMENTEL *et al.*, 2001). Estruturas sedimentares associadas, tais como *hummocky*, estratificações cruzadas e laminações *flaser*, fortalecem a proposição de um ambiente deposicional em plataforma marinha, durante ciclo regressivo.

Na unidade basal, a ocorrência de expressiva camada de filitos seguida de intercalações de filitos e quartzo filitos, sugere deposição argilosa em água profunda, passando para plataforma de declive acentuado, com formação de sequências turbidíticas, reforçando a hipótese de deposição em bacia de margem passiva (Figura 7-8). A evolução da bacia Canastra é pouco conhecida devido a intensa deformação que as rochas foram submetidas.

Figura 7-8 Bacia do tipo margem passiva. Grupo Canastra com deposição em plataforma marinha e correlato à deposição do Grupo Vazante.



Fonte: Modificado de Carvalho *et al.*, (2019).

Diversos autores discutem a possibilidade dos grupos Paranoá, Canastra e Vazante serem bacias correlatas (DARDENNE, 2000; FUCK *et al.*, 2017). Entretanto, essa correlação permanece em aberto por falta de indícios que reforcem essa hipótese. Seraine (2020) apresenta dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico que demonstram a semelhança dos histogramas da porção superior do Grupo Paranoá com as porções basais do Grupo Canastra. Porém, no Grupo Canastra observa-se uma contribuição mais jovem, com grãos de zircão de idade 1.04Ga (VALERIANO *et al.*, 2004, b; RODRIGUES *et al.*, 2012), enquanto a idade máxima de deposição registrada, tanto no Nível Arcoseano, quanto na Formação Córrego do Barreiro é de 1.1Ga (SERAINÉ, 2020).

Os dados geocronológicos indicam que o Grupo Canastra é mais jovem do que o Grupo Paranoá, mas é possível que as bacias tenham compartilhado um mesmo período de deposição e ocorram de forma contemporânea. A contribuição similar de grãos detríticos sugere que a deposição concomitante pode ter ocorrido no fim do período de sedimentação na Bacia Paranoá e nas fases iniciais da bacia do Canastra. Entretanto, as diferenças sedimentológicas e o empilhamento estratigráfico, aliados aos dados geocronológicos indicam que essas bacias tiveram diferentes histórias de subsidência e preenchimento (SERAINÉ, 2020).

Portanto, apesar de terem um período correlato de deposição, os grupos Paranoá e Canastra não apresentam deposição nas mesmas condições bacinais. O Grupo Paranoá tendo se depositado em bacia do tipo intracratônica e o Grupo Canastra em bacia do tipo margem passiva.

Na área do Projeto Unai, as rochas mapeadas como Formação Serra do Landim do Grupo Canastra foram mapeadas pela CPRM (2015a e 2015b) como pertencentes à Formação Serra da Lapa do Grupo Vazante.

De acordo com Rodrigues (2008), a Formação Serra da Lapa do Grupo Vazante na região de Unai é composta por arenitos e conglomerados líticos intercalados com ardósias escuras. A Formação Serra do Landim do Grupo Canastra é constituída por margas e lentes de calcário, que

gradam para níveis de calci-filitos/calci-xistos, que são os principais constituintes da unidade (RODRIGUES, 2008). A Formação Serra do Landim faz contato tectônico com os filitos carbonosos da Formação Paracatu.

Na área do Projeto Unaí foram mapeados fengita-clorita filitos com fragmentos líticos, calcifilitos e mármores, além de delgadas camadas de filitos carbonosos. Diante dos dados coletados em campo e com o conhecimento consolidado sobre os grupos Canastra e Vazante, as rochas descritas acima foram mapeadas como pertencentes à Formação Serra do Landim do Grupo Canastra.

7.5 Bacia Neoproterozoica

7.5.1 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí aflora no extremo nordeste das áreas mapeadas com a exposição da Formação Sete Lagoas que integra a sequência de 1ª ordem. Segundo Marshak & Alkmin (1989 apud VIEIRA, 2007) essa sequência registra um sistema de bacia do tipo *foreland* que se desenvolveu na placa do São Francisco principalmente em consequência da sobrecarga orogênica imposta em sua margem oeste pelo levantamento do cinturão Brasília durante o período ediacarano (MARSHAK & ALKMIN, 1989 apud VIEIRA, 2007).

Entretanto, baseado em dados sísmicos de reflexão coletados nos limites oeste do Cráton São Francisco, Romeiro-Silva & Zalán (2005) interpretaram que o Grupo Bambuí não exhibe padrões de espessamento e variações de fácies de leste a oeste típico de uma bacia de *foreland*. Ao contrário, exhibe a geometria de outra sequência intracratônica/plataforma, afetada pela tectônica pelicular (*thin-skinned*) durante a Orogenia Brasileira.

Ainda segundo os autores, as seções sísmicas evidenciam intensos dobramentos e cavalgamentos, encurtado diferencialmente em relação ao seu substrato por meio de zona de descolamento basal nucleada muito próximo da discordância que a separa da megasequência subjacente (Grupo Paranoá).

A sequência basal do Grupo Bambuí é representada pela Formação Jequitaí, um depósito glacio-marinho formado por diamictitos maciços com raras intercalações de arenitos e argilitos (UHLEIN *et al.*, 1999 apud MOURA, 2018). A sequência plataformal que se desenvolveu após a deglaciação é representada por três megaciclos regressivos, iniciando por uma transgressão marinha regional associada com subsidência da bacia possibilitando a deposição de sequências marinhas rasas, que gradam para fácies de maré e supramaré (DARDENNE, 1981 e 2000 apud MOURA, 2018).

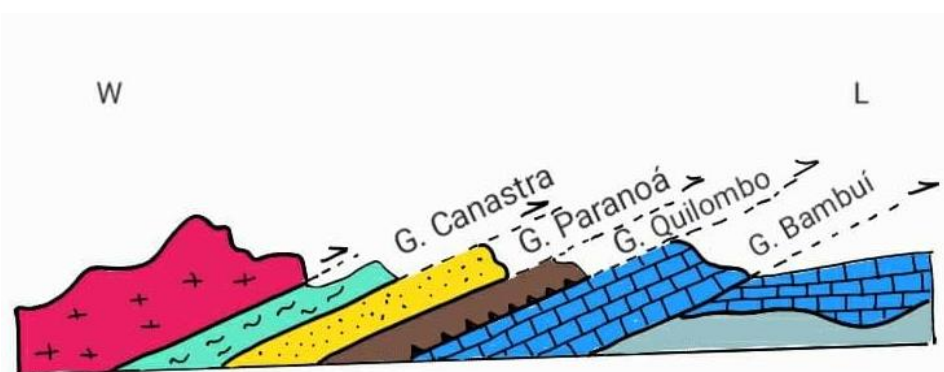
A Formação Sete Lagoas, encontrada na área do Projeto Unaí representa o primeiro megaciclo caracterizado por unidades mais pelito-carbonáticas na Faixa Brasília, a qual é mais

carbonáticas à medida que se caminha para a região cratônica. Esta sucessão é formada por siltitos, margas, calcários laminados, calcários estromatolíticos e dolomitos depositados em ambientes de intermaré e inframaré em plataforma carbonática e mista (NOBRE-LOPES, 1995; LIMA, 1997 apud MOURA, 2018).

7.6 Interpretação Sísmica

A Orogenia brasileira finaliza a sequência de eventos propostas para a evolução geotectônica da área estudada resultando em conjunto de blocos imbricados (Figura 7-9). Este evento tectônico constitui um cinturão orogênico neoproterozoico, o mais antigo documentado nas margens do Cráton do São Francisco, representando o choque entre os blocos cratônicos do Amazonas, Paranapanema e São Francisco/Congo. A conclusão da orogenia culminou com o soerguimento do Cinturão metamórfico meridional da Faixa Brasília por volta de 630 Ma (ALKMIM & MARTINS-NETO 2001, PIMENTEL *et al.*, 2004, 2011, VALERIANO *et al.*, 2004a, 2004b apud REIS, 2016).

Figura 7-9 Interpretação do estágio pós-orogênese das rochas mapeadas em campo.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

Os reflexos dessa compressão que aconteceu de oeste para leste são notáveis nas áreas mapeadas. O Grupo Canastra foi deformado no primeiro estágio de deformação caracterizado por tectônica de cavalgamentos, que sobrepõe esta unidade ao Grupo Paranoá com contato tectônico reverso de baixo ângulo na região do Projeto Unaí. O transporte tectônico foi responsável pelo desenvolvimento da foliação paralela ao acamamento sedimentar. Segundo Pereira (2017), feições estruturais nas rochas do Grupo Canastra evidenciam movimentos predominantemente frontais. O metamorfismo regional, de fácies xisto-verde, é contemporâneo a esse estágio de deformação.

Assim, a estruturação do Grupo Canastra reflete a acomodação da deformação, em resposta ao encurtamento e movimentação devido à inversão da Faixa Brasília durante a Orogênese Brasileira. Segundo Freitas-Silva & Campos (1998), a dissipação do stress e a acomodação da deformação foram por meio de cavalgamentos e dobramentos flexurais, onde o tensor principal de

deformação (σ_1) foi orientado segundo WNW (\gg N80W) e com marcado transporte tectônico para leste, em direção ao ante-país constituído pelo Cráton do São Francisco (CAMPOS *et al.*, 2016).

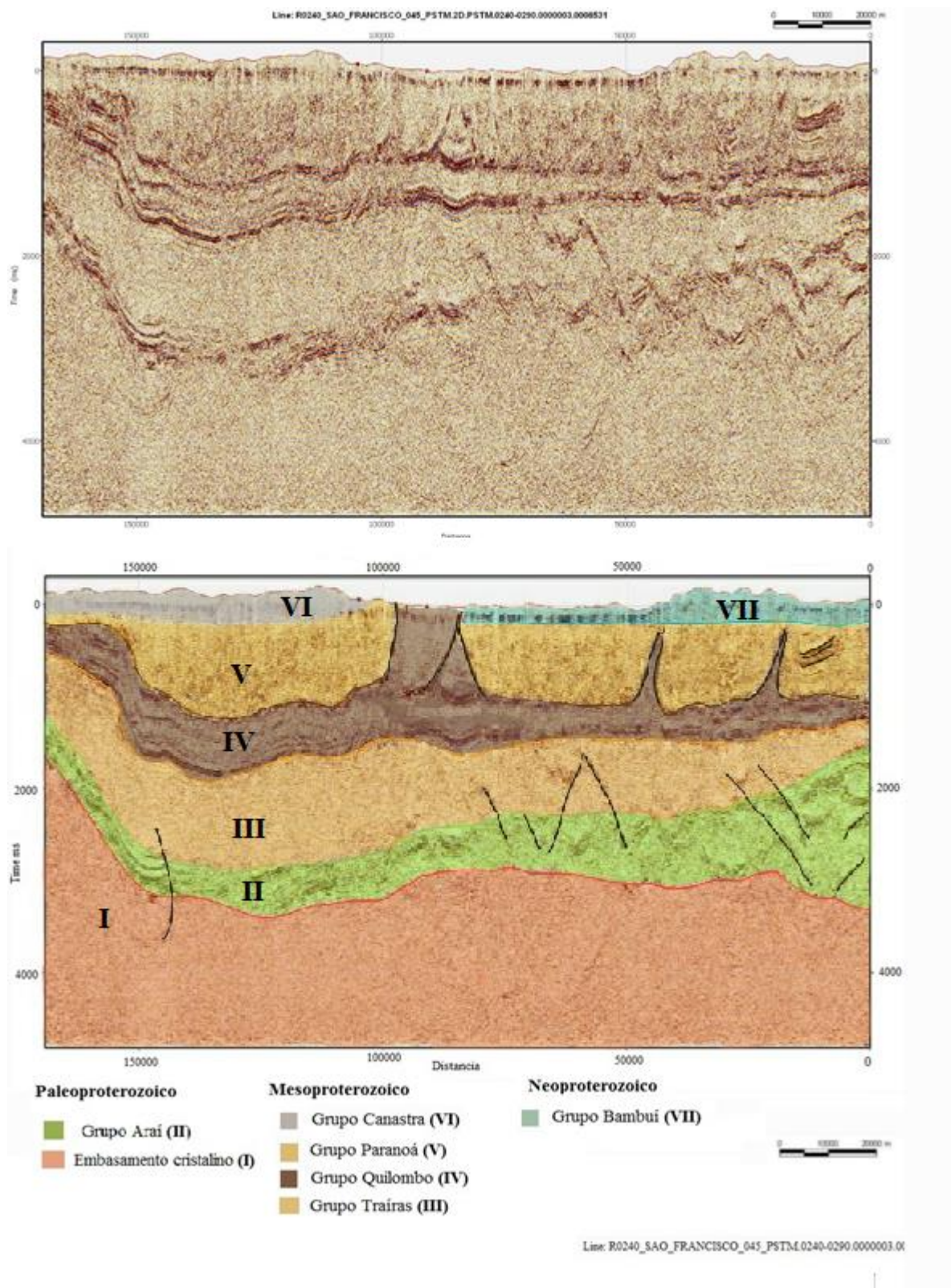
A segunda consequência gerada por essa colisão foi a movimentação de camadas sotopostas. Durante a Orogenia Brasileira, a Formação Quilombo, estratigraficamente abaixo do Grupo Paranoá, se movimentou e a partir de uma falha de empurrão foi colocado sobre o Grupo Bambuí de idade neoproterozoica e em contato tectônico com a Formação Córrego Barreiro, topo do Grupo Paranoá de idade mesoproterozoica. Durante o imbricamento oeste-leste o topo do Grupo Paranoá se movimenta em direção à Formação Quilombo com um contato tectonizado de movimentação reversa, o que explica o morro testemunho da Formação Córrego Barreiro sobre a Formação Quilombo na Subárea XIII e a dobra de propagação de falha sinclinal da Formação Córrego Barreiro em meio a Formação Quilombo (presente nas Subáreas VII, VIII e IX).

Essa movimentação reversa da Formação Córrego Barreiro em direção à Formação Quilombo pode ser explicada pela diferença de reologia da Formação Córrego Barreiro com a unidade subjacente Córrego do Sansão. Esta unidade é menos competente e mais uniforme (com metassiltitos e quartzitos finos) sendo uma superfície de baixa fricção basal, que permite uma movimentação reversa da Formação Córrego do Barreiro sobre a Formação Quilombo sem envolvimento das formações subjacentes do Grupo Paranoá.

A seção sísmica de reflexão foi analisada para complementar as observações feitas em campo e as informações da literatura (Figura 7-10). Esta seção foi adquirida pela Petrobras na década de noventa e estende-se por 350 km unindo aproximadamente o Domo de Cristalina à região cratônica. A análise do perfil confirmou a presença de deformações nas mega-sequências supra-cratônicas. Observou-se que o embasamento (I) não sofreu deformação durante a Orogenia Brasileira, ratificando a análise de Moura (2018), de que se trata de deformação do tipo epidérmica (*thin-skinned*).

As seções contínuas, logo acima do que se interpretou ser o embasamento, foram entendidas como sendo os grupos Araí (II) e Traíras (III). A seção sobreposta referente a Formação Quilombo (IV) apresenta descontinuidades que cortam as camadas acima, interpretadas como sendo o Grupo Paranoá (V), que também é caracterizado como uma seção descontínua que foi interpretado em campo como movimentação intraestratal, aobre o Grupo Bambuí (VII). A última seção foi interpretada como o Grupo Canastra (VI).

Figura 7-10 Seção Sísmica interpretada com base em informações regionais e exposições rochosas. A) Seção bruta cedida pela ANP (Agência Nacional do Petróleo) B) Seção interpretada.



Fonte: Romeiro-Silva & Zalán (2005).

Capítulo 8

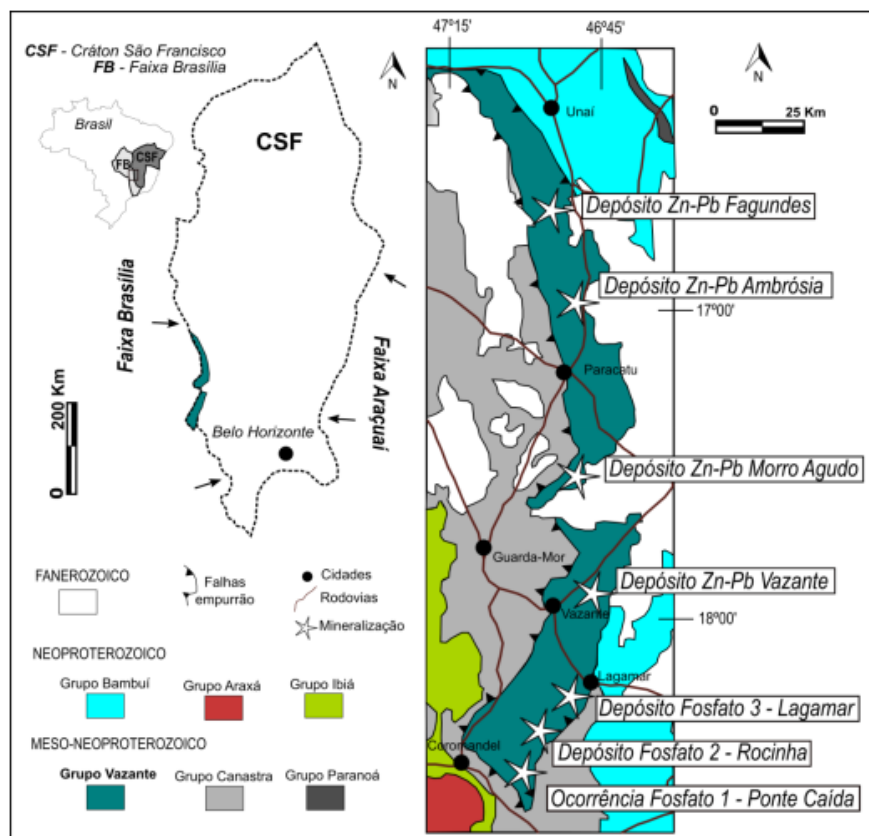
Potencialidade Econômica

8 POTENCIALIDADE ECONÔMICA

8.1 Introdução

A área de estudo está inserida na Faixa Vazante (Figura 8-1) que se localiza na transição entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília, no noroeste do estado de Minas Gerais. Essa região como um todo foi afetada por um evento de deformação progressiva durante o Ciclo Brasileiro. Os esforços compressoriais induziram o metamorfismo e o fluxo de fluidos aquecidos ascendentes ricos em metais, fluidos hidrotermais, que foram as responsáveis pela formação dos corpos mineralizados da região de diversos depósitos minerais (BURAK, 2008).

Figura 8-1 Contexto geológico do Grupo Vazante no Cráton do São Francisco.



Fonte: Modificado de Reis et al. 2017. No contexto da Faixa Brasília, modificado de Bizzi et al, 2001 e Rodrigues et al., 2012. Figura retirada de Marques, 2019.

A Faixa Vazante é reconhecida pela ocorrência de minérios de interesse econômico. As sequências carbonatadas do Grupo Vazante responderam mais facilmente às deformações, resultando na associação dos depósitos minerais de Zn, Pb, Cu e fosfato. Na região também foram achados diamantes em drenagem que atravessam este grupo embora sua gênese se considere não mais correlacionada a esta sequência sedimentar e sim a eventos posteriores (KARFUNKEL *et al.*, 2014 apud MARQUES, 2019). Além disso, o uso de calcários como reguladores de pH do solo desta região agrícola, bem como estromatólitos preservados são outros atrativos que suscitaram interesse na região.

Dentro da Formação Paracatu pertencente ao Grupo Canastra, foram os filitos mais finos que responderam mais facilmente a pressões tectônicas em comparação às unidades de siltitos envolventes, e uma das várias consequências desses esforços foi a concentração de arsênio e ouro na mina Morro do Ouro em Paracatu (GEO, 2005, apud BURAK, 2008).

Contudo, a área onde se insere a poligonal do Projeto Unaí possui um potencial de desenvolvimento de jazidas pouco relevante, algumas características como grau metamórfico baixo, com ausência de magmatismo expressivo e de falhas profundas contribuem para minimizar seu potencial econômico. Entretanto, outras potencialidades como, dolomitos, argilas e o geoturismo podem ser exploradas.

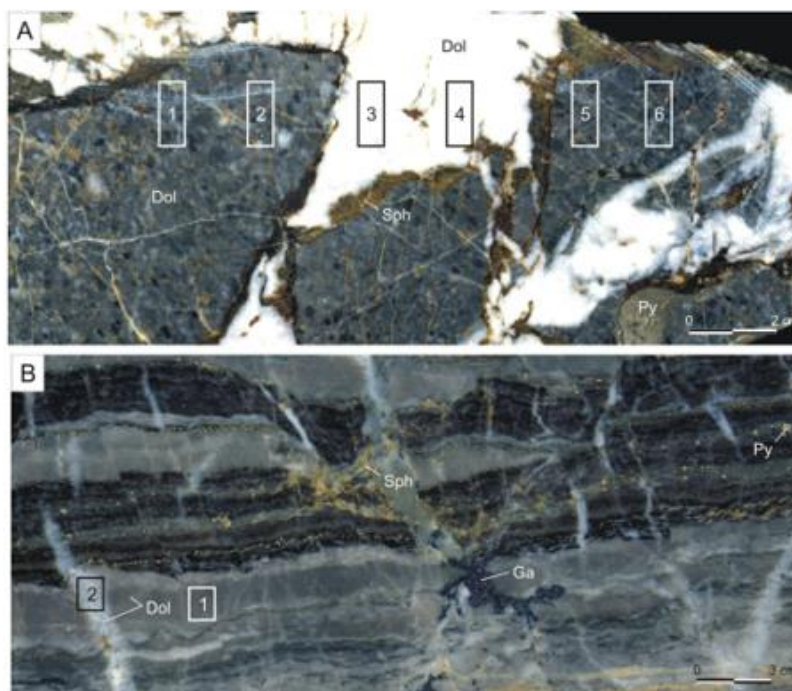
8.2 Potencialidades Geoeconômicas Minerai

Os depósitos de Pb e $Zn \pm Cu$ da Faixa Vazante encontram-se associados a rochas carbonatadas marinhas controladas por falhas e fraturas e, com exceção da mina de Vazante, são constituídos predominantemente por minérios sulfetados apresentando uma configuração estratiforme concordantes (BIONDI, 2003), além de remobilização não-concordantes, em dolarenitos e brechas intraformacionais da Formação Morro do Calcário, topo do Grupo Vazante (OLIVEIRA, 2013).

O depósito de Morro Agudo e os depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes formam os mais importantes distritos de zinco no Brasil (DARDENNE & FREITAS SILVA, 2000; MISI *et al.*, 2005; MONTEIRO *et al.*, 2006 apud PANIAGO, 2011). O depósito de Morro Agudo está inserido dentro da Formação Morro do Calcário que é caracterizada por dolomitos róseos estromatolíticos constituindo biostromos e biohermas com colunas de laminações convexas, associados a dolarenitos oolíticos e oncolíticos e doloruditos (MARQUES, 2019). O referido depósito está associado a paleo-altos do embasamento limitados por falhas reativadas durante a sedimentação da bacia (DARDENNE, 1972a). Tais falhas seccionam os corpos mineralizados e promoveram as remobilizações posteriores, as quais caracterizam a textura de remobilização tectônica (PANIAGO, 2011).

O depósito de Morro Agudo compreende corpos de minério os quais apresentam características distintas (Figura 8-2). Cinco corpos mineralizados são passíveis de discriminação no depósito de Morro Agudo de acordo com características morfológicas, genéticas e estruturais, são eles a) minério hospedado em brecha; b) minério dolarenítico médio rico em esfalerita; c) minério dolarenítico fino rico em galena; d) minério silicificado recristalizado e e) minério estratiforme (PANIAGO, 2011).

Figura 8-2 A) corpo dolarenítico silicificado recristalizado. B) corpo dolarenítico fino rico em galena apresentando fraturas preenchidas a dolomita e galena.



Fonte: Paniago, 2011

Segundo Paniago (2011) não existe um consenso sobre a gênese do Depósito de Morro Agudo, pois as discrepâncias entre seus diferentes corpos mineralizados e, conseqüentemente, suas texturais minerais, assim como o caráter epigenético em sua mineralização. A ausência de intrusões nos arredores do depósito e o aspecto maciço da mineralização levam a crer na possibilidade desta porção do depósito ser do tipo Sedimentar Exalativo (SEDEX). Entretanto o depósito do Morro Agudo apresenta algumas características semelhantes aos depósitos de Silver Mines (EUA), Gays River (Nova Escócia) e Lisheen (Irlanda), os três depósitos são interpretados, com divergências, como tipo Mississippi Valley (MVT).

A gênese do depósito, possivelmente pode ter ocorrido com diferentes eventos mineralizadores, sendo que as pirritas maciças presentes no corpo de minério estratiforme apresentam características que levaram a ser interpretadas como depósitos sedimentares exalativos (SEDEX), todavia o restante do depósito se assemelha ao Mississippi Valley Type (MVT). A textura de cimentação representa o estágio precoce de substituição dos carbonatos pelos sulfetos, onde os sulfetos preenchem espaços e porosidade ainda com a presença dos carbonatos. Os corpos mineralizados correspondem à sedimentação carbonática em ambiente restrito e agitado, relacionados a fácies litorâneas (a sub-litorâneas) de bacias salinas rasas.

A existência de corpos mineralizados mais espessos e com teores mais elevados nas regiões próximas da Falha Principal, tal falha trata-se do provável feeder do depósito, onde soluções abundantes em metais emergiram do embasamento misturando-se com o enxofre presente na água da bacia, gerando os corpos mineralizados (PANIAGO, 2011).

8.2.1 Argila

As indústrias utilizam as argilas como matéria prima, pois, possuem granulometria muito fina, característica que lhes conferem, com a matéria orgânica incorporada, diferentes graus de plasticidade, quando adicionada com uma quantidade limitada de água; além da trabalhabilidade, contração na secagem e resistência à flexão quando seco e queimado, aspectos relevantes para fabricação de diversos produtos cerâmicos (CABRAL JUNIOR *et al.*, 2005).

Devido aos vários ambientes sedimentares responsáveis pela deposição de argilas transportadas, bem como a possibilidade delas se formarem em mantos de alteração residuais a partir de diversas rochas-fonte, as argilas estão amplamente distribuídas por todo o estado de Minas Gerais. Elas não estão restritas a certas unidades geológicas específicas ou a tipos específicos de rochas, mas sim aos processos geológicos recentes vinculados à deposição de partículas finas provenientes da desagregação de rochas siliciclásticas. Na área do Projeto Unaí, os Grupo Bambuí, com a formação Sete Lagoas, e o Grupo Paranoá com a Formação Córrego do Barreiro possuem potencial para exploração de argilas (Figura 8-3).

Figura 8-3 A) Perfil de solo na Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. Transição de um Cambissolo passando para um latossolo, pedogênese de um protólito argiloso, margoso e sem mica dentritica.



Fonte: Projeto Unaí 2020.

8.2.2 Dolomito

O calcário, a dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ e outros minerais são utilizados na agricultura e na silvicultura, ambos para corrigir a acidez do solo e adicionar nutrientes que contêm magnésio e

cálcio. A calcita (CaCO_3) é o principal constituinte mineralógico dos calcários e mármore com elevada pureza. O calcário encontrado extensivamente em todos os continentes é extraído de pedreiras ou depósitos que variam em idade, desde o pré-cambriano até o holoceno. As reservas de rochas carbonatadas são grandes, porém a sua ocorrência com elevada pureza corresponde a menos que 10% das reservas de carbonatos lavradas em todo mundo. Além do uso agrícola a dolomita também pode ser usada como coadjuvante em misturas com polímeros ou copolímeros, sua principal característica é oferecer uma maior compactação e umectação na fabricação de mármore sintéticos, revestimentos de paredes.

Existe exploração de dolomitos na cidade de Paracatu e encontram-se posicionados estratigraficamente no Membro Pamplona Superior, formado por calcários e dolomitos estromatolíticos, da Formação Serra do Poço Verde, enquanto que os dolomitos lavrados pela CALA (Calcário Lagamar Indústria e Comércio Ltda.), no município de Lagamar, situam-se no Membro Sumidouro da Formação Serra do Garrote. Além dos dolomitos do Grupo Vazante, o Grupo Paranoá, que aflora na na poligonal das áreas mapeadas, também é uma unidade geológica potencial. Na poligonal da área estudada existe potencial para exploração dos dolomitos pertencentes a Formação Córrego do Barreiro, do Grupo Paranoá (Figura 8-4).

Figura 8-4 A) Afloramentos de Dolomitos da Formação Córrego do Barreiro na subárea XIII. B) Bloco de dolomito na subárea XIII.



Fonte: Subárea XIII, Projeto Unaí 2020.

8.2.3 Fosfato

O fosfato é utilizado em larga escala na agricultura, na indústria alimentícia e em produtos de limpeza. As ocorrências de fosforitos atribuídas à Formação Sete Lagoas têm sido registradas

em toda a borda noroeste do Cráton São Francisco, em contato com a Faixa de Dobramentos Brasília. Entretanto, até o momento somente ocorrências na região de Campos Belos/Arraias têm demonstrado economicidade. Apesar do pequeno porte dos corpos de fosforitos dos depósitos encontrados nessa região, o aumento da demanda por insumos fosfatados e o processo de flotação dos siltitos fosfatados (com consequente aumento de teor médio), viabilizaram a prospecção da mineralização (MONTEIRO, 2009).

Nos depósitos do Grupo Bambuí, ocorrem grandes diferenças que refletem variações nos sistemas deposicionais das formações Sete Lagoas (Figura 8-5 a), que aflora na poligonal do Projeto Unai, e Serra da Saudade. O modelo metalogenético do depósito da Formação Sete Lagoas apresenta maior produção de material fosfatado quando comparado ao da Formação Serra da Saudade, sendo que os principais depósitos fosfáticos da Formação Sete Lagoas são representados pelas lavras São Bento, Coité 1 e 2, Barra do Dia e Santiago localizadas entre os municípios de Arraias - TO e Campos Belos – GO (TELES, 2019).

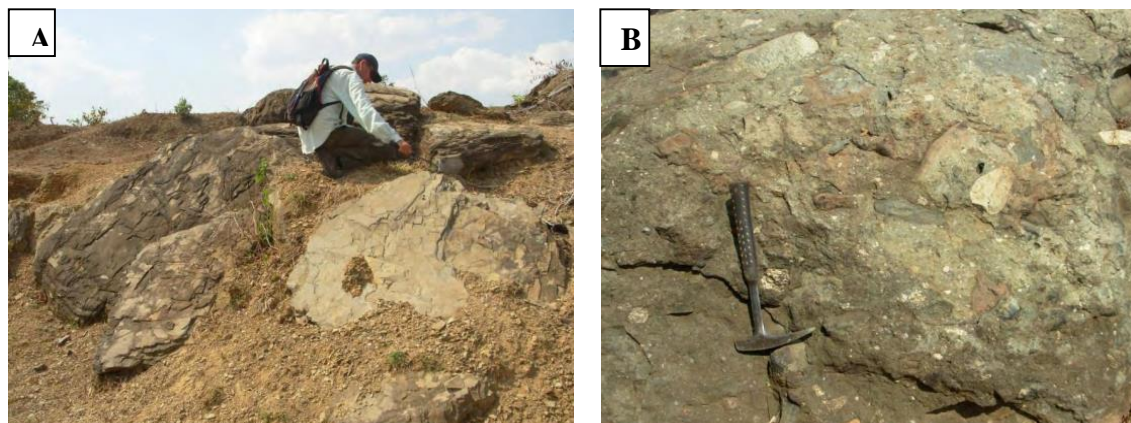
Com relação ao ambiente deposicional do minério fosfático, o mesmo foi interpretado como plataforma carbonática mista, com significativa contribuição de terrígenos, que grada para plataforma com participação carbonática. Esse ambiente foi instalado após uma transgressão marinha, ocorrida devido ao derretimento de camadas de gelo, provavelmente relacionadas à Glaciação Sturtiana, em função da qual teriam se formado os diamictitos da Formação Jequitaiá (PIMENTEL *et al.*, 2001).

Segundo Monteiro (2009), os fosforitos e siltitos fosfatados ocorrem interdigitados com silítos, e com restrita participação carbonática. A precipitação do fosfato ocorreu em um ambiente redutor com disponibilidade de Ca e foi controlada principalmente pela paleo-topografia e pelo paleoclima. O fosfato se acumulou em paleo-vales encaixados no embasamento granítico, atribuído a Suíte Aurumina. Em paleoaltos do embasamento foram precipitados carbonatos. O paleo-clima é considerado frio, visto que os fosforitos foram depositados logo após período glacial, representado pela Formação Jequitaiá, a qual foi mapeada nas proximidades da área-tipo (Figura 8-5 b).

8.2.4 Ouro

O depósito de Morro do Ouro localiza-se ao norte da cidade de Paracatu, estado de Minas Gerais. O depósito está hospedado nos filitos carbonosos da base da Formação Paracatu (Membro Morro do Ouro) pertencente ao Grupo Canastra, Zona Externa da Faixa Brasília (FREITAS, 1996).

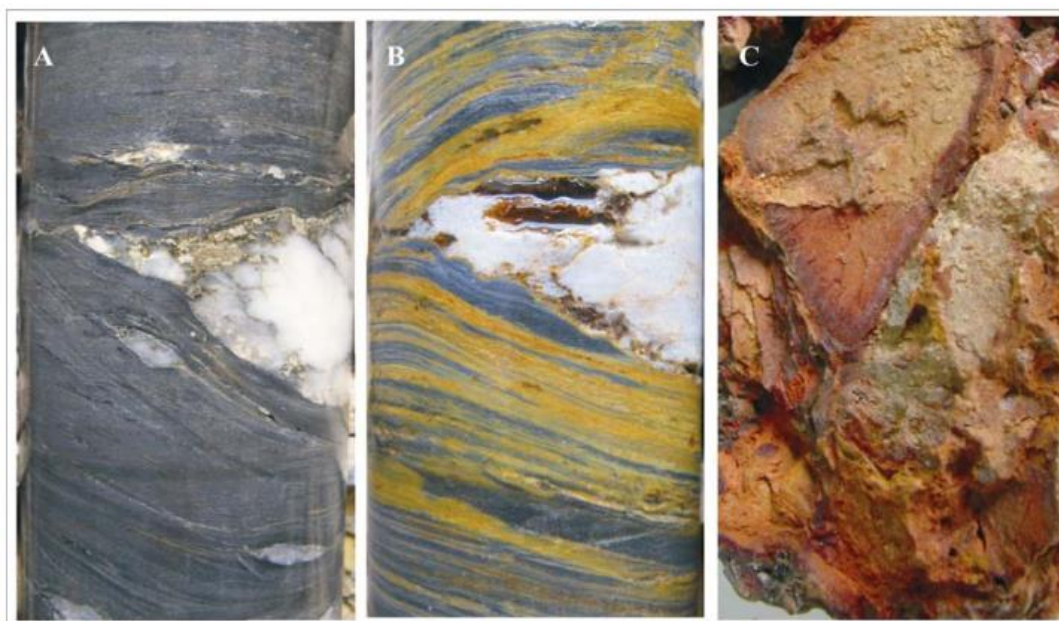
Figura 8-5 A) Afloramento de margas atribuídas a Formação Sete Lagoas às margens da rodovia GO-118 (Coordenadas UTM 8.559.973N/311.905E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul). B) Diamictito da Formação Jequitai. Destaque para o grau de arredondamento dos clastos em que é possível observar clastos muito angulosos ocorrendo junto à clastos arredondados (Coordenadas UTM: 8.559.333N/310.683E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul)



Fonte: Monteiro (2009).

O Depósito Morro do Ouro (660 Ma) representa um depósito do tipo SHV, mas possui algumas particularidades. A mina é explorada com o menor teor do mundo (<0.4 g/t) com uma reserva estimada em 18 milhões de onças e com uma vida útil de 33 anos, o torna o depósito o principal depósito de produção de ouro no Brasil. A mineralização aurífera no depósito Morro do Ouro ocorre associada à boudins de quartzo, carbonato e sulfeto distribuídos ao longo de uma estrutura e camada preferencial (Figura 8-6). O corpo mineralizado apresenta formato de um megaboudin com variações na quantidade (em volume) de boudins entre o centro e a borda do depósito (ALMEIDA, 2009).

Figura 8-6 Características das zonas mineralizadas. A) Zona com sulfeto (pirrotita) preservado na borda do boudin de quartzo. B) Zona oxidada com a ocorrência de cavidades e oxidação de carbonatos e sulfetos (coloração laranja). C) Carapaça Laterítica característica do depósito.



Fonte: Almeida (2009).

Segundo Freitas (1996) a caracterização metalogenética do depósito do Morro do Ouro estabelece três controles fundamentais para a sua gênese, são elas: o controle litoestratigráfico as mineralizações de grande porte estão condicionadas ao protominério representado pelo Membro Morro do Ouro da Formação Paracatu do Grupo Canastra. O controle estrutural, pois os depósitos ocorrem em zonas transtensivas horizontalizadas, representadas por patamares de duplex, e o controle metamorfogênico onde os depósitos estão condicionados à fácies xisto verde baixo e aos fluidos metamórficos gerados na própria pilha dos filitos carbonosos. A razão Fluido/Rocha restringe as mineralizações a depósitos com baixos teores e grandes volumes.

A formação do depósito se deve ao gradiente de pressão normal ao longo de uma estrutura em duplex, com fluidos metamórficos migrando das zonas inclinadas para as zonas horizontalizadas, onde a ocorrência de processo de efervescência contínuo promoveu variações físico-químicas significativas. Estas variações propiciaram a desestabilização de tiocomplexos e arsenocomplexos e, conseqüentemente, a precipitação do ouro (FREITAS, 1996).

8.3 Potencialidades Geoeconômicas Não Mineraias

Além das potencialidades econômicas mineraias, a região mapeada também apresenta potencial econômico turístico em função da presença da Gruta Lapa do Sapezal, também chamada de Gruta da Moeda e da cachoeira Água Boa. Ambas as atrações turísticas estão localizadas a cerca de 50 km do centro de Unaí nas áreas XII e XIV respectivamente.

A Gruta Lapa do Sapezal/ Gruta da Moeda é uma caverna nos Dolomitos da Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá. A caverna é de fácil acesso com um grande salão e um lago freático. Além de ser atrativo para o espeleoturismo e para passeios escolares, a Gruta também recebe turismo religioso sediando a festa anual de São José operário em 1º de maio há mais de 1 século. Nos dias 1º, 2 e 3 de maio, peregrinos vão à Gruta Lapa do Sapezal exaltar a Santa Cruz e o São José Operário.

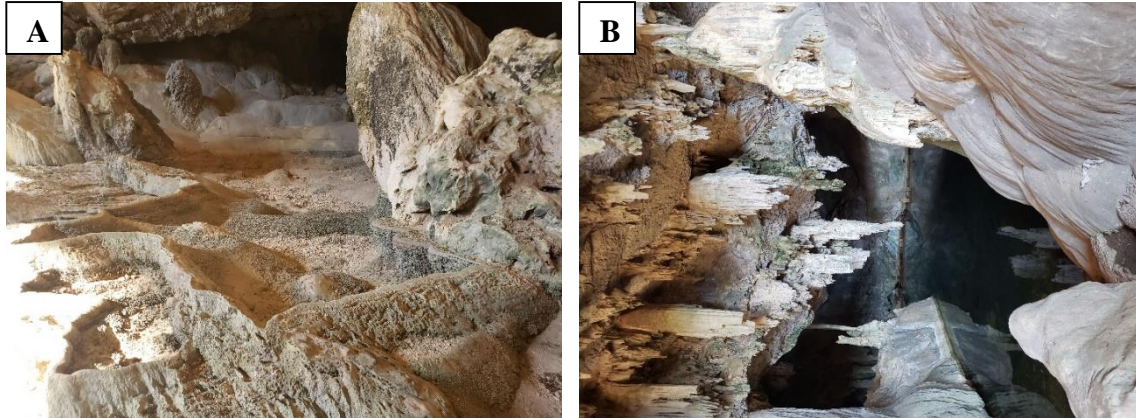
A festa mobiliza parte da população residente nas comunidades próximas e de municípios mineiros vizinhos, como Paracatu, Vazantes e Buritis. Eles acreditam haver poderes divinos na caverna. Durante essa celebração os peregrinos jogam moedas para fazerem pedidos no lago freático da Gruta, por isso ela também é chamada de Gruta das Moedas. Ao longo desses 3 dias são construídas, no entorno do local, barraquinhas de comidas movimentando a economia local.

O acesso para a Gruta Lapa do Sapezal (Figura 8-7), partindo de Unaí, seguindo 47 km, na placa MG 188 entra à direita na fazenda Lamarão e seguir por mais 7 km.

A cachoeira Água Boa (Figura 8-8) está localizada na subárea XVI a aproximadamente 55 km do centro de Unaí nas coordenadas X 293092 Y 8136314. A cachoeira está localizada na Formação Serra do Landim do Grupo Paranoá associada aos quartzitos e mármores. A cachoeira

é pouco conhecida, mas localiza-se perto da Gruta Lapa do Sapezal que recebe muitos turistas. A divulgação da cachoeira, que é um atrativo a mais para a região, pode atrair mais turistas e movimentar ainda mais a economia local.

Figura 8-7 (A) Espeleotemas da Gruta Lapa do Sapezal. (B) Lago fretático da Gruta Lapa do Sapezal.



Fonte: Subárea XII, Projeto Unai 2020.

Figura 8-8 Cachoeira água Boa localizada na no Grupo Canastra na Subárea XVI do Projeto Unai.



Fonte: Subárea XIV, Projeto Unai 2020.

O geoturismo, desde que bem trabalhado, respeitando e preservando o local, pode ser uma oportunidade de fonte de renda para os municípios e estados. Os setores de passeios, hospedagem em geral, bares, restaurantes e comércio também se beneficiam com o fluxo de turistas.

Capítulo 9

Conclusões

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

9.1 Considerações Finais

A área do Projeto Unaí se localiza a sudoeste do município de Unaí - MG e está inserida na Folha Serra da Aldeia SE-23-V-A-VI que foi cartografada em 2015 pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM na escala 1:100.000 (SIGNORELI, 2015) no âmbito do Programa Geologia do Brasil do Ministério de Minas e Energia. O objetivo principal deste trabalho consiste na realização de um projeto de cartografia geológica em escala semiregional (1:50.000) contribuindo com uma cartografia geológica mais detalhada da área. Outra contribuição do projeto foi o melhor detalhamento da Formação Quilombo recentemente proposta por Moura (2018) e Campos *et al.* (2021).

As principais diferenças em relação ao mapa proposto pela CPRM e a proposta de mapeamento do Projeto Unaí está relacionada à interpretação das unidades as quais as rochas da área mapeada pertencem. As rochas interpretadas como pertencentes à Formação Serra da Lapa do Grupo Vazante, por Sifnoreli (2015), foram mapeadas pelo Projeto Unaí como à Formação Serra do Landim do Grupo Canastra. Esta nova interpretação é decorrente da presença de fengita-clorita-filitos com fragmentos líticos, calcifilitos e mármores, além de finas camadas de filitos carbonosos da Formação Paracatu.

As rochas interpretadas como pertencentes à Formação Serra do Poço Verde do Grupo Vazante pelo Serviço Geológico, foram mapeadas no Projeto Unaí como pertencentes à Formação Córrego Barreiro do Grupo Paranoá. Este conjunto é composto por metalamitos siltosos de coloração cinza prateado laminados com presença de dolomito lenticular interdigitado com fácies pelíticas, com ampla ocorrência de arenito feldspático correlacionado ao Nível Arcoseano, do Grupo Paranoá definida por Guimarães (1997) na seção tipo de Bezerra, GO.

Desta forma, esta associação de fácies, na área do Projeto Unaí, é mais similar à Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá que às unidades carbonáticas do Grupo Vazante, principalmente pela ampla ocorrência de arenitos feldspáticos.

O detalhamento litofaciológico da Formação Córrego do Barreiro possibilitou individualizá-la em onze litofácies que corresponde ao final do preenchimento da Bacia do Paranoá denominada de Estágio Final por Seraine *et al.* (2021) que corresponde a uma sedimentação de siliciclásticos intertidais (zona entre marés) seguidos por uma plataforma carbonato-siliciclástica mista em águas rasas. A discordância do Topo da Formação do Córrego do Sansão que marca o início desse estágio, é seguida por sedimentos imaturos de sistema fluvial entrelaçado, composta por arcóseos e quartzitos feldspáticos do Nível Arcoseano mapeados em campo e definidos como pertencentes as fácies Agec e Ame.

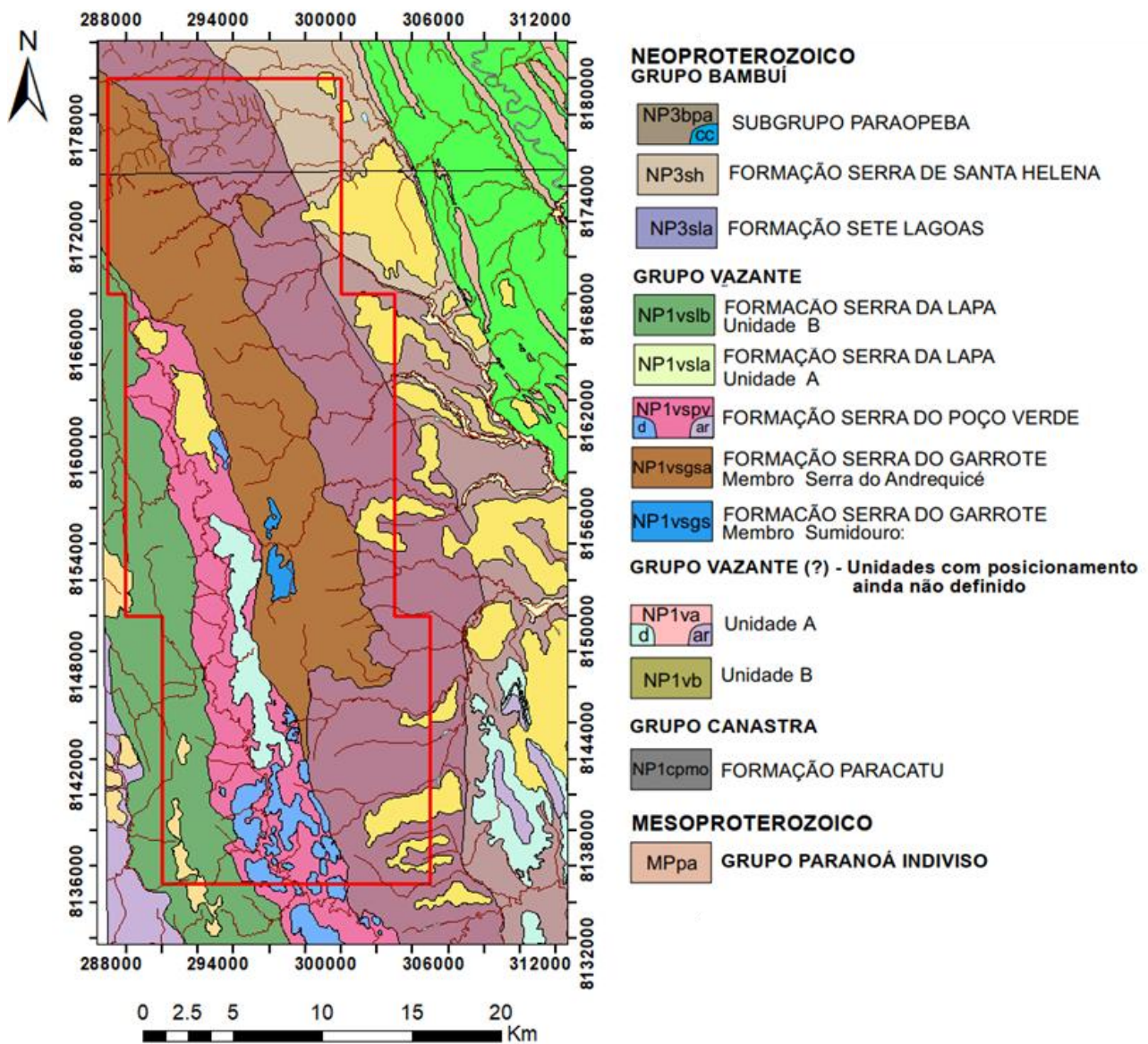
A área mapeada pelo Projeto Unaí como Formação Quilombo foi anteriormente considerada pelo Serviço Geológico (CPRM (2015a e 2015b) como uma unidade B com posicionamento não definido pertencente ao Grupo Vazante. A Formação Quilombo durante muito tempo foi considerada como uma unidade integrante do Grupo Vazante, porém Moura (2018) a individualizou, com base em novos dados petrográficos, geoquímicos e principalmente geocronológicos, como Grupo Quilombo de idade mesoproterozoica, posteriormente revisada como Formação Quilombo por Campos *et al.* (2021). Uma contribuição do Projeto Unaí foi a descrição de rocha vulcânica encontrada no membro Ribeirão da Porteira, as quais foram anteriormente encontradas apenas no membro Ribeirão do Franco por Moura (2018).

O detalhamento litofaciológico da sequência turbidítica da Formação Quilombo possibilitou individualizá-la em dez litofácies, com a associação de fácies de acordo com a proposta de Mutti (1992): fácies F3 (Cp), F6 (Qgm), F7 (Gr, GrLg e GrLfm), F8 (LtA e S) e F9 (Sl, A e Fol). Tal estudo faciológico permitiu concluir que, em concordância com os dados coletados por Moura (2018), a deposição da Formação Quilombo é representada por típica sedimentação em ambientes turbidíticos de águas profundas, pois foram observadas rochas psamíticas com matriz argilosa (grauvaca), rochas ricas em fragmentos líticos (fácies GrLg, GrLfm e LtA) e rochas siltosas e arenosas intercaladas de forma rítmica típica de deposição impulsionada por fluxos turbulentos.

A região cartografada como pertencente à Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí pelo Projeto Unaí foi considerada pela CPRM (2015a e 2015b) como uma unidade A com posicionamento não definido atribuída ao Grupo Vazante e a norte da poligonal do projeto como Formação Serra de Santa Helena do Grupo Bambuí.

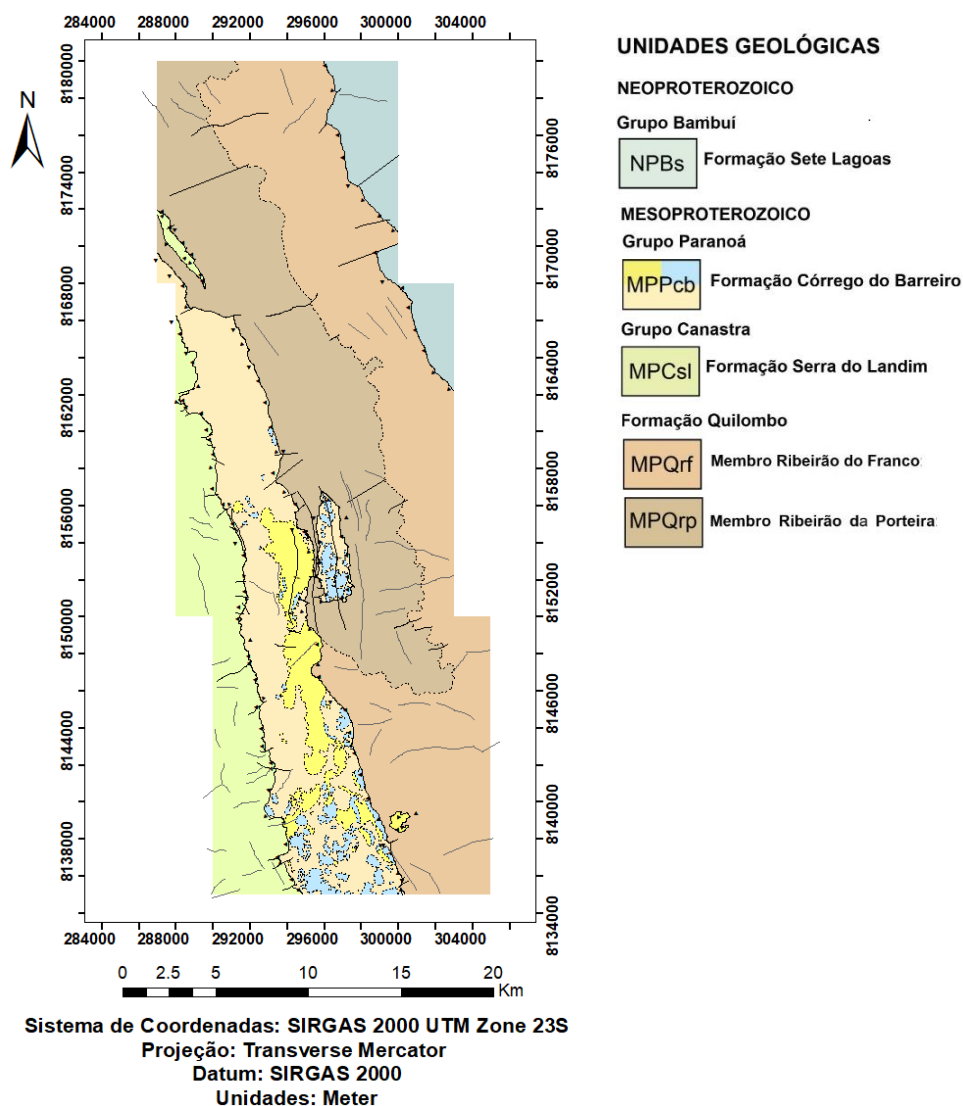
Na região mapeada como Grupo Vazante pelo Serviço Geológico foram observadas durante a realização do Projeto Unaí, margas e intercalação centimétrica de folhelhos e siltitos interpretados como depósitos de águas abaixo do nível de base onda-tempestade, o, permitindo interpretar essas rochas como pertencentes à Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. Outra característica que permite discriminar os pelitos da Formação Serra de Santa Helena dos folhelhos e siltitos da Formação Sete Lagoas é a presença comum de mica detrítica nos planos de sedimentação. Estes filossilicatos são comuns nos siltitos da Formação Serra de Santa Helena e são virtualmente ausentes na Formação Sete Lagoas.

Figura 9-1 Mapa simplificado da CPRM (2015 a & b) para a região de mapeamento do Projeto Unaí (poligonal vermelha).



Fonte: Modificado de CPRM (2015a e 2015b).

Figura 9-2 Mapa simplificado do Projeto Unaí (poligonal vermelha). (Mapa Integral no ANEXO I).



Fonte: Projeto Unaí 2020.

9.2 Recomendações

Os resultados apresentados no decorrer deste trabalho contribuíram para o maior entendimento sobre a relação estratigráfica dos grupos Canastra e Paranoá, Formação Quilombo e Grupo Bambuí na parte central da Faixa Brasília e principalmente para o detalhamento da cartografia da Formação Quilombo. A partir da conclusão do Projeto Unaí, são apresentadas as seguintes recomendações para desenvolvimento de estudos futuros:

- Recomenda-se a execução de datações absolutas pelo método U-Pb com aplicação da técnica SHRIMP em zircões detríticos das rochas vulcânicas encontradas no Membro Ribeirão da Porteira para ampliar a precisão da idade da Formação Quilombo;
- Recomenda-se o mapeamento mais detalhado da região a sul da poligonal do Projeto Unaí até a região de Morro Agudo (município de Paracatu) para melhor caracterização das

relações tectono-estratigráficas do Grupo Paranoá e Grupo Vazante em que esta área é considerada chave para tal verificação de correlação estratigráfica;

- Na região, para melhor diferenciar os grupos Vazante e Bambuí que apresentam sedimentos similares apesar de serem associados a bacias distintas, são recomendados estudos mais detalhados em sedimentos da base desses dois grupos com dados geoquímicos, petrográficos e geocronológicos;
- O refinamento dos dados aerogeofísicos disponíveis a partir de processamento avançado com uso de software e técnicas que permitam investigações a maiores profundidades (dados magnetométricos) pode ampliar a análise do potencial mineral da área estudada (principalmente com relação aos dolomitos interpretados como Formação Córrego do Barreiro), e
- Sugere-se um estudo espeleológico e biológico de impacto na Gruta Sapezal para identificação da presença de populações endêmicas raras, organismos patogênicos, animais perigosos, animais peçonhentos ou venenosos e para identificar se a gruta apresenta atributos e feições geomorfológicas que facilitem a absorção dos impactos decorrentes da visitação.

10 REFERÊNCIAS

- ADASA – Agência Reguladora de Águas, Energia e de Saneamento Básico do Distrito Federal. 2015. Diretrizes para o desenvolvimento de recarga artificial de aquíferos no Distrito Federal. Relatório de consulta técnica. Brasília.
- Almeida, B. S, 2009, Geoquímica dos Filitos Carbonosos do Depósito Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. Dissertação de mestrado, IG/UnB, Brasília.
- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 36 p. (Boletim, 241).
- Almeida, L. 2011. Estudo da Aplicabilidade de Técnicas de Recarga Artificial para a Sustentabilidade das Águas Termais da Região de Caldas Novas- GO.
- ANA - Agência Nacional de Águas. Outorga de direito de uso de recursos hídricos. Brasília, 2011. Balanço Hídrico Climatológico Mensal. INMET. Disponível em: <<http://sisdagro.inmet.gov.br/sisdagro/app/climatologia/bhclimatologicomensal/index>>. Acesso em: 09 de setembro de 2021.
- Azmy, K.; Kaufman, A.J.; Misi, A.; Oliveira, T.F. 2006 - Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: Implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research*, (3-4):231-248.
- Babinski, M.; Monteiro, L.V.S.; Fetter, A.H.; Bettencourt, J.S., & Oliveira, T.F. 2005. Isotope geochemistry of the mafic dikes from the Vazante non-sulfide zinc deposit, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4):293-304.
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro (Projeto Chaminés). Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 49: 2409-2422.
- Barraginhas: Água de chuva para todos / Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Embrapa Milho e Sorgo. – Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, 2009.
- Biondi, J. C. 2003. Processos Metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiro, 2º edição, editora Oficinas de Textos.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Baars, F. J., Delgado, I. M., Abram, M. D., ... & Santos, J. O. S. 2007. Mapa geológico do Brasil, escala 1: 2.500. 000. Brasília: MME-CPRM, CD-ROM.
- Botelho, N.F., Fuck R.A., Elton L.D., Laux J.L Junges S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite Suite, Goiás and Tocantins Whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic Constrains. *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton, Brazil*. IGCP 509, Brazil september 9-21.
- Brandalise, L. A., Pimentel, G. B., Steiner, H. P., Soares, J., Mendes, J. R., Queiroz, N. F., Lima, O. M., Pádua, W. 1980. Projeto sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte: DNPM/CPRM. v. 1.
- Brito Neves, B.B. 2002. Main stages of development of the sedimentary Basins of South America and their relationship with the tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, 5 (1): 175-196.
- Brito Neves, B.B; Sá, J. M; Nilson, A. A; Botelho, N. F. A. 1995. Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozoicos da América do sul e processos subsequentes, *Geonomos*. 3(2)1-21
- Brody, K.B.; Kaufman, A.J.; Eigenbrode, J.L.; Cody, G.D. 2004. Biomarker Geochemistry of a Postglacial Neoproterozoic succession in Brazil. In: *Geological Society of America - Annual Meeting*, Denver, CO, November, 2004. Abstract.
- Burak, D. L. 2008. Geoquímica e distribuição de metais pesados em solos na região de Unaí, Paracatu e Vazante, MG. Tese de doutorado. UFV.
- Campos Neto, M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 14, p. 81-91.
- Campos, J. E. G. Martins-Ferreira, M. A. C. Moura, F. G. Chemale, F. 2021. Discovery of Precambrian deep-water turbidites and submarine volcanism in the Brasília Belt, Central

- Brazil: The Quilombo Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 108, n. February.
- Campos, J. E. G.; Monteiro, C. F.; Rodrigues, L. N. 2006. Geologia e Zoneamento Hidrogeológico da Bacia do Rio Preto, DF/GO/MG. Documentos 172, v. 172, p. 54, 2006.
- Campos, J. E. G.; Martins-Ferreira, M. A. C.; Moura, F. G.; Jr, F. C. 2021. Discovery of Precambrian deep-water turbidites and submarine volcanism in the Brasília Belt, Central Brazil: The Quilombo Formation. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Campos, J.E.G., Bogossian, J., Carvalho, R.M., 2012. Sedimentology of the psammopelitic-carbonate unit, Paranoá Group, and Sete Lagoas Formation, Bambuí Group: examples of mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in the proterozoic of the Brasília Fold belt. *Revista Brasileira de Geociências* 42 (3), 513–522.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Martins Ferreira, M.A.C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências* 43, 461–476.
- Campos, J.E.G., et al. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 3, p. 461-476.
- Campos, José Eloi Guimaraes; Xavier, Thaisa Oliveira; Freitas-Silva, Flavio Henrique. 2016. Registros de Atividade Neotectônica no Distrito Federal Records of Neotectonic Activity in the Federal District, Brazil. *Geociências (São Paulo)*, v. 35, n. 2, p. 203-219.
- Carvalho, M. D. O., Valeriano, C. D. M., Aguiar, C. C., Oliveira, G. D., & Heilbron, M. 2019. The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes-evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49.
- Carvalho, M.G.D. 2018. Geologia e quimioestratigrafia dos grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal. Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília, n. 423, p. 128.
- Chiavegatto, J.R.S. 1992. Análise estratigráfica das sequências tempestíficas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 216 p.
- Cloud, P.E., Dardenne, M.A., 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1673–1676.
- Conheça o sistema que une conservação de solo e recuperação hídrica em propriedades rurais. Toda Matéria, 10 de julho. 2020. Disponível em: <<https://www.revistanegociorural.com.br/noticias/conheca-o-sistema-que-une-conservacao-de-solo-e-recuperacao-hidrica-em-propriedades-rurais/>>. Acesso em: 24 de setembro. 2021.
- Cruz, A.B. 2012. Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás.
- Cukrov N., Alvarenga C.J.S., Uhlein A. 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaiá (MG) e Cristalina (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 35:69-76.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G.; Milani E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (Edit.). *Tectonic Evolution of South America*. p. 231-263. XXXI International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil.
- Dardenne, M. A. 1972. A mineralização sulfetada de Pb-Zn de Morro Agudo (MG-Brasil). XXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Resumos, Boletim 1, p. 55-56. Belém: SBG.
- Dardenne, M.A. 1978b. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 30, Recife, Anais, 1:299-308.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Souza, J.C.F., Campos, J.E.G. 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramento Brasília. Anais, Recife, p. 26. SBG, Cong. Bras.Geol., 40.
- Dolomita. 2001. Utilização da Dolomita. Disponível em: <<https://www.dolomia.com.br/utilizacao-dolomia.php>>. Acesso em: 26 de outubro de 2021.

- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p.
- Ferreira, M. L.; Andrade, A. M.; Santiago, W. E. 2021. Outorgas consuntivas: análise hídrica no Município de Unaí - MG. *Research, Society and Development*, v. 2021, p. 1–9.
- Freitas-Silva, F.H., 1996, Metalogêse do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. Tese de doutorado, IG/UnB, Brasília (resumo disponível em <http://mw.eco.br/ig/posg/dout/dout011.htm>).
- Freitas-Silva, F.H.; Dardenne, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *Simp. Geol. Centro Oeste*, 4, 164-165.
- Fuck, R.A. Dantas E.L. Pimentel, M.M. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: *Symposium os Isotope geology*, 3, 2001, Pucón, Chile. *Proceedings. Chile*. p.311-313.
- Fuck, R.A. Pimentel, M.M. Soares J.E., Dantas, E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. Anais*. p.26-27.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A. & Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese do conhecimento. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 121-146.
- Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Silva, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 38, No. 1, pp. 215-216)*.
- Geovision Poços Artesianos. São Paulo, 2021. Disponível em: <<http://www.geovisionpocos.com.br/perfuracao-pocos.php#>> Acesso em: 24 de set. 2021.
- Iglesias, M.; Uhlein, A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do Rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 2. p. 256-266.
- Junior, M. C; Motta, J.F.M; Almeida, A. S; Tanno, L. C; Argila para Cerâmica Vermelha. CAPÍTULO 33. Pg.: 747 - 770. *Rochas e minerais industriais, usos e especificações*. 2º edição ampliada, 2008.
- Lapa do Sapezal. Minas Gerais, 2021c. Disponível em: <<https://www.minasgerais.com.br/pt/atracoes/unai/lapa-do-sapezal-ou-gruta-da-moeda>>. Acesso em: 26 de outubro de 2021.
- Laranjeira N.P.F. 1992. Geologia do Grupo Paranoá na região de Unaí: uma plataforma sliociclástica-carbonática no Proterozóico de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 213p.
- Lasa Engenharia E Prospecções S.A. 2001. Relatório Final Do Levantamento E Processamento Dos Dados Magnetométricos E Gamaespectrométricos. Levantamento Aerogeofísico De Minas Gerais Área 1 – Unaí-paracatu-vazante-coromandel. Secretaria De Estado De Minas E Energia - Seme Governo De Minas Gerais. Volume I, Texto Técnico.
- Lorenzetti, J.A. 2015. *Princípios Físicos De Sensoriamento Remoto*. Editora Blucher.
- Madalosso, A. Valle, C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG). In: *Congresso Brasileiro de Geologia 30*, pp.622-631.
- Marques, C. S. S. 2019. A porção sul do Grupo Vazante entre Lagamar e Coromandel(MG): Estratigrafia, Geocronologia e Fosfogênese Neoproterozoica. Tese de doutorado IG/ UFMG.
- Marques, C.S.S.; Uhlein, A.; Oliveira, G.D.; Uhlein, G.J.; Sial, A.N.; Alvarenga, C.J.S. 2015. Geologia e quimioestratigrafia isotópica do Grupo Vazante em Lagamar (MG). *Revista Geonomos*, 23(1).

- Marques, G. C. 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de Mestrado N° 261. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília.
- Martins-Ferreira, M.A. C; Jr, Farid C; Dias, A.N.C; Campos, J.E.G. 2017. Proterozoic intracontinental basin succession in the São Francisco Craton western margin constrained by detrital zircon geochronology. Evolução tectônica das bacias Araí, Traíras e Paranoá na faixa Brasília norte. Tese de Doutorado N° 139. Programa de Pós Graduação em Geologia. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília.
- Martins-Neto, M. A. 2006. Revista Brasileira de Geociências classificação de bacias sedimentares: uma revisão comentada. Revista Brasileira de Geociências, v. 36, n. 1, p. 165–176.
- Middleton, G. V. 1966. Experiments on density and turbidity currents-I: motion of the head. Canadian Journal of the Earth Science, 3, 523-546.
- Monteiro, A.B.; Cardoso, A.D.C. Taxonomia Hidrogeológica – Unidades Básicas de Referência. XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 10p.
- Monteiro, C. F. 2009. Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO) / Arraias (TO), na borda oeste do Cráton São Francisco. Dissertação de mestrado n° 258. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências.
- Moro, P.L. 2017. O Rife Araí: novas perspectivas com base em dados gravimétricos, magnéticos e geológicos. Dissertação de mestrado n° 115. Programa de pós-graduação em Geociências Aplicadas. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília.
- Moura, F.G. 2018. Geologia do Grupo Quilombo e seu embasamento cristalino na região de Unaí-MG. Dissertação de mestrado n° 429. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília.
- Mutti E. 1992. Turbidite sandstones. Milão. Agip/Istituto di Geologia, Università di Parma. 275p.
- Nemec W. & Steel R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster E. H. & Steel R. J. (eds.) Sedimentology of gravels and conglomerates, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 10, p. 1-32.
- Neves, L. P. 2011. Características descritivas e genéticas do depósito de Zn-Pb Morro Agudo, Grupo Vazante. Dissertação de mestrado n° 280. IG/ UnB.
- Nogueira, G.M.S. 1993. Enquadramento estratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG- Formação Vazante-Proterozóico Médio. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 134p.
- Oliveira, A. S. D. 2011. Geologia da região da fazenda Salobo, Vazante- MG. IG/Unesp.
- Oliveira, G. D. 2013. Reconstrução Paleoambiental quimioestratigrafia dos carbonatos hospedeiros do depósito de zinco silicatado de Vazante, MG. Dissertação de mestrado n° 311. IG/UnB.
- PAM 2019. Valor da produção agrícola nacional cresceu 5,1% e atingiu o recorde de R\$ 361 bilhões. IBGE, 2020. Sala de Imprensa. Disponível em: <<https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/agencia-sala-de-imprensa/2013-agencia-de-noticias/releases/29005-pam-2019-valor-da-producao-agricola-nacional-cresceu-5-1-e-atingiu-o-recorde-de-r-361-bilhoes>>. Acesso em: 09 de setembro de 2021.
- Pereira, L. F., Dardenne, M. A., Rosière, C. A., & Pedrosa-Soares, A. C. 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibia na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. Geonomos.
- Pimentel M.M., Giustina M.E.S.D., Rodrigues J.B., Junges S.L. 2012. Idade dos grupos Araxá e Bambuí: implicações para a evolução da Faixa Brasília. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, v.CD.
- Pimentel, M.M. Dardenne M.A, Fuck, R.A Viana, S.L Junges, Fischel, D.P. Seer, H.J e Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, n.14, p.571-585.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. Braz. J. Genet. 46, 67–82.

- Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H., Dantas, E.L. 2001. Nd Isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Jour. South American Earth Science*, 14(6): 571-585.
- Pinho, J. M. M., Féboli, W. L., Signorelli, N., Tuller, M. P., Brito, D. C., Ribeiro J. H., Baptista, M. C. Silva, R. N. 2017. Nota explicativa. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo, Patos De Minas. Projeto Vazante - Paracatu*. 356p., 12 Mapas Geológicos escala 1:100.000 (Série Geologia do Brasil - PGB), versão disponível em www.cprm.gov.br/GeoSBG e RIGEO. CPRM-BH. Belo Horizonte - MG. Brasil.
- Portugal, B.S. 2005. *Fácies Sedimentares de um Leque de Água Profunda de Margem Ativa, em Afloramento da Bacia de Itajaí, Sul do Brasil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, v. Trabalho.
- Recursos Minerais de Minas Gerais - RMMG (2021c). Disponível em: <http://recursomineralmg.codemge.com.br/mapa/?feature_name=RochasCarbonaticas_ocorr_MG_WGS84&legenda=Rochas%20carbon%C3%A1ticas&field=COD&value=30>. Acesso em: 26 de outubro de 2021.
- Ribeiro, V.B. Mantovani, M.S.M.; Louro, V.H.A., 2013. *Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico*. Terræ Didática.
- Rodrigues, J.B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detriticos e idades modelo Sm-Nd*. 141 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Brasília, Brasília.
- Romeiro-Silva, P. C. e Zalán, P. V. 2005. *Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do Cráton do São Francisco*. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador. Anais: Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 44-47. Expanded abstract.
- Roos, S. 2017. *Gamaespectrometria e Magnetometria Aplicados à determinação de novos alvos de Exploração Mineral na Região de Amaral Ferrador - RS, Porção Leste Do Cinturão Dom Feliciano*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, curso de Graduação em Geologia, Porto Alegre.
- Santos, A.C.L.; Menezes, P.T.L; Nascimento, C.T.C. 2008. *Gamaespectrometria aplicada em solo agrícola no noroeste do Estado do Rio De Janeiro*. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 26(2).
- Santos, V.O. 2020. *Cartografia digital e sensoriamento remoto*. Editora Sagah.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A., Lork, A. 1994. *Idade U-Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú. Anais, 2:397-399.
- Seraine, M., Campos, J. E. G., Martins-Ferreira, M. A. C., de Alvarenga, C. J. S., Chemale Jr, F., Angelo, T. V., & Spencer, C. 2021. *Multi-dimensional scaling of detrital zircon geochronology constrains basin evolution of the late Mesoproterozoic Paranoá Group, central Brazil*. *Precambrian Research*, 365, 106381.
- Seraine, M., Campos, J.E.G., Martins-Ferreira, M.A.C., Giorgioni, M., Angelo, T.V., 2020. *Tectonic significance of abrupt immature sedimentation in a shallow cratonic margin basin: the Arkose Level, Mesoproterozoic Paranoá Group*. *J. S. Am. Earth Sci.* 97 p.102397.
- Serviço Geológico do Brasil -CPRM. *Regionalização de vazões das sub-bacias 40 e 41 – Alto São Francisco. Caracterização física e análise dos dados básicos*. Belo Horizonte v. I, 2001.
- Silva, D. V. DA; Cunha, F. F. DA; Vicente, M. R. 2017. *Análise de Precipitação, Balanço Hídrico Climatológico e Classificação Climática no município de Unaí-mg*. *Brazilian Geographical Journal*, p. 68–82.
- Silva, L. M. 2006. *A gestão dos recursos hídricos em Unaí - MG: os usos múltiplos das águas e suas implicações sócio-ambientais*. (Dissertação de Mestrado), publicação GEA/IH Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, Brasília – DF. 181 p.

- Sistema de Informação de Águas Subterrâneas (SIAGAS). CPRM. Disponível em: <http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa_complexa.php>. Acesso em: 09, setembro de 2021.
- Sordi, D.A. 2007. Aerogeofísica aplicada á compreensão do sistema de Empurrões da Sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil Central. Dissertação De Mestrado Em Geologia N° 236. UnB
- Sotero, M.P.; Caxito, F.; Dias, P.H.A.; Sotero, B.A. 2019. Análise de fácies e ambientes deposicionais do Grupo Vazante na região da mina de Morro Agudo, Paracatu, noroeste do estado de Minas Gerais. *Geologia USP - Série Científica*, v. 19, n. 2, p. 195–214.
- Stein, R.T; Megiato, E.I; Trombeta, L.R; Botelho, L; Bertollo, M; Santos, M.O; Zuquete, L.; Gandolfi, N. 2004. *Cartografia Geotécnica*. Oficina De Textos.
- Tanizaki, M.L.N. 2013. Geologia do grupo Araí: registro de rifteamento crustal no Brasil central. Dissertação de mestrado N° 309. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília.
- Teles, L.S.B. 2019. Caracterização, gênese e correlação estratigráfica dos fosforitos da região de Coromandel - MG. Dissertação de Mestrado N° 431, IG/UnB, Brasília.
- Uhlein, A.; Fonseca, M. A.; Seer, H. J.; Dardenne, M. A. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. *Gnomos*, v. 20, n. 2, p. 1-14.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.575-593.
- Victoria, A. M. 2021. Argilas e materiais refratários. Recursos Minerais de Minas Gerais - RMMG. Disponível em:<<http://recursomineralmg.codemge.com.br/substancias-minerais/argilas-e-materiais-refratarios/#as-ind%C3%BAstrias-de-refrat%C3%A1rios-em-minas-gerais>>. Acesso em: 26 de outubro de 2021.
- Vieira, L.C; Almeida, R.P; Trindade, R.I.F; Nogueira, A.C.R; Janikian, L.A. 2007. Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*.