

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA – CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

LEANDRO GUSTAVO DA SILVA

**ANÁLISE DE FÁCIES, PROVENIÊNCIA E DIAGÊNESE DA
FORMAÇÃO BOTUCATU ENTRE ARAGUARI E
UBERLÂNDIA, MINAS GERAIS (NE DA BACIA DO PARANÁ)**

Monte Carmelo - MG

Fevereiro/2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA – CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

LEANDRO GUSTAVO DA SILVA

**ANÁLISE DE FÁCIES, PROVENIÊNCIA E DIAGÊNESE DA
FORMAÇÃO BOTUCATU ENTRE ARAGUARI E
UBERLÂNDIA, MINAS GERAIS (NE DA BACIA DO PARANÁ)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia da Universidade Federal
de Uberlândia, para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luciano Alessandretti.

Monte Carmelo - MG

Fevereiro/2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA – CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

LEANDRO GUSTAVO DA SILVA

**ANÁLISE DE FÁCIES, PROVENIÊNCIA E DIAGÊNESE DA
FORMAÇÃO BOTUCATU ENTRE ARAGUARI E
UBERLÂNDIA, MINAS GERAIS (NE DA BACIA DO PARANÁ)**

Trabalho Final de Graduação para obtenção do grau de Bacharel em Geologia

Monte Carmelo, 01 de fevereiro de
2023.

Banca Examinadora

Orientador: Prof. Dr. Luciano Alessandretti
Universidade Federal do Uberlândia

Prof.^a Dr.^a Josiane Branco Plantz
Universidade Federal do Uberlândia

Dr. Rodrigo Irineu Cerri
Pós-Doutorando pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

Monte Carmelo - MG
Fevereiro/2023

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU
com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

S586 Silva, Leandro Gustavo da, 1997-
2023 Análise de fácies, proveniência e diagênese da
Formação Botucatu entre Araguari e Uberlândia, Minas
Gerais (NE da Bacia do Paraná) [recurso eletrônico] /
Leandro Gustavo da Silva. - 2023.

Orientador: Luciano Alessandretti.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em
Geologia.

Modo de acesso: Internet.

Inclui bibliografia.

Inclui ilustrações.

1. Geologia. I. Alessandretti, Luciano, 1986-,
(Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia.
Graduação em Geologia. III. Título.

CDU: 551

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:
Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

Dedico este trabalho ao meu pai, Leonardo Albino (*in memoriam*), minha eterna fonte de motivação.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha mãe, que me ensinou o verdadeiro significado de resiliência, determinação e força, representando tanto o papel de mãe, como de pai, e forneceu apoio incondicional durante toda a graduação. Dona Iolanda me mostrou que com perseverança, trabalho duro, dedicação e fé em Deus, seria possível passar por todos os momentos difíceis que aparecessem diante de mim.

Agradeço enormemente a minha companheira Vanessa pelo amor, companheirismo e carinho, incentivando a dar sempre o melhor de mim e me motivando o tempo todo para que eu pudesse chegar até aqui, fazendo das nossas caminhadas uma única trajetória compartilhada.

Agradeço também o meu orientador Prof. Dr. Luciano Alessandretti, por toda atenção e orientação durante esse trabalho, pela paciência e por todo conhecimento partilhado. Agradeço por ser não só um orientador como um amigo, e estar sempre presente tanto nos momentos de tensão como nos momentos de descontração.

Um agradecimento a minha família, em especial a minha tia-avó Francisca e madrinha Elossandra, por cada oração, conselhos e abraços. A minha avó Sebastiana, ao tio-avô João e tia Lucimar (*in memoriam*), obrigado por acreditarem em mim, vocês me dão forças diariamente para seguir em frente.

Gostaria de agradecer ao pessoal da UNESP, Prof. Dr. Lucas Warren, Dr. José Eduardo (Sami), Nelson (Junior), Nayara, Paloma, Beatriz e George, que forneceram uma ajuda essencial na preparação das amostras e das lâminas, fundamentais na produção deste trabalho. Também gostaria de agradecer à Graziela Guadagnin (Grazi) pelo auxílio na construção das imagens dos minerais pesados retiradas das lâminas petrográficas.

Aos antigos amigos, Pedro (Gepeto), Gabriel (Gordo), Leandro (Leleu), Anselmo e Leonardo (Vovô), meus sinceros agradecimentos por cada risada e cada incentivo. Vocês foram essenciais para que eu conseguisse lidar com a pressão que eu sentia recair sobre meus ombros. Um imenso obrigado aos amigos Marcelo Amim e Gustavo Chaves (Queixada) (*in memoriam*), pelo companheirismo, suas lembranças permanecerão comigo durante toda minha vida.

RESUMO

A Formação Botucatu, (Jurássico Superior/Cretáceo Inferior) da Bacia do Paraná, é constituída majoritariamente por quartzos arenitos eólicos dispostos em camadas com estratificação cruzada de médio a grande porte. Na região do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberlândia e Araguari, afloram litofácies distintas daquelas tradicionalmente descritas e atribuídas a essa unidade. Os litotipos da Formação Botucatu nessa região abrangem conglomerados arenosos, arenitos conglomeráticos e arenitos em contato erosivo discordante sobre *augen* gnaisses neoproterozoicos da Faixa de Dobramentos Brasília. Recobrando os arenitos e conglomerados, ocorre uma espessa sequência de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Dessa forma, foram aplicados os métodos envolvendo análise de litofácies, paleocorrentes, contagem modal da composição detrítica, contagem de litoclastos e determinação de índice ZTR. A análise das litofácies da Formação Botucatu na área de estudo aponta para deposição em um sistema fluvial entrelaçado distal (*distral braided*). A ocorrência marcante de fácies rudáceas é sugestiva de áreas-fonte relativamente proximais. Grãos de quartzos arredondados a bem arredondados e com alta esfericidade indicam que o sistema fluvial recebeu contribuição de sedimentos eólicos. Análises de paleocorrentes com base em clastos imbricados indicam dispersão de sedimentos a partir de áreas-fonte localizadas a NW. Análises de proveniência sedimentar com base na composição detrítica principal, composição de litoclastos e minerais pesados sugerem como áreas-fonte regiões orogênicas recicladas. Os dados de paleocorrentes e de proveniência são convergentes e fortemente indicativos de que os principais litotipos fornecedores de sedimentos para o sistema fluvial da Formação Botucatu no extremo nordeste da Bacia do Paraná foram os muscovita xistos e quartzitos do Grupo Araxá B da Faixa de Dobramentos Brasília. A presença de argilas mecanicamente infiltradas, oxidação de minerais ferromagnesianos, além de quartzos e feldspatos autigênicos, que corroboram para a interpretação de uma deposição da Formação Botucatu em ambiente continental de clima árido a desértico. A abordagem multi-indicadores aplicada no presente trabalho mostrou-se eficaz para o estudo detalhado dos diferentes processos deposicionais atuantes na borda nordeste do paleodeserto Botucatu.

Palavras-chave: Bacia do Paraná. Formação Botucatu. Análise de fácies. Proveniência Sedimentar. Diagênese.

ABSTRACT

The Botucatu Formation (Upper Jurassic/Lower Cretaceous) of the Paraná Basin consists mainly of eolian quartz sandstones with medium to large through cross stratification. In the Triangulo Mineiro region of southeast Brazil, between the cities of Uberlândia and Araguari, the Botucatu Formation consists of facies diametrically different from those traditionally described and attributed to this unit. Lithotypes of the Botucatu Formation in this region include sandy conglomerate, conglomerate, and sandstone in discordant erosional contact over neoproterozoic *augen* gneisses of the Brasília Fold Belt. Overlying the sandstone and conglomerate is a thick sequence of volcanic rocks from the Serra Geral Formation. In this way, methods involving analysis of lithofacies, paleocurrents, modal count of detrital composition, lithoclast count and determination of the ZTR index were applied. Analysis of the lithofacies in the study area indicates deposition in a distal braided fluvial system for the Botucatu Formation in northeastern areas of the Paraná Basin during the Lower Cretaceous. The distinct occurrence of rudaceous facies indicates relatively proximal source areas. Rounded to well-rounded quartz grains with high sphericity indicate that the fluvial system received contributions from eolian sources. Paleocurrent data based on imbricated clasts suggest sediment dispersal from NW source areas. Analysis of sedimentary provenance based on detrital composition, composition of lithoclasts and heavy minerals advocate recycled orogen as source areas. The paleocurrent and provenance data are convergent and strongly suggest that the main lithotypes that provided sediments for the fluvial system of the Botucatu Formation in the northeasternmost part of the Paraná Basin were muscovite schists and quartzites of the Araxá B Group of the Brasília Fold Belt. The presence of mechanically infiltrated clays, oxidation of ferromagnesian minerals, and authigenic quartz and feldspar confirm the deposition of the Botucatu Formation in a continental environment with an arid to desert climate. The multi-proxy approach used in the present work proved effective for the detailed study of the active depositional processes on the northeastern margin of the Botucatu paleodesert.

Keywords: Paraná Basin, Botucatu Formation, Facies analysis. Sedimentary Provenance. Diagenesis.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS.....	17
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
3.1. Proveniência Sedimentar	17
3.2. Contagem modal da composição detrítica	19
3.3. Contagem de litoclastos	21
3.4. Análise convencional de minerais pesados.....	22
3.5. Paleocorrentes.....	24
3.6. Diagênese de rochas siliciclásticas	27
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....	30
4.1. Localização da área de estudo.....	30
4.2. Geologia Regional	31
4.2.1. <i>Aspectos gerais da geologia da Bacia do Paraná</i>	31
4.2.2. <i>Formação Botucatu</i>	31
5. MATERIAIS E MÉTODOS	34
5.1. Pesquisa bibliográfica	34
5.2. Trabalhos de campo	35
5.2.1. <i>Levantamento de seção colunar e análise de fácies sedimentares</i>	35
5.2.2. <i>Paleocorrentes com base em clastos imbricados</i>	36
5.3. Contagem modal da composição detrítica primária (Método Gazzi-Dickinson)	36
5.4. Contagem de litoclastos	37
5.5. Preparação de amostras e análise convencional de minerais pesados	38
6. RESULTADOS	41
6.1. Análise de fácies	41
6.2. Paleocorrentes e contagem de clastos	46

6.3. Petrografia microscópica e contagem modal da composição detrítica primária (Método Gazzi-Dickinson).....	47
6.4. Índice zircão-turmalina-rutilo (ZTR).....	57
7. DISCUSSÃO.....	58
7.1. Sistema deposicional.....	58
7.2. Análise de proveniência.....	60
7.3. Análise de diagênese.....	62
8. CONCLUSÕES.....	64
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1– Faixa de afloramentos e mapa de isópacas da Formação Botucatu e de unidades correlatas na Bacia do Paraná.	16
Figura 2 – Localização esquemática dos locais onde atuam os principais processos controladores da composição detrítica das rochas sedimentares clásticas.	18
Figura 3 – Fluxograma demonstrando os diferentes procedimentos ao se trabalhar com o método de contagem discriminada Gazzi-Dickinson.	20
Figura 4 – Diagrama de barras mostrando a proveniência de conglomerados da Formação Passo da Capela (Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul) com base na porcentagem de litoclastos com diferentes composições.	21
Figura 5 – Relação de eixo maior (a), eixo menor (c) e plano <i>ab</i> em clastos.	25
Figura 6 – Modelos de comportamentos de clastos durante o transporte fluvial como carga de fundo.	26
Figura 7 – Representação da distribuição espacial dos estágios da diagênese.	28
Figura 8 – (A) Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil e dos municípios de Araguari e Uberlândia. (B) Mapa de localização dos municípios de Araguari e Uberlândia, no estado de Minas Gerais. (C) Localização da seção em estudo na Ferrovia Centro Atlântica - FCA.	30
Figura 9 – Seção estratigráfica composta, levantada ao longo da Ferrovia Centro Atlântica (FCA) com destaque para o contato erosivo entre as rochas da Formação Botucatu e as rochas Neoproterozóicas sotopostas por lavas da Formação Serra Geral.	34
Figura 10 – Carta cronolitoestratigráfica da sucessão Juro-Cretácea da Bacia do Paraná.	33
Figura 11 – Classificação composicional de arenitos.	35
Figura 12 – Diagramas discriminantes dos diferentes tipos de proveniência tectônica de acordo com Dickinson (1985).	37
Figura 13 – (A) Britador de mandíbulas de grande porte; (B) Britador de mandíbulas; (C) Mesa agitadora com jogo de peneiras; (D) Cuba ultrassônica; (E) Bateia com rotação automática; (F) Separação de minerais pesados utilizando bromofórmio.	40
Figura 14 – (A) Afloramento da Formação Botucatu orientado segundo a direção NE-SW em corte de estrada de ferro entre Araguari e Uberlândia (coordenadas UTM: 790638 mE e 7924922 mS). (B) Contato discordante (não-conformidade) (ressaltado pela linha tracejada amarela) entre arenitos da Formação Botucatu e <i>augen</i> gnaisses do Complexo Maratá da	

Faixa de Dobramentos Brasília. (C) Detalhe de fenocristais de plagioclásio em <i>augen</i> gnaiss do Complexo Maratá.	41
Figura 15 – Litofácies da Formação Botucatu entre Araguari e Uberlândia. (A) Visão geral das camadas basais da seção, distinguindo-se, da base para o topo, camadas decimétricas a métricas das fácies Cac, Acc, e Am. (B) Detalhe do contato entre Acc e Cac. (C) Contato entre Acc e Acp no topo na seção. A escala está posicionada aproximadamente no contato entre os arenitos e os basaltos da Formação Serra Geral, que apresentam alto grau de alteração. (D) Topo da sucessão, mostrando, da base para o topo, camadas decimétricas de arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc), conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular (Cac) e arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc). (E) Detalhe de uma lente de conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular insipiente (Ca). (F) Litoclastos lamelares de xistos imbricados em Acc.	42
Figura 16 – Seção colunar da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia, mostrando as relações estratigráficas com o embasamento metamórfico e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Observação de dois megaciclos. Legenda da escala granulométrica: A = argila; Si = silte; Af = areia fina; Am = areia média; Ag = areia grossa; G = grânulo; S = seixo; B = bloco; e M = matacão.	45
Figura 17 – Diagramas de rosetas produzidos a partir das medidas de paleocorrentes em clastos imbricados. (A) Paleocorrentes retiradas das fácies “Acc”. (B) Paleocorrentes retiradas das fácies “Ca”. (C) Paleocorrentes retiradas das fácies “Cac”. (D) Vetor médio de todas as paleocorrentes obtidas.	46
Figura 18 – Diagrama tipo pizza mostrando as porcentagens relativas de litoclastos de xisto e de quartzo de falha/veio.	47
Figura 19 – Fotografias de seções delgadas de arenitos e arenitos conglomeráticos da Formação Botucatu em estereomicroscópio binocular em luz transmitida. (A) Arcabouço da fácies arenito conglomerático maciço. Na porção superior da fotografia, ocorre lâmina amplamente cimentada por óxido de ferro (Amostra B01). (B) Litoclastos de quartzo-biotita-muscovita xisto em conglomerado arenoso maciço. Notar a presença de cimento de óxido de ferro adjacente ao litoclasto (Amostra B02). (C) Litoclastos de biotita-muscovita-quartzito em conglomerado arenoso maciço. Notar cimentação pervasiva por óxido de ferro adjacente aos litoclastos (Amostra B02). (D) Arenito maciço amplamente cimentado por óxido de ferro (Amostra B03).	48

Figura 20 – Fotomicrografias da amostra B01. (A) Arcabouço do arenito conglomerático mostrando a predominância de grãos de quartzo. Notar porosidade primária do tipo intergranular (setas amarelas) e porosidade secundária do tipo móldica (provavelmente envolvendo dissolução seletiva de litoclastos dúcteis pós-compactação) (setas verdes). (B) Grãos de quartzo tipo monocristalino com extinção abrupta (seta amarela) e extinção levemente ondulante (seta verde). (C) e (D) Litoclasto de quartzito. (E) e (F) Grão de plagioclásio (centro das imagens). (G) e (H) Litoclasto de quartzo-muscovita xisto. Notar intensa oxidação nas adjacências do fragmento de xisto. As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (B), (D), (F) e (H) foram obtidas em luz polarizada. (I) e (J) Lamela de muscovita deformada com compactação mecânica. (K) e (L) Litoclasto de xisto deformado, originando pseudomatriz. (M) Argilas mecanicamente infiltradas (seta amarela) e crescimentos sintaxiais de quartzo (setas verdes). Notar grão de quartzo arredondado e com alta esfericidade é possivelmente de origem eólica. (N) Cimento de óxido de ferro preenchendo porosidade primária. As fotomicrografias (I), (K), (M) e (N) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (J) e (L) foram obtidas em luz polarizada

Figura 21 – Amostras B01, B02 e B03 plotadas nos diagramas de classificação de rochas terrígenas de Folk (1968) e de tipos de proveniência tectônica de Dickinson (1985).52

Figura 22 – Fotomicrografias da amostra B02. (A) Arcabouço do conglomerado arenoso mostrando a predominância de grãos de quartzo. (B) Grãos de quartzo monocristalino com extinção levemente ondulante. (C) e (D) Grãos de quartzo policristalino com contatos poligonais. (E) e (F) Grãos de quartzo policristalino estirados. (G) e (H) Litoclastos de muscovita-quartzo xistos. As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (B), (D), (F) e (H) foram obtidas em luz polarizada. 53

Figura 23 – Fotomicrografias da amostra B03. (A) Arcabouço do arenito maciço mostrando a predominância de grãos de quartzo. (B) Grãos de quartzo policristalino. (C) e (D) Grãos de feldspatos potássicos do tipo microclínio. (E) e (F) Cutículas de argilas circulando de forma contínua e descontínua os grãos. (G) e (H) Grãos imersos em cimento de óxido de ferro. As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (B), (D), (F) e (H) foram obtidas em luz polarizada. 54

Figura 24 – Diagramas de barras com as composições detríticas primárias e acessórias de arenitos e conglomerados da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia..... 56

Figura 25 – Fotomicrografias das lâminas petrográficas de minerais pesados. 57

Figura 26 – Modelo paleogeográfico da Formação Botucatu na borda nordeste da Bacia do Paraná. Fora de escala.	59
Figura 27 – Mapa geológico simplificado da área de estudo com destaque para as áreas-fonte inferidas neste estudo. Devido à pequena extensão lateral do afloramento estudado, o mesmo não aparece cartografado na escala do mapa geológico (1:600.000) e sua localização está representada pela estrela vermelha.	62

LISTA DE TABELAS

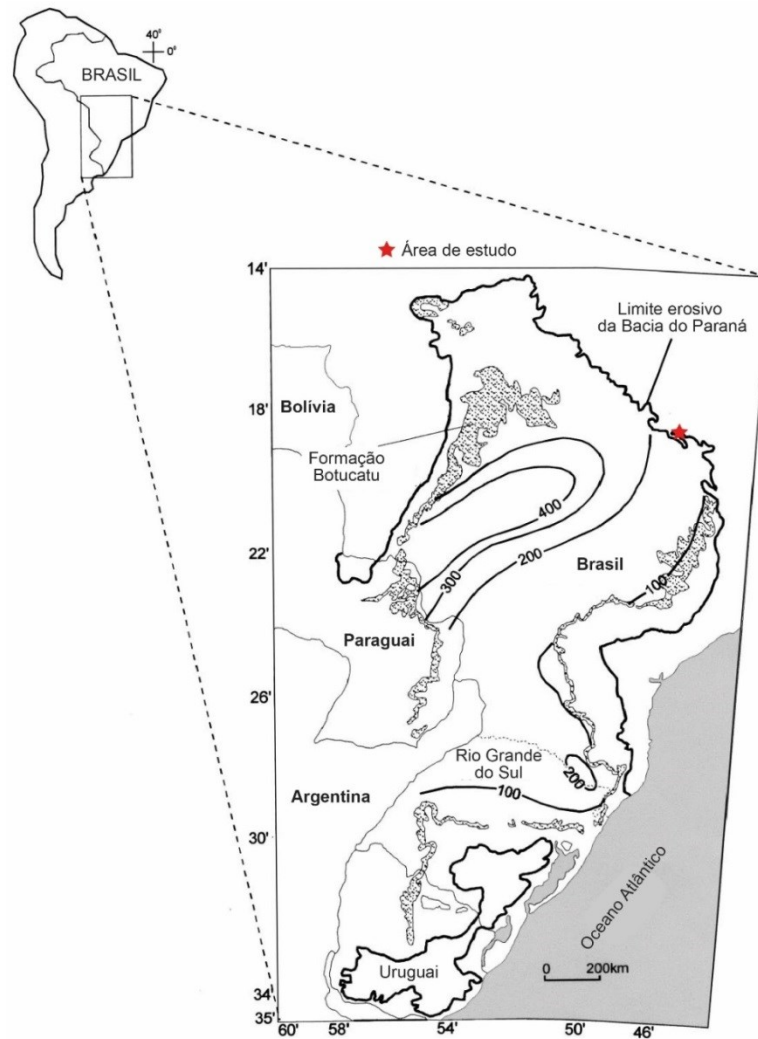
Tabela 1 – Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areias geradas. Qt: Quartzo total; Qm: Quartzo monocristalino; Qp: Quartzo policristalino; F: Feldspato; P: Plagioclásio; K: K-Feldspato; L: Líticos totais; Lv: Líticos vulcânicos; Ls: Líticos sedimentares/metassedimentares. Retirado de Dickinson (1985).....	20
Tabela 2 – Densidades, durezas, estabilidades durante o intemperismo e diagênese e proveniências sedimentares dos minerais pesados mais comumente encontrados em rochas siliciclásticas.....	23
Tabela 3 – Descrição das fácies sedimentares reconhecidas na Formação Botucatu entre Araguari e Uberlândia e interpretação de seus respectivos mecanismos deposicionais. Mecanismos deposicionais com base em Miall (1977, 1985, 1996, 2014).....	43
Continuação da Tabela 4:	44
Tabela 5 – Tabela mostrando elementos estáveis contados no microscópio para determinação do índice ZTR.....	58
Tabela 6 – Fases diagenéticas identificadas nas rochas da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia.	64

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo deste trabalho localiza-se no nordeste da Bacia do Paraná, onde afloram rochas sedimentares da Formação Botucatu (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior) e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, Grupo São Bento, recobrimo rochas ígneas e metamórficas neoproterozoicas da Faixa de Dobramentos Brasília (MORAES; SEER, 2018; FAMELLI *et al.*, 2021a, b). Apesar de bem estabelecidas as relações estratigráficas verticais e laterais com as unidades do embasamento metamórfico, as unidades sedimentares (i.e., Formação Botucatu) sotopostas pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral ainda carecem de estudos sedimentológicos e petrológicos de detalhe. A borda nordeste da Província Magmática Continental do Paraná atuou como uma barreira topográfica que favoreceu a formação do ambiente árido e seco, possibilitando a formação de dunas que deram origem aos arenitos eólicos da Formação Botucatu (MORAES; SEER, 2018). Porém, esse alto topográfico favoreceu a recorrência episódica de precipitações torrenciais que escoavam e se instalavam no ambiente desértico (MORAES; SEER, 2018). Como resultado desses eventos torrenciais esporádicos, além das fácies tipicamente de dunas associadas ao ambiente desértico da Formação Botucatu, essa unidade também compreende, localmente, depósitos associados a fluxos de detritos em leques aluviais e rios entrelaçados.

Nas porções leste e nordeste da Bacia do Paraná (estados de São Paulo e Minas Gerais), e com menor frequência no Rio Grande do Sul e Paraná, a Formação Botucatu compreende arenitos médios a grossos e arenitos conglomeráticos, interpretados como produzidos por fluxos torrenciais (ALMEIDA; MELO, 1981). Na região entre Araguari e Uberlândia, oeste de Minas Gerais, Moraes e Seer (2018) atribuíram camadas de brechas, conglomerados, arenitos conglomeráticos e siltitos subjacentes aos basaltos da Formação Serra Geral à Formação Botucatu. Essas fácies foram interpretadas como fluxos aquosos episódicos responsáveis por originar leques aluviais e/ou depósitos fluviolacustres efêmeros depositados em discordância (não-conformidade) sobre gnaises e metagranitos neoproterozoicos do Complexo Maratá (MORAES; SEER, 2018). Considerando este cenário, o presente Trabalho de Conclusão de Curso visa à elaboração de um modelo deposicional e paleogeográfico com base em estudos sedimentológicos e petrológicos aplicados aos arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia, Triângulo Mineiro, Minas Gerais (Fig. 1).

Figura 1– Faixa de afloramentos e mapa de isópacas da Formação Botucatu e de unidades correlatas na Bacia do Paraná.



Modificado de Scherer (2000).

As características texturais observadas nas fácies eólicas da Formação Botucatu ocorrem em toda extensão da mesma, porém, a ocorrência de arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos possuem uma ocorrência local e restrita. Essas fácies são associadas a depósitos distintos das fácies eólicas comuns da Formação Botucatu. Apesar disso, a ocorrência de pacotes de arenitos conglomeráticos dessa formação podem atingir espessuras superiores a oito metros no Paraná e como espessuras métricas na base da Formação Botucatu em São Paulo (SOARES, 1975). Portanto, o interesse em uma descrição detalhada dessas fácies se dá devido à ausência desse tipo de estudo nessas ocorrências raras, de forma que essas análises podem fornecer subsídio para futuros trabalhos envolvendo as mesmas.

2. OBJETIVOS

O presente Trabalho de Conclusão de Curso tem como objetivos principais a análise de fácies e a caracterização da proveniência sedimentar e diagênese dos depósitos basais da Formação Botucatu (Supersequência Gondwana III) na porção NE da Bacia do Paraná. Para alcançar essas metas principais, os seguintes objetivos específicos são propostos:

- a. Descrição das fácies sedimentares e interpretação de seus respectivos processos deposicionais;
- b. Determinação da composição detrítica modal das fácies sedimentares e identificação de suas respectivas áreas-fonte;
- c. Determinação de índices zircão-turmalina-rutilo (ZTR) em seções delgadas de minerais pesados extraídos de arenitos e conglomerados;
- d. Determinação dos processos diagenéticos associados a essas rochas;
- e. Construção de um modelo deposicional e paleogeográfico para a Formação Botucatu na borda NE da Bacia do Paraná.

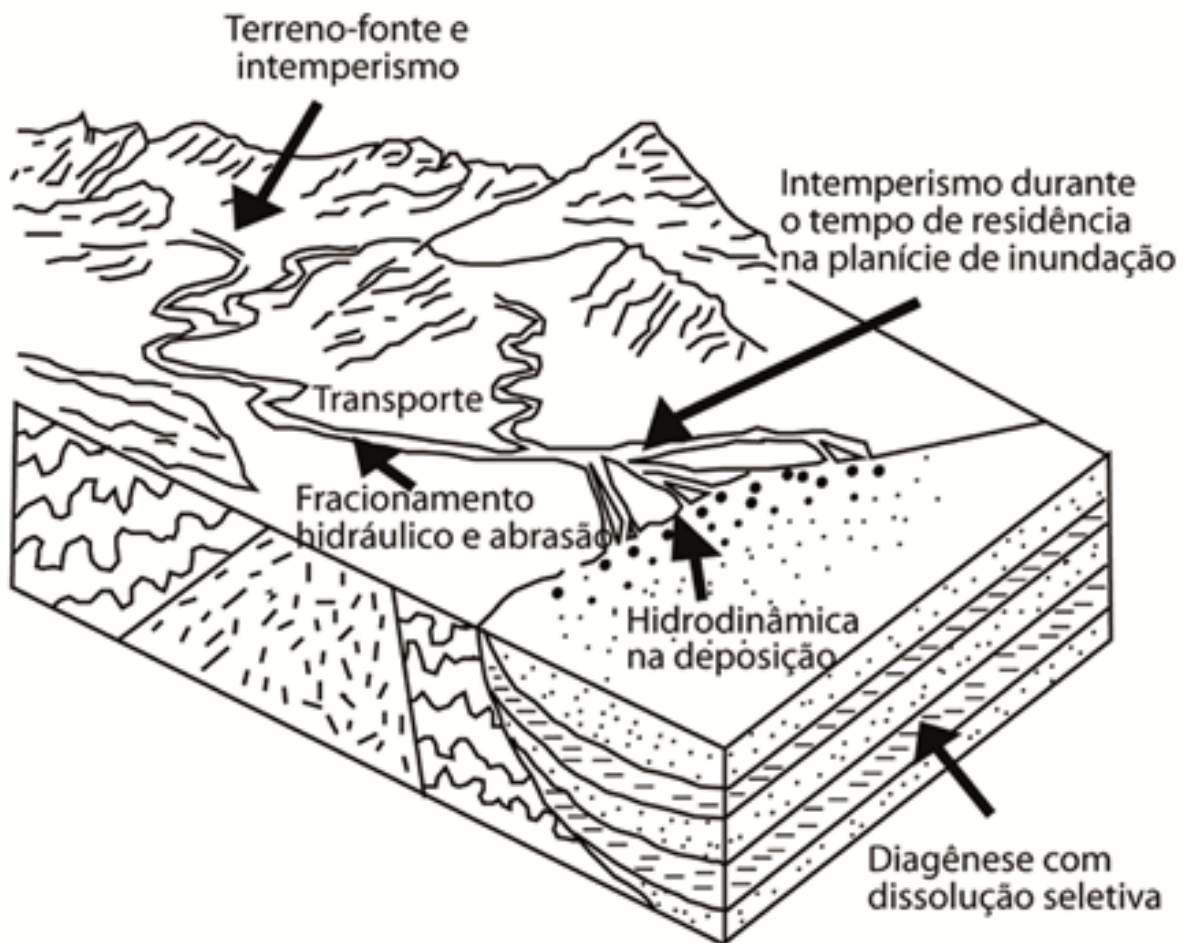
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Proveniência Sedimentar

Estudos de proveniência sedimentar desempenham papel importante na análise das relações existentes entre bacias sedimentares e áreas-fonte. Dessa forma, a investigação detalhada da proveniência de rochas sedimentares é capaz de indicar com precisão a composição das áreas-fonte e suas localizações geográficas, os trajetos percorridos pelos sedimentos até a bacia sedimentar e as condições climáticas, tectônicas e topográficas vigentes nos terrenos sujeitos a intemperismo e erosão na época da deposição (MORTON; HALLSWORTH, 1994, 1999; REMUS *et al.*, 2008). Ademais, informações acerca da distância de transporte da fonte até a bacia, tempo de residência dos sedimentos em planícies aluviais e/ou plataformas e os efeitos de dissolução diagenética, podem também ser acessados através de estudo de proveniência envolvendo mineralogia, geoquímica, petrologia sedimentar, ígnea e metamórfica e geocronologia (MORTON; HALLSWORTH, 1994; REMUS *et al.*, 2008).

Diversos são os processos que atuam no controle da composição mineralógica dos sedimentos fornecidos à bacia. As assembleias mineralógicas das rochas associadas a áreas-fonte soerguidas é, geralmente, um dos fatores mais relevantes na definição da composição final de uma rocha sedimentar siliciclástica (MORTON; HALLSWORTH, 1994). Incluem-se também: a intensidade e o tipo de intemperismo (químico e/ou físico) vigente na região; o transporte, abrasão e fracionamento hidráulico sofrido pelo material até ser depositado na bacia sedimentar; o intemperismo sofrido pelo material durante o período de residência na planície de inundação ou plataforma; a hidrodinâmica durante o transporte e a deposição do material no interior da bacia sedimentar; e os processos diagenéticos envolvendo autigênese e dissolução seletiva de minerais detríticos (MORTON; HALLSWORTH, 1994; REMUS *et al.*, 2008). Esses processos ocorrem espacialmente distribuídos entre os terrenos-fonte e as bacias sedimentares e estão sintetizados na Figura 2.

Figura 2 – Localização esquemática dos locais onde atuam os principais processos controladores da composição detrítica das rochas sedimentares clásticas.



É importante considerar que existe uma grande diferença entre a intensidade dos processos intempéricos nos diferentes terrenos-fonte. Nas áreas-fontes associadas a relevos acidentados e tectonicamente ativos, a composição da rocha que constitui a área-fonte é o principal fator controlador da composição total dos sedimentos, e os processos de intemperismo químico tem pouca expressividade. Já em áreas-fonte com relevos suaves e tectonicamente estáveis, o intemperismo químico atua de forma mais significativa, caracterizando um fator de extrema importância na composição total dos sedimentos gerados (MORTON; HALLSWORTH, 1994, 1999; REMUS *et al.*, 2008). Além disso, existem particularidades associadas às condições climáticas na época da deposição da Formação Botucatu, visto que são associadas a clima seco e árido. Algumas feições como crescimento sintaxial, e oxidação de minerais ferromagnesianos são indicativos de um contexto árido e infiltração mecânica de argila e a própria condição rudácea de fácies são indicativos da presença de certa umidade, indicando a ocorrência de eventos torrenciais.

Diversos métodos e técnicas são utilizados objetivando-se a determinação da proveniência sedimentar, incluindo análise de paleocorrentes, contagem modal da composição detrítica primária, contagem de clastos, geoquímica de minerais pesados, geoquímica de rocha-total e datação absoluta de minerais detríticos (TUCKER, 2001).

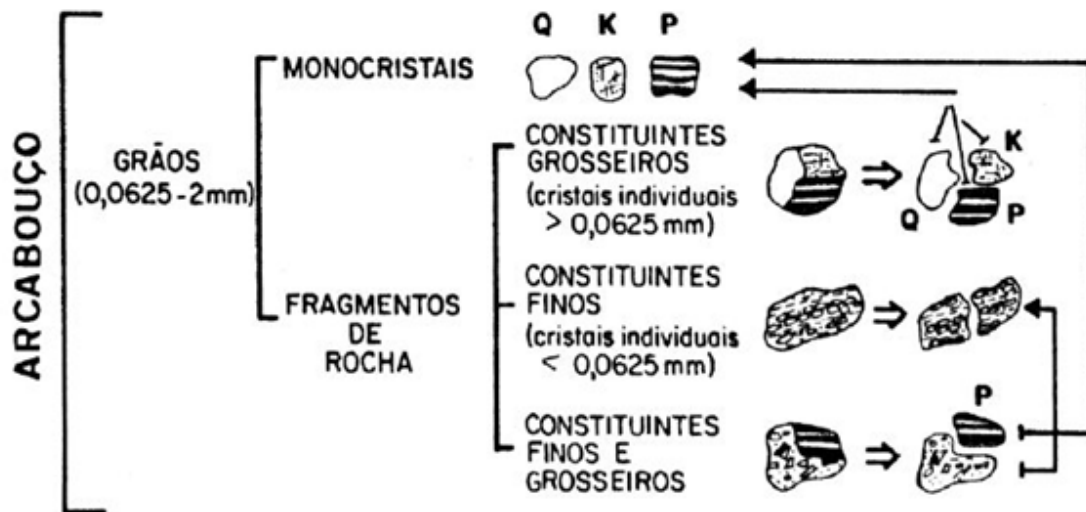
3.2. Contagem modal da composição detrítica

De forma geral, utilizando-se apenas a contagem modal da composição detrítica primária de rochas sedimentares, é inevitável que em rochas rudáceas (i.e., conglomerados) ocorram, de forma mais expressiva, a presença dos fragmentos líticos. Já em rochas de granulação fina (i.e., arenitos), mesmo que associados às mesmas áreas fontes, a expressividade dos litoclastos não é a mesma. Dessa forma, buscam-se métodos que permitam o reconhecimento da composição dos terrenos-fonte sem que haja a influência das diferenças granulométricas (REMUS *et al.*, 2008).

O método normalmente utilizado nesse caso é a contagem discriminada Gazzi-Dickinson (DICKINSON, 1985), em que os cristais com tamanho superior à fração silte são contados e identificados separadamente (Fig. 3). Esse método é amplamente utilizado nas análises de proveniência, de forma que os resultados obtidos pelo mesmo independem do tamanho dos grãos e baseia-se apenas na composição dos grãos, portanto, o efeito da variação

granulométrica é reduzido. Os litoclastos de textura fina (e.g., rochas vulcânicas e metamórficas de baixo grau) também são classificados e contados individualmente. Esse método permite a caracterização dos possíveis ambientes geotectônicos em que a área-fonte está posicionada a partir das diferentes assinaturas composicionais das rochas sedimentares, como pode ser observado na Tabela 1.

Figura 3 – Fluxograma demonstrando os diferentes procedimentos ao se trabalhar com o método de contagem discriminada Gazzi-Dickinson. Q: Quartzo; K: Feldspato; P: Plagioclásio.



Retirado de Zuffa (1980).

Tabela 1 – Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areias geradas. Qt: Quartzo total; Qm: Quartzo monocristalino; Qp: Quartzo policristalino; F: Feldspato; P: Plagioclásio; K: K-Feldspato; L: Líticos totais; Lv: Líticos vulcânicos; Ls: Líticos sedimentares/metassedimentares. Retirado de Dickinson (1985).

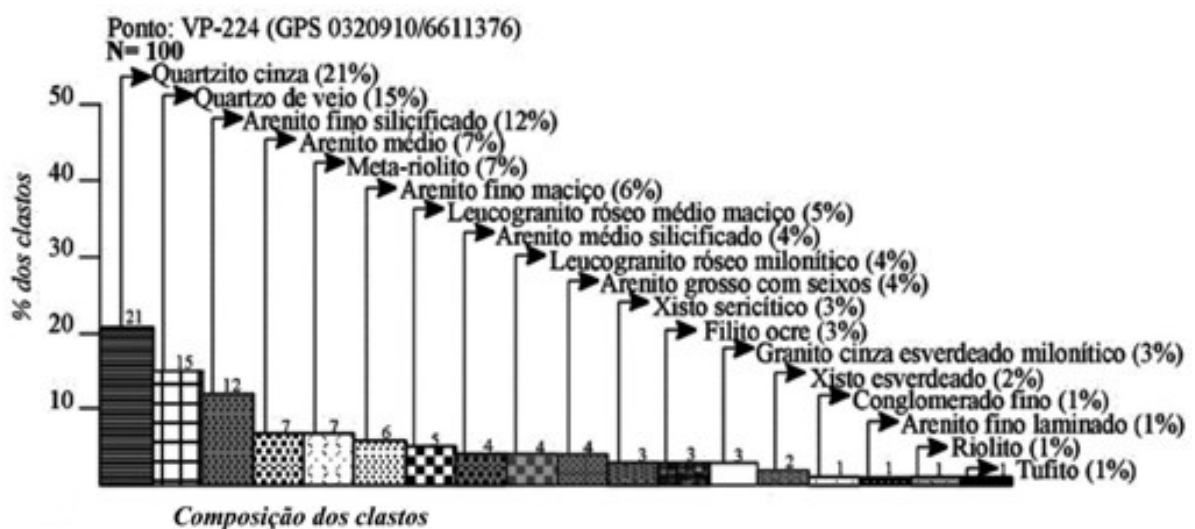
Tipos de proveniência	Ambiente tectônico	Composição das areias geradas
Crátons estáveis	Intracontinentais ou plataformas passivas	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimentos do embasamento	Rifts ou rupturas transformantes	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares à area fonte
Arcos magmáticos	Arcos de ilhas ou arcos continentais	Areias feldspato-líticas (F-L) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagens orogênicas	Cinturões orogênicos ou complexos de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

3.3. Contagem de litoclastos

Em estudos de proveniência sedimentar realizados a partir de conglomerados, brechas e arenitos conglomeráticos, a contagem modal dos litoclastos pode ser utilizada como uma ferramenta importante na caracterização das áreas-fonte (FAMBRINI *et al.*, 2018). A análise dos litoclastos deve considerar características como composição, tamanho, forma, grau de arredondamento e esfericidade, relação com a matriz, alinhamento preferencial e imbricação. A identificação e caracterização de todas essas características facilitam uma compreensão integral dos aspectos da área-fonte.

A utilização do método da contagem de fragmentos de rocha aplicado à proveniência sedimentar se dá basicamente por meio da identificação da litologia representativa de cada litoclasto individualmente e contagem dos mesmos (DICKINSON, 2008; FAMBRINI *et al.*, 2018). Para que a análise seja considerada representativa, recomenda-se a contagem de ao menos 50 litoclastos em cada uma das fácies sedimentares em estudo. O posterior tratamento estatístico desses dados favorece a caracterização do arcabouço sedimentar dos depósitos que compreendem rochas como arenitos conglomeráticos e conglomerados (FAMBRINI *et al.*, 2018). A Figura 4 exemplifica como são representadas graficamente as diferentes porcentagens de litoclastos com composições distintas.

Figura 4 – Diagrama de barras mostrando a proveniência de conglomerados da Formação Passo da Capela (Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul) com base na porcentagem de litoclastos com diferentes composições.



Retirado de Fambrini *et al.* (2018).

3.4. Análise convencional de minerais pesados

Minerais pesados são aqueles caracterizados por densidades superiores a $2,8 \text{ g/cm}^3$ (HOWIE; SUZZMAN; DEER, 1992). Em arenitos, ocorrem em volumes menores que 1% (REMUS *et al.*, 2008). Porém, uma grande variedade de minerais pesados, incluindo cerca de 50 tipos mais comuns (Tabela 2), podem ser facilmente encontrados e identificados em sequências siliciclásticas continentais, transicionais e marinhas (MANGE; MAURER, 1992). A análise dos minerais pesados extraídos de rochas sedimentares siliciclásticas é uma técnica amplamente utilizada em investigações de proveniência, visto que esses minerais ocorrem geralmente em paragêneses restritas e são, portanto, excelentes indicadores de áreas-fonte (REMUS *et al.*, 2008).

Durante o ciclo sedimentar, fatores hidrodinâmicos e diagenéticos conseguem interferir no sinal da proveniência de maneira significativa (MORTON; HALLSWORTH, 1994). Deste modo, a ocorrência significativa de minerais pesados é diretamente correlacionável com a relação entre minerais leves e pesados e a resistência dos mesmos ao intemperismo, diagênese e transporte durante o ciclo sedimentar. Isso se deve ao fato de que os minerais pesados possuem hábitos cristalinos, tamanhos, densidades e resistências ao intemperismo e diagênese contrastantes. Para solucionar esse problema de “ruído” no sinal da proveniência, Morton e Hallsworth (1994) propuseram a utilização de pares de minerais pesados com densidades e resistências a diagênese similares, inseridos em um intervalo granulométrico que compreende duas frações (areia muito fina-areia fina). Os pares de minerais mais comumente utilizados são: ATi (100xApatita/Turmalina+Apatita), GZi (100xGranada/Granada+Zircão), MZi (100xMonazita/Monazita+Zircão), CZi (100xCr-espinélio/Cr-espinélio+Zircão), RZi (100xRutilo/Rutilo+Zircão). As variações nas proporções entre os pares minerais escolhidos refletem mudanças na proveniência, considerando-se o pressuposto de que a rocha-fonte possui valores mais ou menos constantes dessa razão (REMUS *et al.*, 2008).

Além desses pares minerais, outro índice frequentemente utilizado em análises de proveniência sedimentar é o ZTR (100xZircão+Turmalina+Rutilo/Total). Este índice está intrinsecamente associado ao grau de maturidade mineralógica dos sedimentos, de forma que o aumento da maturidade se relaciona com um acréscimo nos valores de quartzo e de ZTR em relação aos minerais pesados translúcidos totais.

De forma geral, rochas sedimentares derivadas de terrenos reciclados (rochas siliciclásticas e metamórficas de baixo grau) geralmente possuem índice ZTR elevado; ao passo que aquelas que possuem índice ZTR baixo são atribuídas a sedimentos imaturos de primeiro ciclo (REMUS *et al.*, 2008). Portanto, a partir de índices calculados utilizando os três minerais ultraestáveis (i.e., zircão, turmalina e rutilo) interpreta-se que índices ZTR inferiores a 75% implicam em sedimentos imaturos à sub-maturos, ao passo que, índices ZTR superiores a 75% indicam sedimentos mineralogicamente maduros (SULIEMAN *et al.*, 2015). Utilizando esse índice é possível determinar o nível de maturidade mineralógica de rochas e sedimentos, visto que minerais como zircão, turmalina e rutilo são comumente encontrados em altas proporções em áreas compostas por sedimentos maduros/ultra-maturos devido à alta resistência a alterações químicas e mecânicas. (ONI; OLATUNJI, 2017).

Tabela 2 – Densidades, durezas, estabilidades durante o intemperismo e diagênese e proveniências sedimentares dos minerais pesados mais comumente encontrados em rochas siliciclásticas.

Mineral	Densidade	Dureza	Estabilidade durante intemperismo	Estabilidade durante soterramento e diagênese	Proveniências mais comuns
Anatásio	3,82 – 3,97	5,5 – 6,0	Alta	Alta	Várias rochas ígneas e metamórficas. Comumente autigênicas
Andalusita	3,13 – 3,16	6,5 – 7,5	Alta	Baixa	Metapelitos
Anfibólio	3,02 – 3,50	5,0 – 6,0	Baixa	Baixa	Várias rochas ígneas e metamórficas. Comumente autigênicas
Apatita	3,10 – 3,35	5,0	Baixa	Alta	Várias rochas ígneas e metamórficas. Comumente autigênicas
Cassiterita	6,98 – 7,07	6,0 – 7,0	Alta	Incerta	Rochas ígneas ácidas
Cloritoide	3,51 – 3,80	6,5	Moderada	Moderada	Metapelitos
Cr-espinélio	4,43 – 5,09	7,5 – 8,0	Alta	Alta	Rochas ígneas ultramáficas

Continuação da Tabela 2:

Clinopiroxênio	2,96 – 3,52	5,0 – 6,5	Baixa	Baixa	Rochas ígneas básicas e rochas metamórficas
Epidoto	3,12 – 3,52	6,0 – 6,5	Baixa	Baixa	Rochas metamórficas de baixo grau
Granada	3,59 – 4,32	6,0 – 7,5	Moderada	Moderada-Alta	Metassedimentos
Cianita	3,53 – 3,65	5,5 – 7,0	Alta	Baixa-Moderada	Metapelitos
Monazita	3,96 – 5,00	5,0	Alta	Alta	Rochas metamórficas e granitos
Ortopiroxênio	3,21 – 3,96	5,0 – 6,0	Baixa	Baixa	Rochas ultramáficas de alto grau
Rutilo	4,23 – 5,50	6,0 – 6,5	Alta	Alta	Metapelitos
Silimanita	3,23 – 3,27	6,5 – 7,5	Alta	Baixa	Metapelitos
Estauroлита	3,74 – 3,83	7,5	Alta	Moderada	Várias rochas ígneas e metamórficas. Comumente autigênicas
Titanita	3,45 – 3,55	5,0	Moderada	Baixa-Moderada	Metassedimentos e granitos
Turmalina	3,03 – 3,10	7,0	Alta	Alta	Granitos e outras rochas ácidas
Zircão	4,60 – 4,70	7,5	Alta	Alta	Rochas ígneas

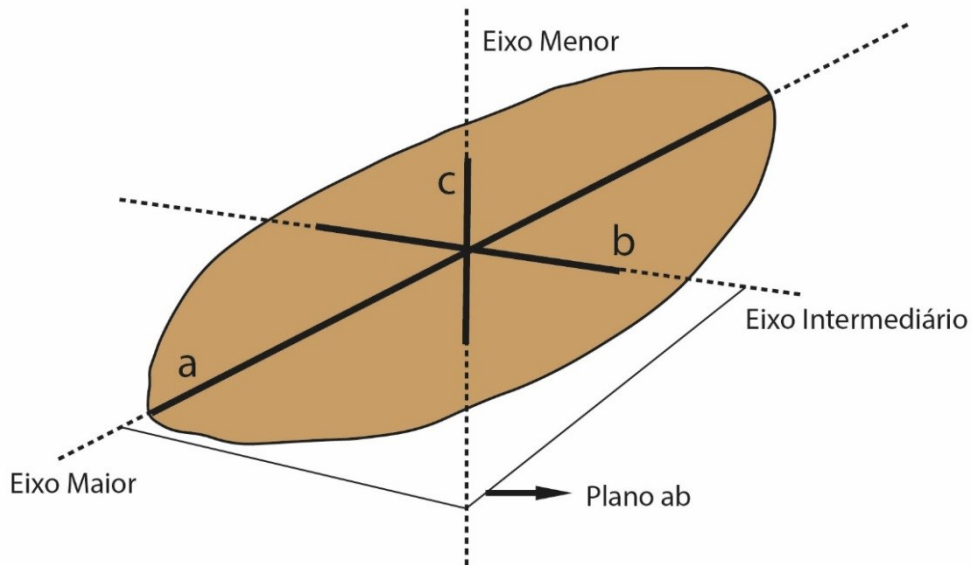
Compilado de Howie, Suzzman e Deer (1992).

3.5. Paleocorrentes

Os dados de paleocorrentes obtidos a partir da imbricação de clastos favorecem a elaboração de modelos paleogeográficos e dos padrões de dispersão de sedimentos, possibilitando a determinação de rotas sedimentares e localização das áreas-fontes. A geometria dos clastos é considerada um parâmetro importante na análise de paleocorrentes em clastos imbricados, visto que clastos alongados, lamelares e discoides são considerados bons indicadores de paleocorrentes e já clastos esféricos e subesféricos são considerados indicadores ruins de paleocorrentes (COIMBRA, *et al.*, 1992). Além disso, o comportamento

dos clastos difere-se conforme a geometria e a relação dos eixos maiores e menores dos mesmos (Fig. 5), de forma que a ocorrência de clastos alongados, discóides e lamelares pode ser utilizada como ferramenta na compreensão do sentido do fluxo.

Figura 5 – Relação de eixo maior (a), eixo menor (c) e plano *ab* em clastos.

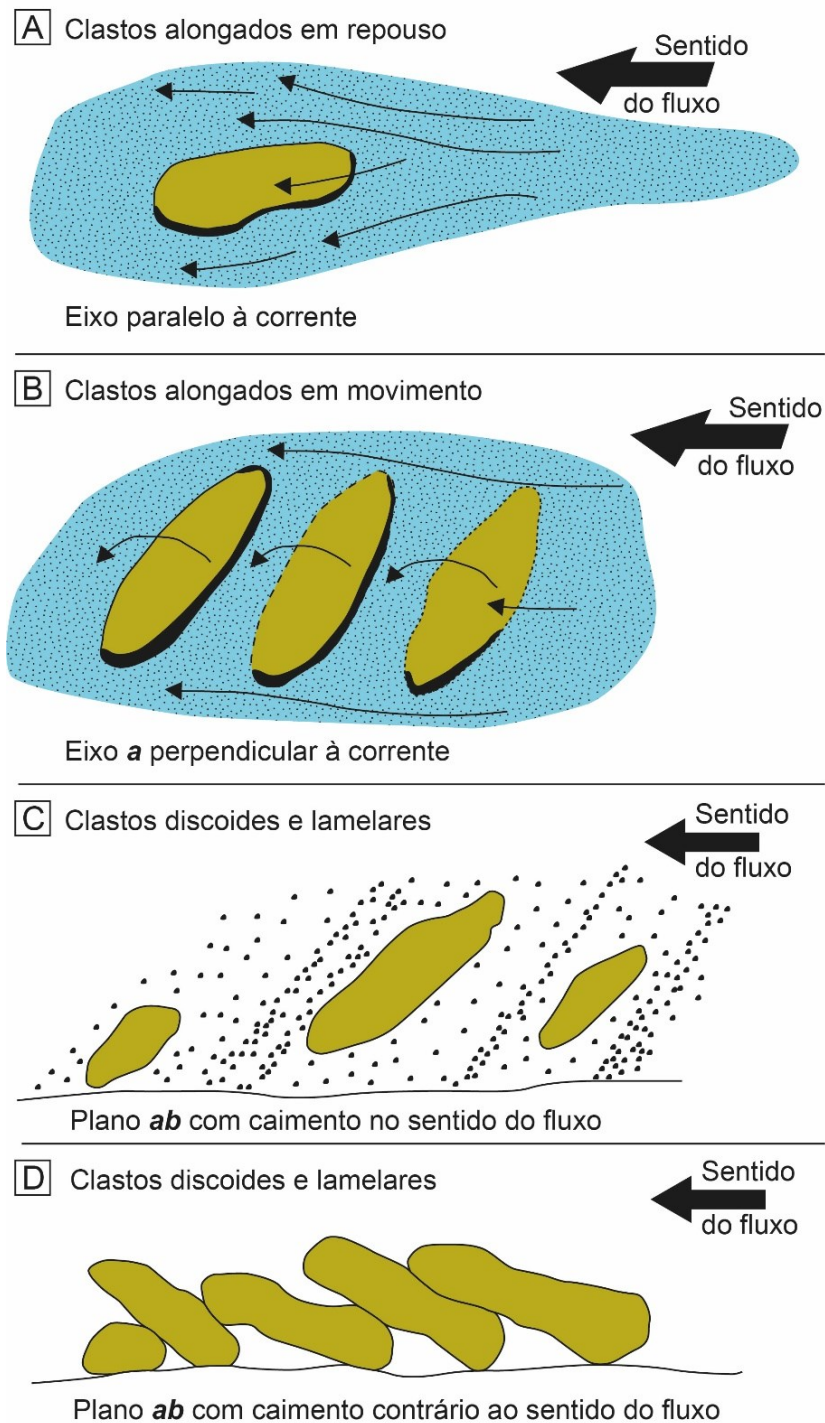


Adaptado de Coimbra *et al.* (1992).

Visto isso, Coimbra *et al.* (1992), elaboraram modelos com visão tridimensional e bidimensional que exemplificam o comportamento dos clastos afetados por correntes fluviais, durante ciclos de transportes que carregam os clastos como carga de fundo pelo processo de arrasto e/ou rolamento. Os modelos baseiam-se na geometria dos clastos, de forma que clastos alongados e em repouso, posicionados como carga de fundo, tendem a se instalar com o eixo maior paralelo ao sentido do fluxo, de maneira a oferecer menor resistência para a passagem da corrente fluvial (Fig. 6A). Clastos alongados, quando em movimento, geralmente posicionam-se com o eixo maior perpendicular à corrente, de forma que após o movimento se iniciar os clastos tendem a rolar em torno do eixo maior, exigindo menor energia para o deslocamento (Fig. 6B). Clastos com geometria discoide e lamelar podem ocorrer com o plano *ab* (Fig. 5), com caimento no mesmo sentido que o fluxo e com o caimento contrário ao fluxo. Quando os clastos ocorrem posicionados na posição de maior estabilidade, representada pela posição do plano *ab* paralelo ao plano de estratificação, os clastos apresentam o caimento

no mesmo sentido que o fluxo (Fig. 6C). Os clastos arrastados como carga de fundo e que se estacionam na posição de estabilidade são forçados a imbricarem-se uns sobre os outros, fazendo com que apresentem o caimento no sentido contrário ao sentido do fluxo (Fig. 6D).

Figura 6 – Modelos de comportamentos de clastos durante o transporte fluvial como carga de fundo.



Adaptado de Coimbra *et al.* (1992).

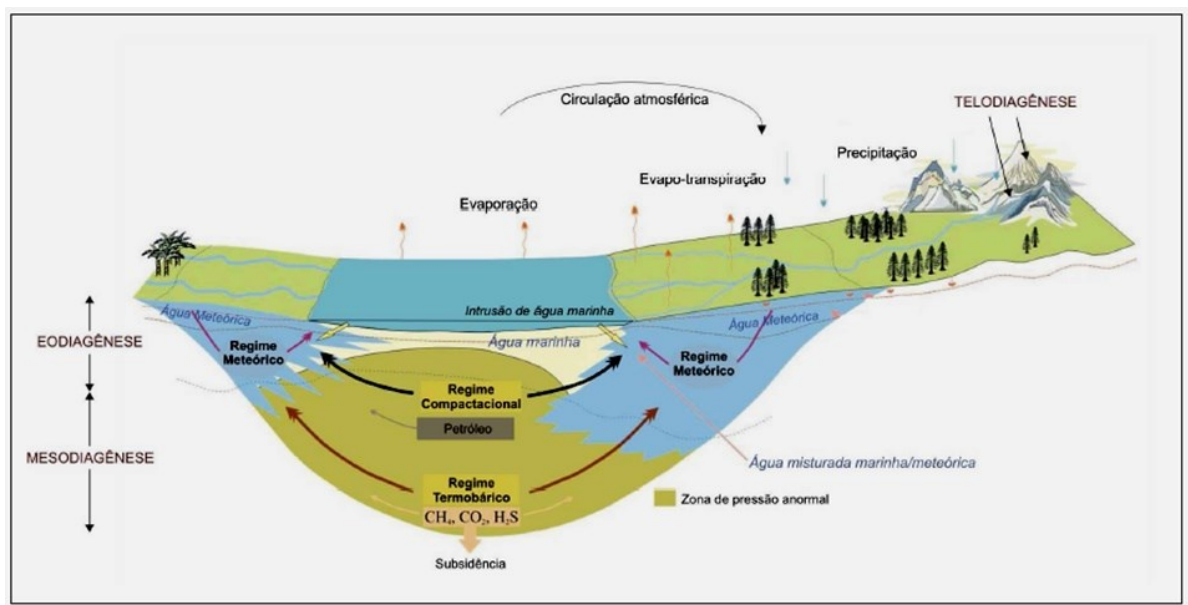
3.6. Diagênese de rochas siliciclásticas

A diagênese compreende o conjunto de processos físicos, químicos e biológicos atuando em sedimentos inconsolidados, depósitos superficiais e rochas sedimentares, de forma que envolve reações de baixa temperatura (até aproximadamente 200°) e baixa pressão (com limite máximo de 2000 kg/cm²) (MORAD *et al.*, 2000). Dessa forma, a diagênese pode ser denominada pelo conjunto de processos em que sedimentos inconsolidados resultantes de processos pré-deposicionais como erosão, intemperismo e transporte são submetidos, além da intensidade em que esses sedimentos são afetados por processos sin-deposicionais como precipitação química e bioquímica. Portanto, os processos diagenéticos se mantêm ativos de forma contínua enquanto os sedimentos são afetados pela temperatura e pressão durante o ciclo deposicional que envolve deposição, soterramento e possível soerguimento da bacia (WORDEN *et al.*, 2003). São diversos os fatores que afetam o curso e a intensidade de processos diagenéticos, entre eles: (i) ambiente deposicional; (ii) composição e textura dos sedimentos; (iii) clima; (iv) migração, presença e composição de fluidos nos poros; (v) taxas de soterramento. (TUCKER, 2001).

A partir desses fatores, Tucker (2001) pontuou os principais processos que ocorrem durante a diagênese aparecem enquanto se desenvolve o soterramento e a interação com as variações de pressão e temperatura e são considerados processos-chave na evolução da diagênese. São eles: i) compactação do material: caracterizado como um processo em que o espaço livre entre as partículas ocupadas por fluidos são reduzidos e divide-se entre compactação física, em que ocorre deformação de grãos dúcteis, fragmentação, fraturamento de grãos rígidos e rearranjo dos grãos, e compactação química, associada à dissolução por pressão das bordas dos grãos que formam contatos intergranulares; ii) dissolução dos grãos: podendo ocorrer de forma incompleta, deixando subprodutos como resíduos, ou de forma total, em que o material é totalmente dissolvido e colocado em solução; iii) autigênese: em que ocorre a precipitação de minerais novos a partir da cimentação nos poros ou a partir da substituição de constituintes preexistentes; iv) recristalização: no qual mesmo mantendo a composição mineralógica, ocorre a alteração no tamanho cristalino dos minerais; v) oxidação e redução: em que o conteúdo de oxigênio superficial favorece condições oxidantes e a influência de matéria orgânica e saturação de fluidos favorece condições redutoras; vi) desidratação e hidratação: definidos por processos envolvendo a saída e entrada de fluidos da estrutura cristalina dos minerais.

Segundo Tucker (2001), a diagênese é comumente subdividida entre eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Fig. 7). A eodiagênese compreende os estágios iniciais da diagênese, ocorrendo logo após a deposição dos sedimentos, afetando os materiais em profundidades baixas com condições de temperatura e pressões baixas. Além disso, nessa etapa os sedimentos são intensamente influenciados pela circulação superficial de fluidos associada ao ambiente deposicional, como a água do mar no ambiente marinho e água meteórica e doce no ambiente continental (TUCKER, 2001).

Figura 7 – Representação da distribuição espacial dos estágios da diagênese.



Retirado de De Ros (1996).

Já a mesodiagênese geralmente difere-se entre mesodiagênese rasa e profunda, ocorrendo no momento em que as condições diagenéticas superficiais não se mostrarem mais efetivas, portanto, quando ocorre o isolamento completo do material com a superfície. A mesodiagênese rasa ocorre entre 2 e 3 km e possui uma relação com pressões e temperaturas crescentes conforme a evolução do soterramento. A mesodiagênese profunda ocorre em profundidades superiores à 3 km (MORAD *et al.*, 2000), até o momento em que as condições diagenéticas evoluam para o campo do metamorfismo, em um estágio caracterizado como metamorfismo insipiente ou anquimetamorfismo. Durante a mesodiagênese grande parte do conteúdo de fluidos presentes no sistema são oriundos de compactação mecânica, além da

ocorrência de forma significativa dos processos diagenéticos envolvendo compactação, dissolução, autigênese, substituição mineral e recristalização.

E por último, a telodiagênese, que envolve soerguimento das rochas soterradas, fazendo com que sejam reexpostas às condições superficiais e ao intemperismo. Nesse estágio, os principais processos diagenéticos envolvem dissolução, oxidação e desidratação dos minerais. Durante a telodiagênese grande parte dos processos estão associados à porosidade e permeabilidade do sistema que podem ter sido alteradas com a compactação mecânica durante a mesodiagênese, modificando a intensidade diagenética durante a reexposição do material (TUCKER, 2001).

O clima é considerado um importante fator para a diagênese clástica e possui uma influência importante em fases da diagênese como a eodiagênese continental. Grandes diferenças podem ser notadas em fácies influenciadas pela eodiagênese continental de clima úmido e de clima árido, visto que climas úmidos podem estar associados a aumentos significativos de fluidos subterrâneos ácidos e climas áridos a fluidos concentrados e alcalinos (HALFEN, 2017).

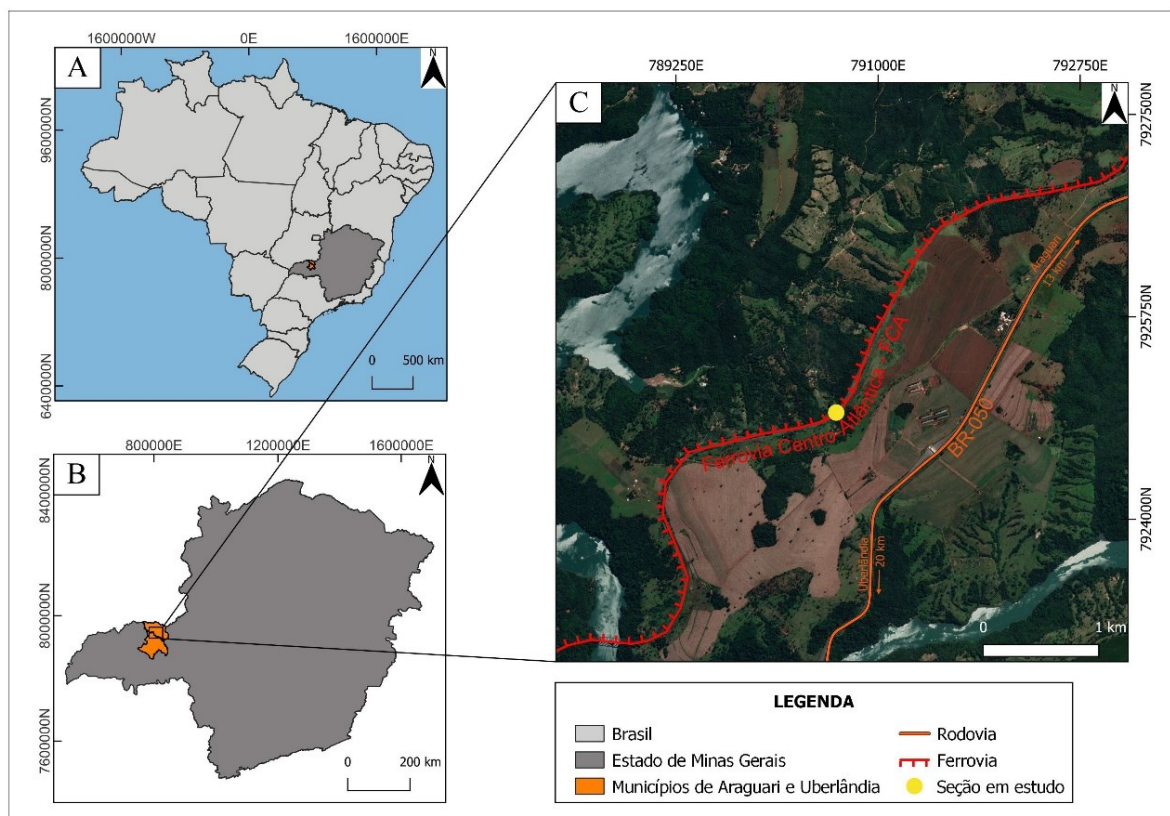
A Formação Botucatu, depositada em clima árido e semiárido, possui uma forte interação com a eodiagênese continental de clima árido, de forma que as fácies deposicionais foram influenciadas pelos processos envolvendo o ambiente superficial. Essas condições favorecem a ocorrência de oxidação de matéria orgânica e minerais ferro-magnesianos, promovendo a geração de cutículas de óxido de ferro e desidratação de hidróxidos detríticos depositados concomitante as argilas mecanicamente infiltradas. Halfen (2017) pontua que as condições atribuídas ao ambiente árido e semiárido relacionam-se com inundações de fluxos de águas lamosas que carregam grande carga de lamas em suspensão e se infiltram nos espaços vazios entre dos sedimentos ainda inconsolidados e recém-depositados. A interação da eodiagênese sobre arenitos e conglomerados promove uma dissolução limitada de silicatos detríticos e feldspatos, explicando a composição das argilas infiltradas e sua relação com óxidos de ferro (HALFEN, 2017).

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

4.1. Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada entre as cidades de Araguari e Uberlândia, região do Triângulo Mineiro, oeste de Minas Gerais (Fig. 8). Os afloramentos ocorrem ao longo da via-férrea “Centro-Atlântica - FCA” e a principal via de acesso se dá através do Trajeto Viveiro-Linha de Ferro. Esse trajeto pode ser acessado através da rodovia BR-050 no sentido Araguari-Uberlândia.

Figura 8 – (A) Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil e dos municípios de Araguari e Uberlândia. (B) Mapa de localização dos municípios de Araguari e Uberlândia, no estado de Minas Gerais. (C) Localização da seção em estudo na Ferrovia Centro Atlântica - FCA.



4.2. Geologia Regional

4.2.1. Aspectos gerais da geologia da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná, do tipo intracratônica, possui área aproximada de 1,5 milhões de quilômetros quadrados, e seus depósitos estão distribuídos entre o Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. Possui forma grosseiramente elíptica e eixo maior ao longo da direção norte-sul. Sua evolução tectono-estratigráfica no interior cratônico do Gondwana está diretamente relacionada aos processos geodinâmicos desenvolvidos ao longo da margem sudoeste do paleocontinente (MILANI; RAMOS, 1998; MILANI *et al.*, 2007). Durante praticamente todo o Paleozoico e início do Mesozoico, a subducção da litosfera oceânica de Panthalassa contra a litosfera continental cratônica de Gondwana, deu origem a um extenso cinturão colisional conhecido como Gondwanides (MILANI *et al.*, 2007; MILANI; DE WIT, 2008). A geodinâmica convergente na margem sul de Gondwana, que conviveu com uma série de episódios colisionais de terrenos alóctones (RAMOS *et al.*, 1986), influenciou substancialmente a história de preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná. Para Milani (1997), o processo de subsidência na Bacia do Paraná esteve intrinsecamente relacionado aos supracitados episódios colisionais, que teriam sido responsáveis por gerar flexura litosférica por carga tectônica na região da borda do paleocontinente e propagada continente adentro. Com base em seu registro estratigráfico, Milani (1997) e Milani *et al.* (2007), reconheceram, da base para o topo, seis supersequências (*sensu* Vail *et al.*, 1977): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

4.2.2. Formação Botucatu

A Formação Botucatu possui área de ocorrência de cerca de 1.300.000 km² e sua faixa afloramentos abrange os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul e Goiás (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004). Unidades correlatas ocorrem no oeste do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004). Essa vasta província geológica é notadamente formada por quartzo-arenitos com maturidades texturais e mineralógicas elevadas. Suas

principais estruturas são as estratificações cruzadas planar e acanalada de médio a grande porte (ALMEIDA, 1953; ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004, SCHERER; LAVINA, 2006; MILANI *et al.*, 2007). Com base nas características texturais, mineralógicas e estruturais citadas acima, Almeida (1953) concebeu que tais arenitos teriam sido depositados em uma extensa província desértica, que nomeou Paleodeserto Botucatu. Nas porções basais, ocorrem localmente, ventifactos associados ao contínuo retrabalhamento eólico sobre depósitos fluviais subjacentes aos campos de dunas (ALMEIDA; MELO, 1981).

No sul da Bacia do Paraná, a Formação Botucatu assenta-se em discordância sobre arenitos da Formação Caturrita e lamitos da Formação Santa Maria, ambos de idade triássica (ALMEIDA, 1953; ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004). O contato entre a Formação Botucatu e a Formação Serra Geral, sotoposta, é concordante (Fig. 9), com recorrência de arenitos (intertrapas) nos derrames basais da Serra Geral (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004). Em síntese, a compreensão da evolução, geometria e arcabouço geológico dos arenitos da Formação Botucatu possui notório interesse para investigações científicas, uma vez que constituem excelentes reservatórios de água doce (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004).

Deste modo, litoestratigraficamente, a Formação Botucatu possui espessura máxima de até 450 metros e é compreendida pela supersequência Gondwana III (Fig 10), em conjunto com os pacotes de lavas da Formação Serra Geral que podem atingir até 1700 metros (MILANI *et al.*, 2007). Essa supersequência ocorre associada à sedimentação de natureza restritamente continental, de forma que de modo geral o ambiente deposicional da Formação Botucatu é interpretado como eólico. As raras ocorrências de conglomerados e arenitos conglomeráticos pouco espessos na base da Formação Botucatu, geralmente ocupam as depressões topográficas do embasamento metamórfico, portanto, mostram-se depositados acompanhando o paleorelevo irregular pré-existente caracterizando uma discordância (não-conformidade). Essas ocorrências são interpretadas como fácies díspares das que são observadas em contexto eólico, visto que o ambiente deposicional das mesmas é associado a fluxos fluviais em leques e rios entrelaçados. Soares (1975) acusou a presença pontual de fácies conglomeráticas na base da Formação Botucatu no Estado de São Paulo e Paraná, podendo atingir até uma dezena de metros. A ocorrência dessas rochas é interpretada por Soares (1975) como depósitos de fluxos torrenciais em condições de fluxos episódicos em ambiente desértico.

Figura 9 – Seção estratigráfica composta, levantada ao longo da Ferrovia Centro Atlântica (FCA) com destaque para o contato erosivo entre as rochas da Formação Botucatu e as rochas Neoproterozóicas sotopostas por lavas da Formação Serra Geral.

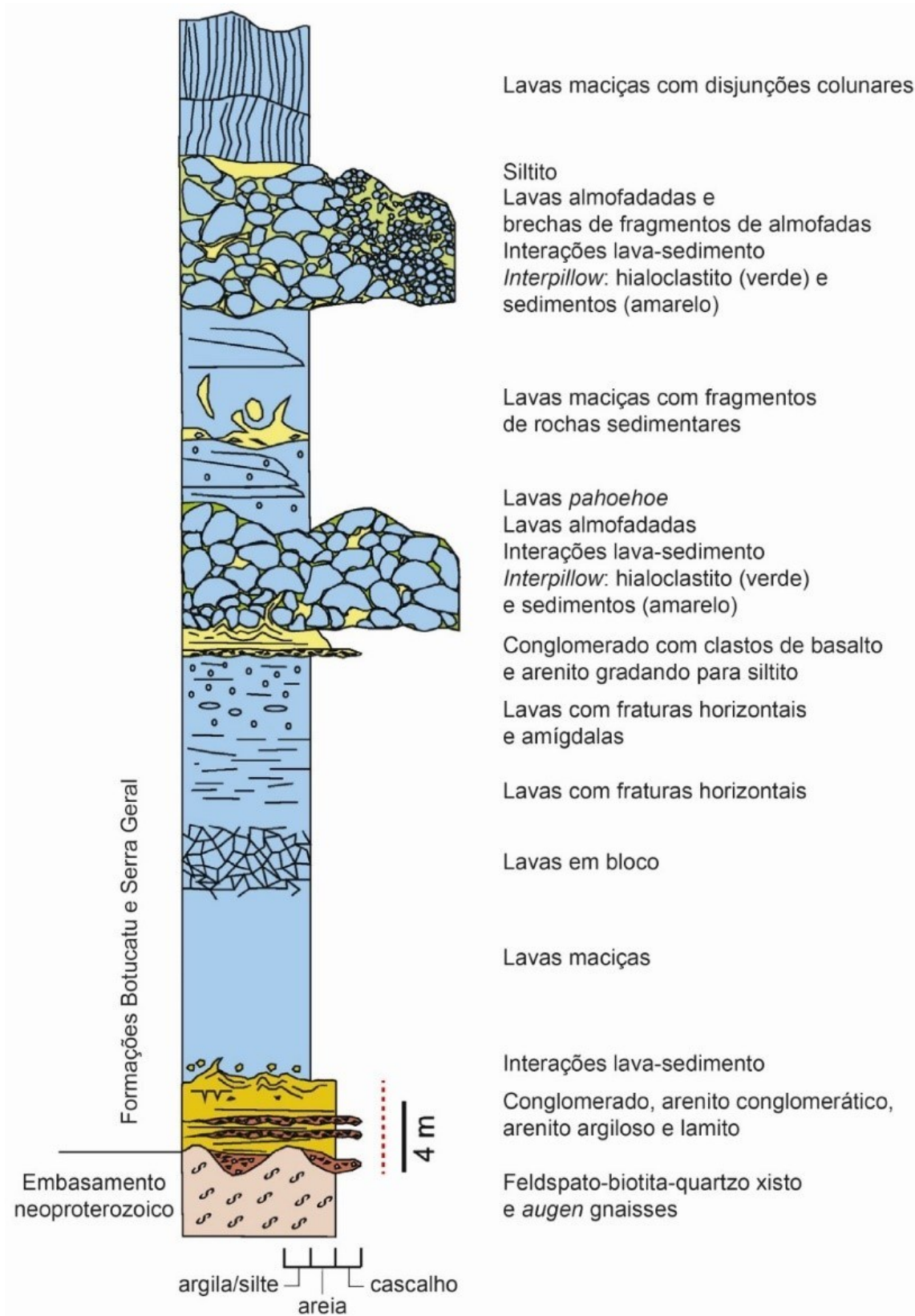
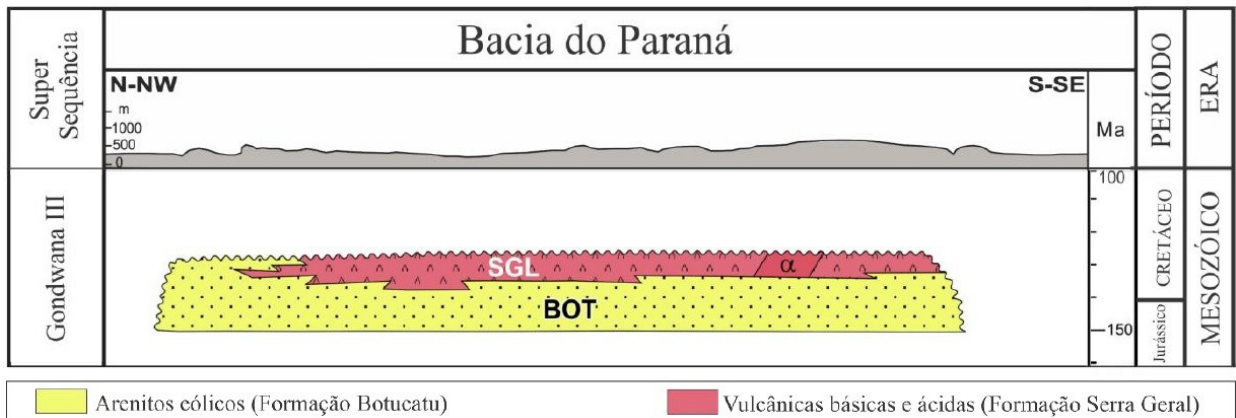


Figura 10 – Carta cronolitoestratigráfica da sucessão Juro-Cretácea da Bacia do Paraná.



Extraído de Rios (2017).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais métodos utilizados para o desenvolvimento do presente Trabalho de Conclusão de Curso são apresentados nos subitens abaixo.

5.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica consistiu na compilação da literatura referente a estudos focados nas análises estratigráficas e sedimentológicas da Formação Botucatu e a leitura minuciosa da mesma, com atenção especial dedicada a depósitos formados em contextos de fluxos torrenciais. Também foi destinado tempo ao estudo da bibliografia disponível sobre mecanismos deposicionais de litofácies eólicas, aluviais e fluviais. Além disso, também foi realizada a leitura abordando os procedimentos que serviram como base metodológica do Trabalho de Conclusão de Curso, como contagem modal da composição detrítica primária a partir do método Gazzi-Dickinson, contagem de litoclastos e análise convencional de minerais pesados.

Outro importante ponto considerado como foco da leitura crítica durante o levantamento bibliográfico envolveu a descrição de fácies conglomeráticas da Formação Botucatu, visto que essas fácies são raramente descritas nos trabalhos envolvendo essa unidade (CAETANO-CHANG; WU, 2006; SOARES, 1975; MORAES; SEER, 2018) e carecem de descrições sedimentológicas, petrográficas e caracterização estratigráfica detalhada. Em conjunto a isso, tópicos como características petrográficas de minerais pesados

e feições diagenéticas em arenitos e conglomerados também foram compreendidos na compilação do material utilizado no levantamento bibliográfico.

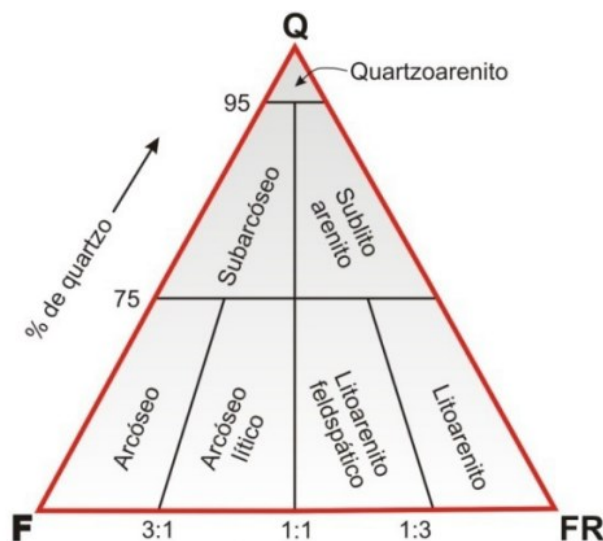
5.2. Trabalhos de campo

A etapa de trabalho de campo foi realizada em um total de dois dias. Durante essa etapa foram executadas as seguintes tarefas: (i) coleta de dados referentes às relações estratigráficas existentes entre os depósitos a serem estudados e o embasamento; (ii) levantamento de seções colunares; (iii) registro fotográfico das diferentes litofácies identificadas; (iv) coleta de amostras para confecção de lâminas petrográficas; (v) medição de clastos imbricados para determinação de paleocorrentes; e (vi) contagem de litoclastos.

5.2.1. Levantamento de seção colunar e análise de fácies sedimentares

A seção colunar foi levantada em escala vertical de 1:30 e interpretada com base nas associações de fácies e análise de elementos arquiteturais. O afloramento em que a seção colunar foi levantada possui uma extensão de aproximadamente 60 metros e espessura de cerca de 7,4 metros. A descrição macroscópica das rochas siliciclásticas foi realizada segundo a nomenclatura proposta por Folk (1968) (Fig. 11) e teve como objetivo a identificação da natureza mineralógica do arcabouço, matriz e cimento, além de parâmetros como seleção granulométrica, grau de esfericidade e arredondamento e forma dos grãos.

Figura 11 – Classificação composicional de arenitos.



Retirado de Folk (1968).

A análise de fácies teve como objetivo reunir diferentes grupos de fácies lateral e verticalmente contínuas e relacioná-las com base em seus respectivos processos geradores, além da melhor observação e interpretação do empilhamento sedimentar por meio de camadas que exibem os mesmos elementos diagnósticos. As fácies sedimentares foram descritas macroscopicamente em campo, priorizando a identificação de características diagnósticas, como geometria do depósito, estruturas sedimentares primárias, organização interna das camadas, mineralogia, textura dos grãos e superfícies limítrofes. Durante essa etapa foi utilizada a nomenclatura de fácies proposta por Miall (1996), na qual são utilizadas siglas compostas por uma a três letras, sendo a primeira maiúscula, referente à litologia, e as demais relacionadas às estruturas sedimentares presentes.

5.2.2. Paleocorrentes com base em clastos imbricados

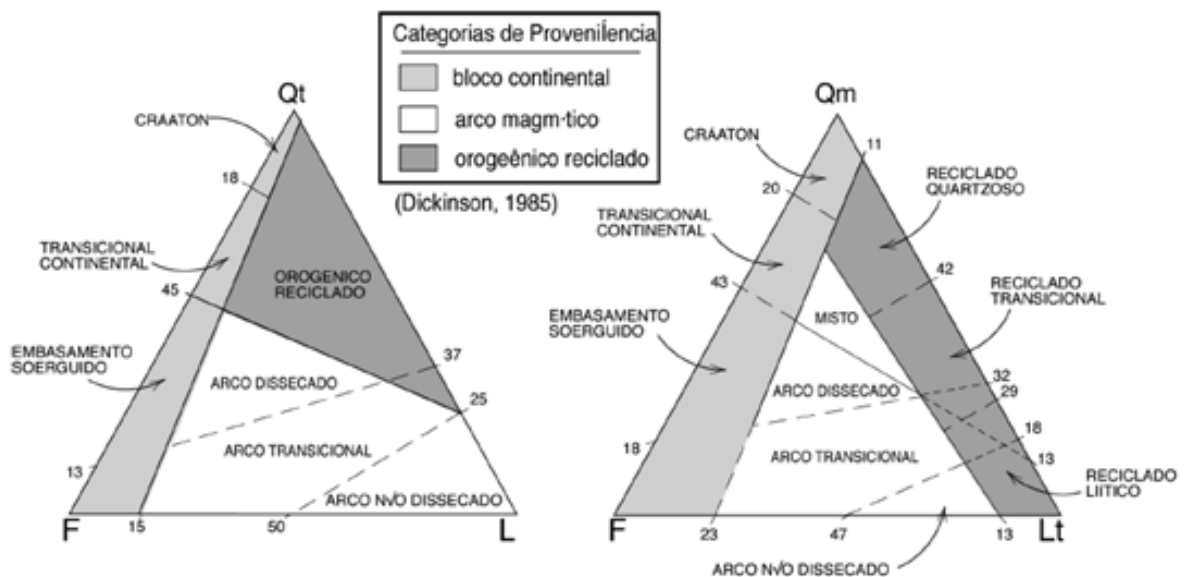
As medidas de paleocorrentes foram realizadas em camadas portadoras de clastos imbricados. Foram realizadas 91 medições com base no sentido do caimento do plano *ab* dos clastos com relação às paleocorrentes, diferenciadas segundo as associações faciológicas objetivando uma análise individual e interpretação de possíveis processos e direção de fluxos distintos entre as fácies. Individualmente, foram obtidas 21 medidas nas fácies arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc), 31 medidas nas fácies lentes de conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular insipiente (Ca) e 40 medidas nas fácies conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular (Cac). As medidas de paleocorrentes foram retiradas de clastos imbricados presentes nas camadas conglomeráticas e quando retiradas das lentes conglomeráticas, foram medidas tanto no interior das lentes quanto nas camadas que hospedam as mesmas. Todos os dados foram posteriormente analisados estatisticamente e tratados com a utilização do *Software* Stereonet8[®].

5.3. Contagem modal da composição detrítica primária (Método Gazzi-Dickinson)

A contagem modal da composição detrítica primária foi realizada em três lâminas petrográficas confeccionadas a partir de amostras representativas das diferentes litofácies descritas em campo. A determinação das litofácies representativas foi realizada utilizando as três litologias observadas no afloramento (Conglomerado, arenito conglomerático e arenito maciço). Dessa forma, a lâmina B01 foi confeccionada na fácies (Acc – Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada), B02 na fácies (Ca – Lente de

conglomerado arenoso com estratificação cruzada planar insipiente) e B03 na fácies (Am – Arenito maciço). Essa etapa foi realizada utilizando-se microscópio petrográfico em conjunto com o *software* Petroledge (<https://www.endeeper.com/pt-br/product/petroledge>), desenvolvido pela Cia. Endeeper para análises petrográficas sistemáticas de rochas sedimentares. Para a contagem modal, foram identificados os principais minerais constituintes das lâminas petrográficas, e a partir disso, foram contados 300 pontos com espaçamento de 0,5 mm nas lâminas petrográficas padrão (B01 e B03) e espaçamento de 1,0 mm na lâmina petrográfica Standard (B02), de forma que os pontos abrangessem toda extensão das mesmas. A partir da análise petrográfica e contagem modal utilizando o método Gazzi-Dickinson (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970) foi possível não só a determinação da proveniência sedimentar (Fig. 12), como também a classificação textural das amostras analisadas segundo o esquema proposto por Folk (1968).

Figura 12 – Diagramas discriminantes dos diferentes tipos de proveniência tectônica de acordo com Dickinson (1985).



5.4. Contagem de litoclastos

A análise de proveniência sedimentar com base em contagem de litoclastos foi realizada nas litofácies rudáceas (conglomerados arenosos e arenitos conglomeráticos). A análise foi realizada a partir da contagem aleatória (*random analysis*) e identificação litológica de 300 clastos para cada uma das amostras selecionadas. Foram escolhidos,

arbitrariamente, clastos com dimensões superiores a 0,5 cm, com vistas a abranger a maior variação granulométrica possível.

5.5. Preparação de amostras e análise convencional de minerais pesados

Foram amostrados cerca de cinco quilos de material para cada uma das litofácies, totalizando três amostras. A amostragem foi realizada nas mesmas camadas em que foram retiradas as amostras para a confecção das lâminas petrográficas. A análise convencional de minerais pesados foi efetuada exclusivamente no arcabouço de arenitos e na matriz de conglomerados e arenitos conglomeráticos. O intervalo granulométrico escolhido para análise dos minerais pesados foi definido entre 63 μm (ou 0,063 mm = areia muito fina) e 250 μm (ou 0,250 mm = areia fina). A preparação das amostras para a análise convencional de minerais pesados foi realizada no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, no campus de Rio Claro – SP, seguindo as seguintes etapas:

1) *Britagem e moagem das amostras em britador de mandíbulas*: as amostras foram britadas e moídas por um britador de grande porte que diminuiu de forma expressiva o tamanho dos blocos das amostras (Fig. 13A). As amostras passaram por duas outras britagens, que reduziram ainda mais o tamanho dessas amostras (Fig. 13B). É importante pontuar que a britagem de diferentes amostras em um mesmo britador, implica a necessidade de uma limpeza delicada do aparelho, realizada com aspirador de pó, soprador de ar comprimido e álcool, para evitar a contaminação das amostras.

2) *Peneiramento das amostras*: o peneiramento foi realizado em uma mesa agitadora e peneiras com o intervalo granulométrico estabelecido (63 μm ou 0,063 mm e 250 μm ou 0,250 mm). É importante a utilização de pelo menos duas frações granulométricas nesse tipo de preparação. Nesse caso, foram utilizados intervalos compreendidos entre as frações areia muito fina e areia fina. O peneiramento foi realizado em ciclos de 20 minutos na mesa agitadora (Fig. 13C) até que toda fração inferior a 0,250 mm fosse separada do restante em todas as três amostras. Assim como na etapa de britagem, a mudança de uma amostra para outra implica na devida higienização das peneiras, realizada utilizando cuba ultrassônica (Fig. 13D).

3) *Bateamento das amostras*: o processo de bateamento foi executado utilizando bateias com rotação automática (Fig. 13E). A bateia foi regulada em um ângulo de 40° e um

fluxo de água intermediário. A rotação da bateia foi estabelecida para a velocidade máxima permitida pelo equipamento, em que se inseriu de forma controlada toda amostra separada pelo peneiramento. Dessa forma, separaram-se os minerais mais densos que fluíram de conforme o fluxo d'água para uma peneira de 0,063 mm, que foi posteriormente colocada em uma capela de luz até estarem devidamente secos.

4) *Separação dos minerais magnéticos*: o processo envolvendo a separação dos minerais de caráter magnético consistiu no espalhamento da amostra seca sobre uma folha sulfite, e com um íma de mão envolto por outra folha sulfite, os minerais magnéticos foram devidamente separados das amostras.

5) *Separação dos minerais pesados através de líquidos densos*: utilizando o bromofórmio, que possui densidade elevada ($2,89 \text{ g/cm}^3$), separou-se os minerais pesados dos minerais leves (Fig. 13F), e como resultado, obteve-se um concentrado de minerais pesados.

6) *Montagem de lâminas com índices de refração conhecidos*: a partir do concentrado de minerais pesados produziu-se uma lâmina para cada uma das amostras.

7) *Análise petrográfica*: realizou-se uma análise microscópica voltada para a identificação das espécies e posterior quantificação, através da contagem modal de 300 grãos translúcidos da assembleia mineralógica total (REMUS *et al.*, 2008). Posteriormente, realizou-se o cálculo para determinação do índice ZTR. O índice ZTR foi determinado a partir da relação definida por $100 \times (\text{Zircão} + \text{Turmalina} + \text{Rutilo} / \text{total de grãos translúcidos})$, estabelecendo um índice ZTR para cada uma das três amostras analisadas.

Figura 13 – (A) Britador de mandíbulas de grande porte; (B) Britador de mandíbulas; (C) Mesa agitadora com jogo de peneiras; (D) Cuba ultrassônica; (E) Bateia com rotação automática; (F) Separação de minerais pesados utilizando bromofórmio.



6. RESULTADOS

6.1. Análise de fácies

A seção estudada está orientada segundo a direção 040-220 (NE-SW), possui aproximadamente 60 metros de comprimento e 7,4 metros de espessura (Fig. 14A), e compreende rochas arenosas e conglomeráticas da Formação Botucatu assentadas em discordância sobre rochas metamórficas do embasamento pré-cambriano (Fig. 14B-C). Os depósitos sedimentares são recobertos por uma espessa sequência de derrames basálticos da Formação Serra Geral (Fig. 9 e 10).

Figura 14 – (A) Afloramento da Formação Botucatu orientado segundo a direção NE-SW em corte de estrada de ferro entre Araguari e Uberlândia (coordenadas UTM: 790638 mE e 7924922 mS). (B) Contato discordante (não-conformidade) (ressaltado pela linha tracejada amarela) entre arenitos da Formação Botucatu e *augen* gnaises do Complexo Maratá da Faixa de Dobramentos Brasília. (C) Detalhe de fenocristais de plagioclásio em *augen* gnaisse do Complexo Maratá.



Foram identificadas cinco fácies sedimentares: (i) arenito maciço (Am) (Fig. 15A); (ii) arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc) (Fig. 15B); (iii) arenito conglomerático com laminação plano-paralela insipiente (Acp) (Fig. 15C); (iv) conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular (Cac) (Fig. 15D); e (v) lentes de conglomerado

arenoso com estratificação cruzada tabular insipiente (Ca) (Fig. 15E);. As descrições detalhadas e os processos deposicionais de cada uma das fácies encontram-se sumarizados na Tabela 3.

Figura 15 – Litofácies da Formação Botucatu entre Araguari e Uberlândia. (A) Visão geral das camadas basais da seção, distinguindo-se, da base para o topo, camadas decimétricas a métricas das fácies Cac, Acc, e Am. (B) Detalhe do contato entre Acc e Cac. (C) Contato entre Acc e Acp no topo na seção. A escala está posicionada aproximadamente no contato ente os arenitos e os basaltos da Formação Serra Geral, que apresentam alto grau de alteração. (D) Topo da sucessão, mostrando, da base para o topo, camadas decimétricas de arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc), conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular (Cac) e arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc). (E) Detalhe de uma lente de conglomerado arenoso com estraificação cruzada tabular insipiente (Ca). (F) Litoclastos lamelares de xistos imbricados em Acc.

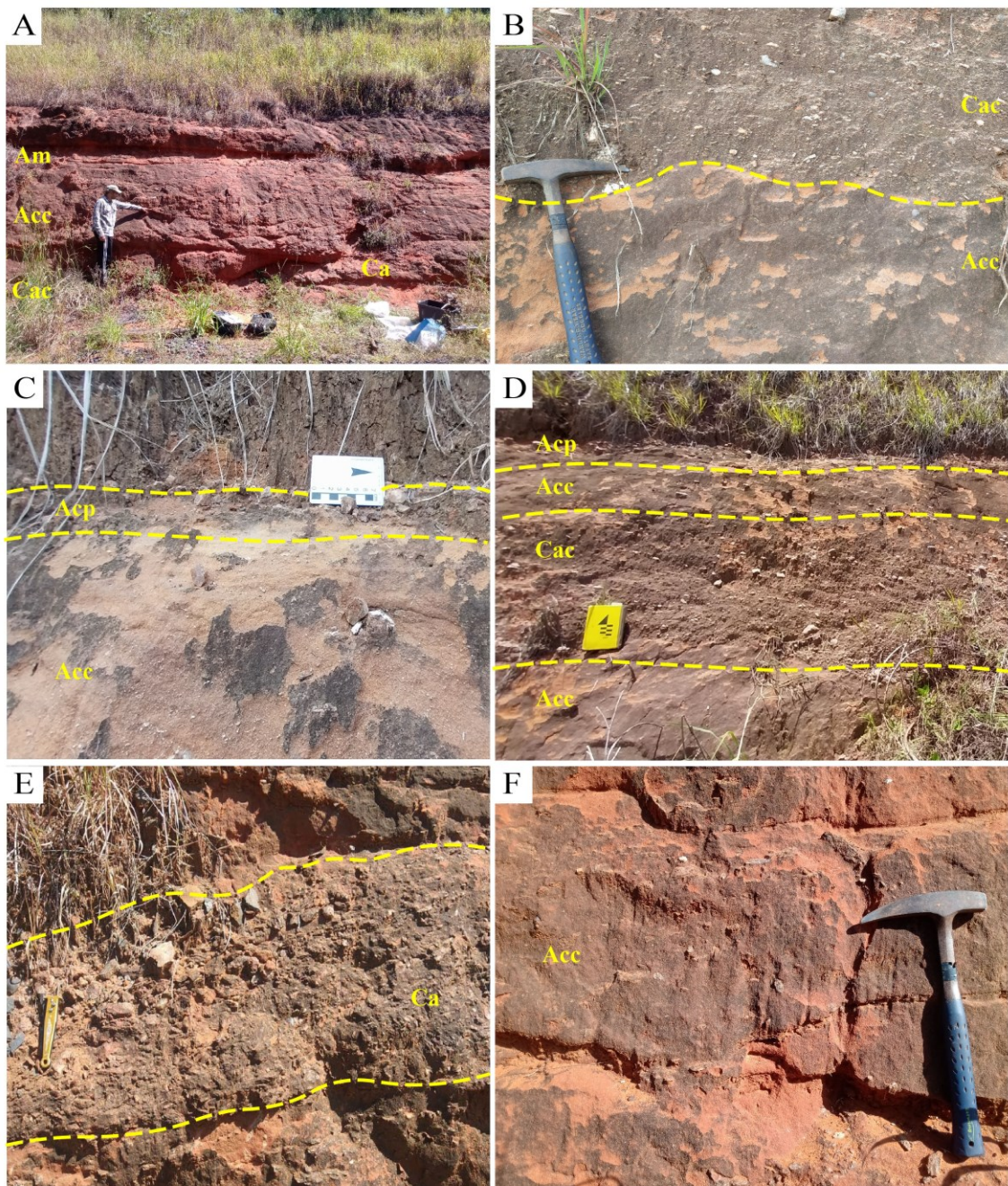


Tabela 3 – Descrição das fácies sedimentares reconhecidas na Formação Botucatu entre Araguari e Uberlândia e interpretação de seus respectivos mecanismos deposicionais. Mecanismos deposicionais com base em Miall (1977, 1985, 1996, 2014).

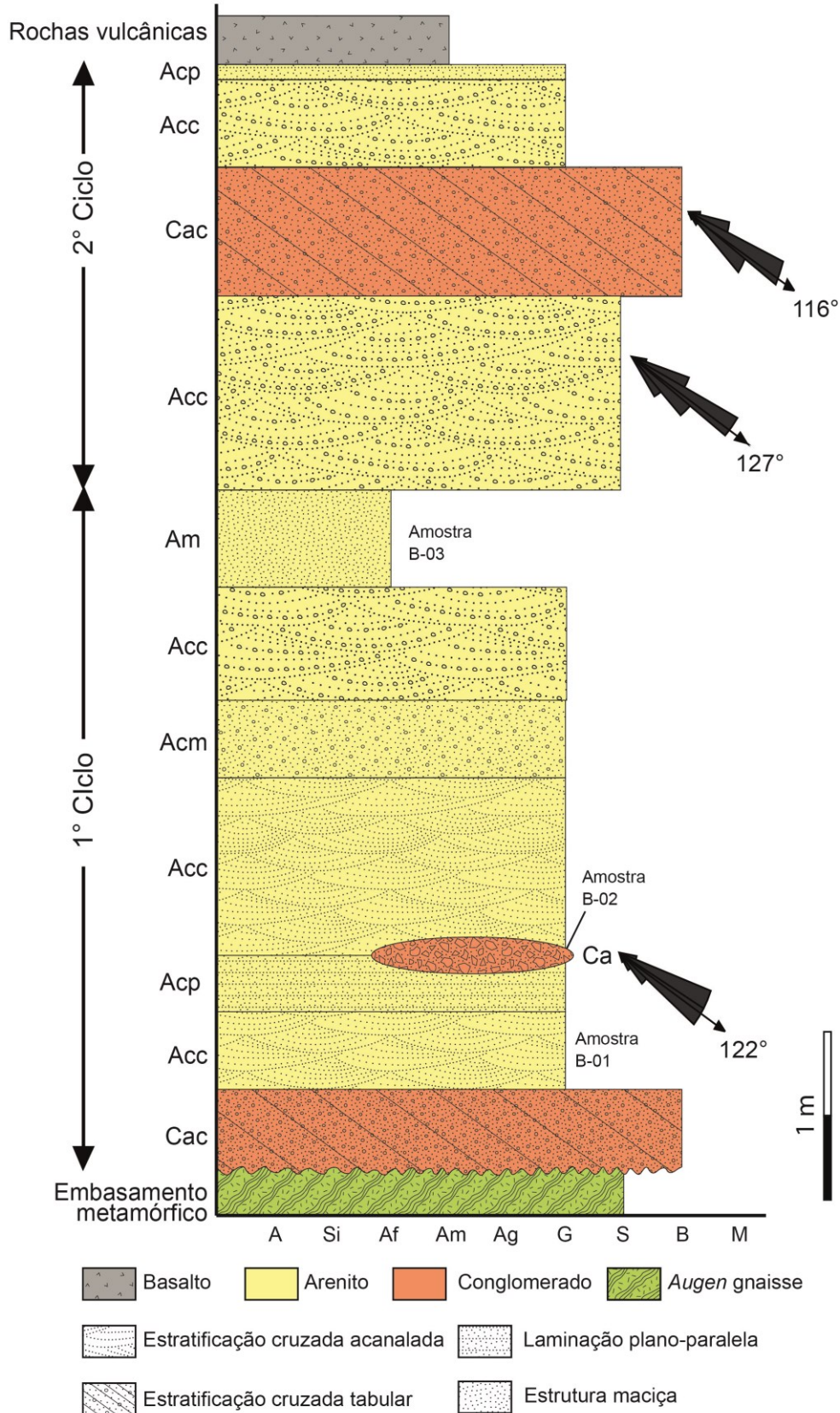
Código	Fácies	Descrição	Mecanismo Depositional	Figura
Cac	Conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular	Conglomerados arenosos com estratificação cruzada tabular. Os clastos de xisto ocorrem com geometria lamelar e dimensões entre 1 e 16 cm e apresentam uma imbricação com vetor médio de 116°. Esses clastos ocorrem geralmente concentrados no <i>foreset</i> das estratificações. Os clastos de quartzo possuem geometria subsférica e raramente alongada. Apresenta contato irregular com a fácies “Acc”	Depósitos de barras longitudinais ou linguoides de rios entrelaçados	Fig.15B
Ca	Lentes de conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular insipiente	Lentes de conglomerado arenoso com estratificação cruzada tabular insipiente. Possui clastos imbricados de xistos que apresentam geometria lamelar e diâmetro entre 0,3 e 18 cm. O vetor médio dos clastos imbricados é de 122°. Ocorrem também clastos de quartzo que possuem geometria subsférica e raramente alongada. Ocorrem como fácies irregulares e descontínuas e em forma de lentes.	Depósitos residuais de canais	Fig.15E
Acp	Arenito conglomerático com estratificação plano-	Arenitos conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada de médio porte. Apresentam	Depósitos de fluxo laminar superior em barras	Fig.15C

Continuação da Tabela 4:

	paralela incipiente	clastos de xisto lamelares, concentrados na base das estratificações, com diâmetro entre 0,3 e 4 cm. Ocorrem clastos de quartzo com geometria subsférica. Apresenta contato irregular com as lavas basálticas da Formação Serra Geral.	transversais ou linguoides de sistemas fluviais de rios entrelaçados	
Acc	Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada	Arenito conglomerático (areia sustentados), com estratificação cruzada acanalada. Apresentam clastos de xisto que ocorrem com geometria lamelar e dimensões entre 0,4 e 6 cm, dos quais a imbricação possui vetor médio de 127°. Os clastos ocorrem concentrados no <i>foreset</i> das estratificações. Possui clastos de quartzo com geometria subsférica e raramente alongada. Apresenta contato irregular com a fácies “Cac”.	Depósitos de dunas subaquáticas de canais fluviais entrelaçados de alta energia em regime de fluxo superior	Fig.15C
Am	Arenito maciço	Arenito muito fino a médio maciço, bem selecionado, com grãos variando entre angulares e sub-arredondados e com baixa esfericidade. Apresenta contato irregular com a fácies “Acc”.	Deposição rápida de fluxos hiperconcentrados	Fig.15 ^a

A seção levantada em campo (Fig. 16) é formada na base por gnaisses sobrepostos por cerca de 7,4 metros de arenitos e conglomerados da Formação Botucatu. As rochas sedimentares são recobertas por uma espessa sequência de rochas vulcânicas basálticas. Ocorrem dois ciclos deposicionais granodecrescentes.

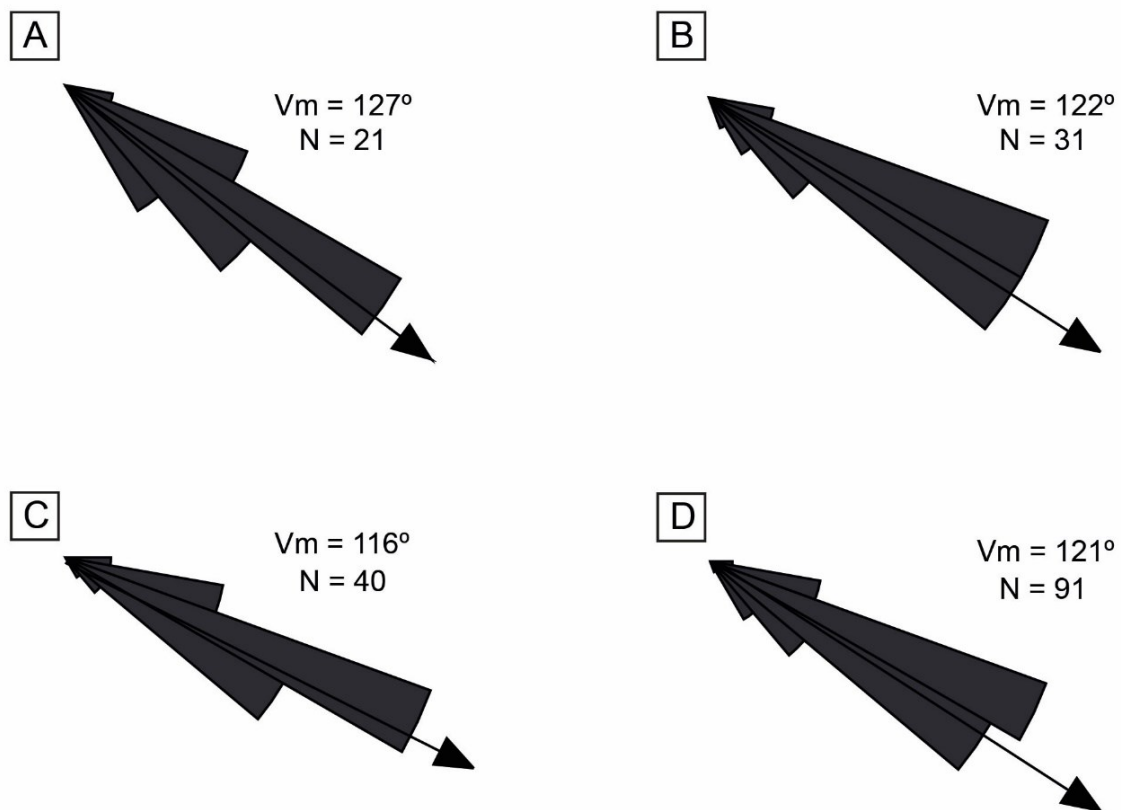
Figura 16 – Seção colunar da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia, mostrando as relações estratigráficas com o embasamento metamórfico e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Observação de dois megaciclos. Legenda da escala granulométrica: A = argila; Si = silte; Af = areia fina; Am = areia média; Ag = areia grossa; G = grânulo; S = seixo; B = bloco; e M = matacão.



6.2. Paleocorrentes e contagem de clastos

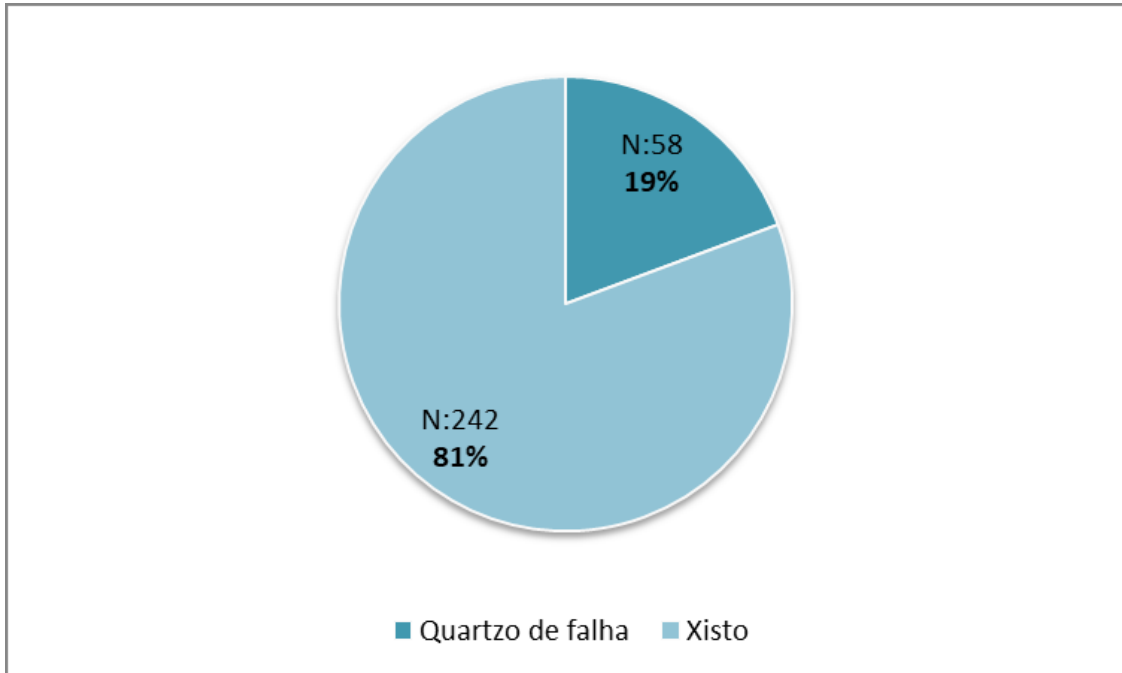
Os dados obtidos a partir de 91 medidas de paleocorrentes foram retirados de clastos imbricados e mostram uma direção preferencial do fluxo de sedimentos para SE, que como consequência, associam-se às áreas fontes posicionadas à NW da área de estudo. Após o tratamento das medidas de paleocorrentes no *Software Stereonet8*, os dados foram expostos utilizando diagramas de rosetas (Fig. 17).

Figura 9 – Diagramas de rosetas produzidos a partir das medidas de paleocorrentes em clastos imbricados. (A) Paleocorrentes retiradas das fácies “Acc”. (B) Paleocorrentes retiradas das fácies “Ca”. (C) Paleocorrentes retiradas das fácies “Cac”. (D) Vetor médio de todas as paleocorrentes obtidas.



A contagem de clastos foi realizada na fácies lentes de conglomerado arenoso com estratificação cruzada planar insipiente (Ca) ($n = 300$). Do total de litoclastos, 242 são de xistos lamelares de diferentes diâmetros e os outros 58, litoclastos subangulosos à subsféricos de quartzo de falha/veio (Fig. 18).

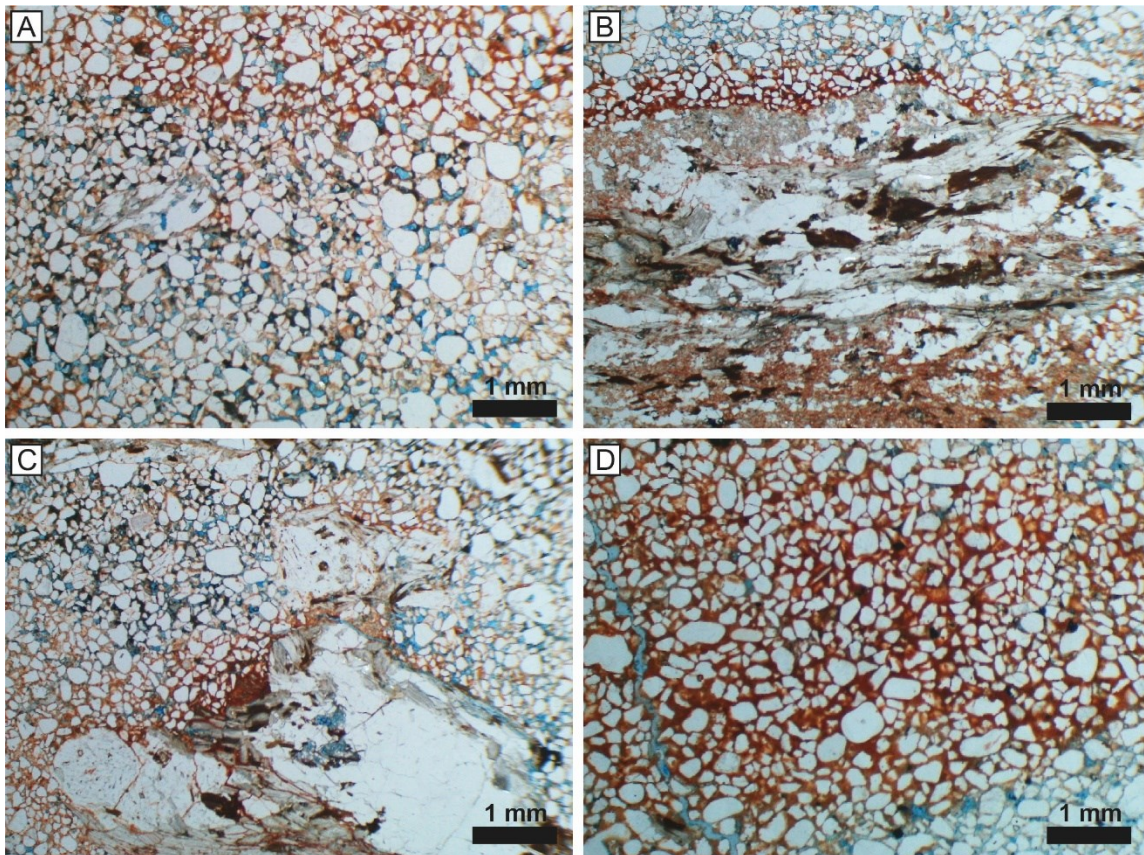
Figura 18 – Diagrama mostrando as porcentagens relativas de litoclastos de xisto e de quartzo de falha/veio.



6.3. Petrografia microscópica e contagem modal da composição detrítica primária (Método Gazzi-Dickinson)

Foram descritas duas lâminas petrográficas padrão (B01 e B03) e uma lâmina petrográfica Standard (B02). As lâminas foram inicialmente analisadas e fotografadas em estereomicroscópio binocular em luz transmitida (Fig. 19). A partir das análises petrográficas microscópicas as lâminas foram descritas de maneira detalhada, facilitando a identificação dos minerais durante a contagem modal da composição detrítica primária a partir do Método Gazzi-Dickinson.

Figura 19 – Fotografias de seções delgadas de arenitos e arenitos conglomeráticos da Formação Botucatu em estereomicroscópio binocular em luz transmitida. (A) Arcabouço da fácies arenito conglomerático maciço. Na porção superior da fotografia, ocorre lâmina amplamente cimentada por óxido de ferro (Amostra B01). (B) Litoclastos de quartzo-biotita-muscovita xisto em conglomerado arenoso maciço. Notar a presença de cimento de óxido de ferro adjacente ao litoclasto (Amostra B02). (C) Litoclastos de biotita-muscovita-quartzito em conglomerado arenoso maciço. Notar cimentação pervasiva por óxido de ferro adjacente aos litoclastos (Amostra B02). (D) Arenito maciço amplamente cimentado por óxido de ferro (Amostra B03).

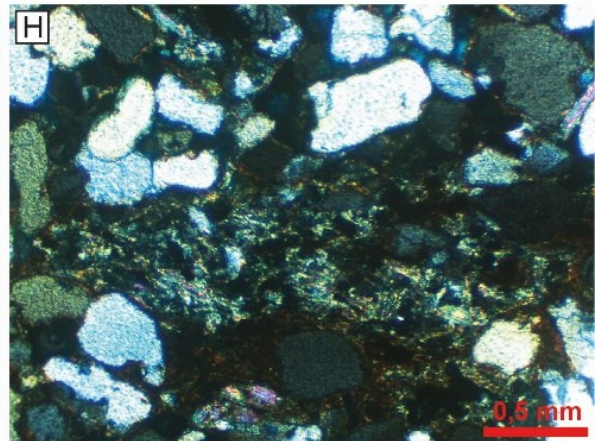
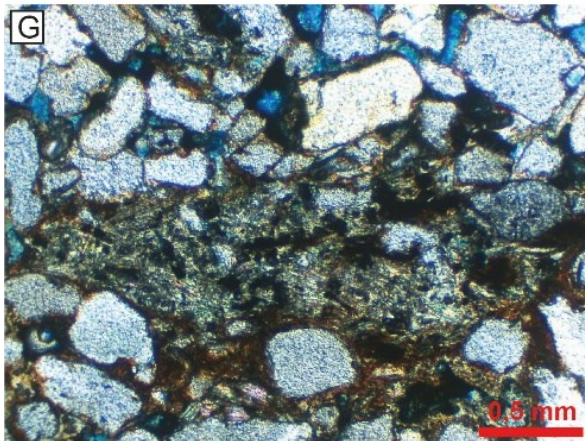
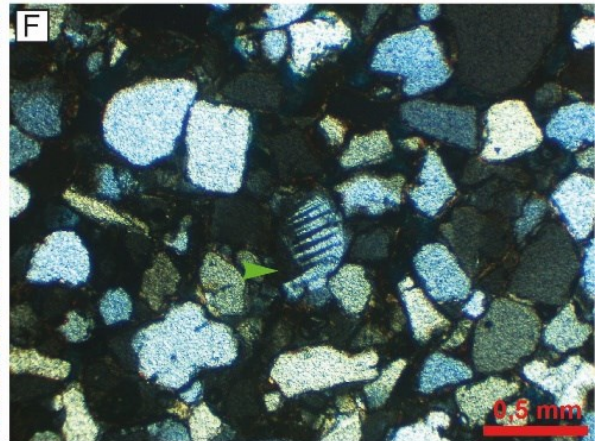
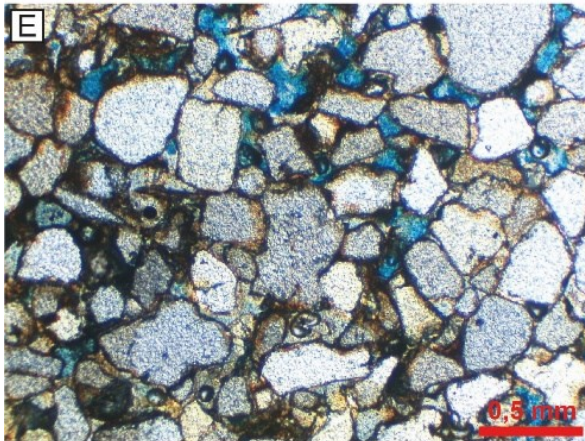
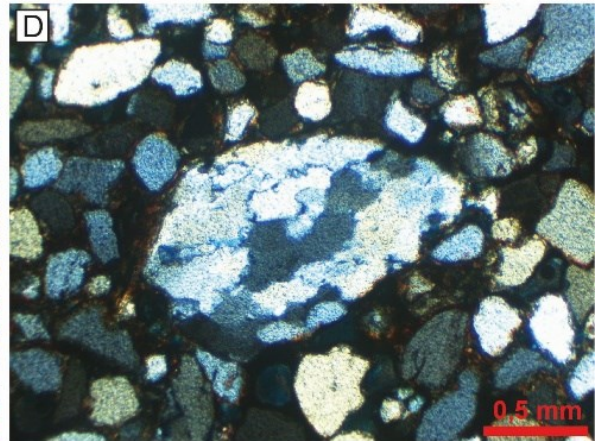
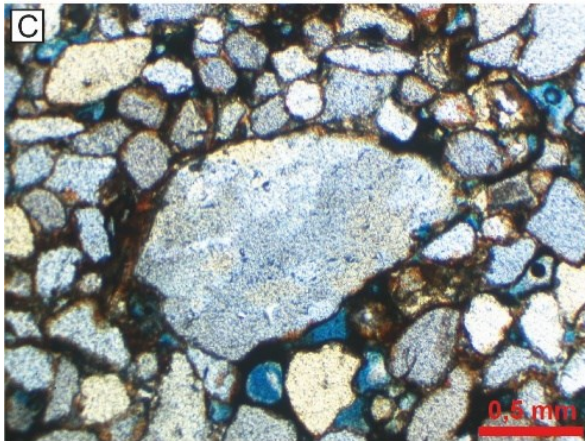
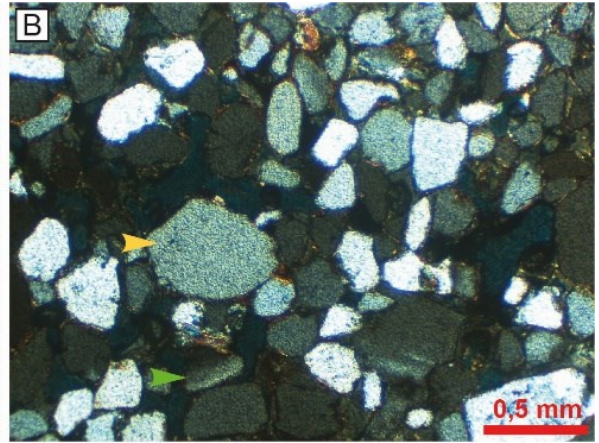
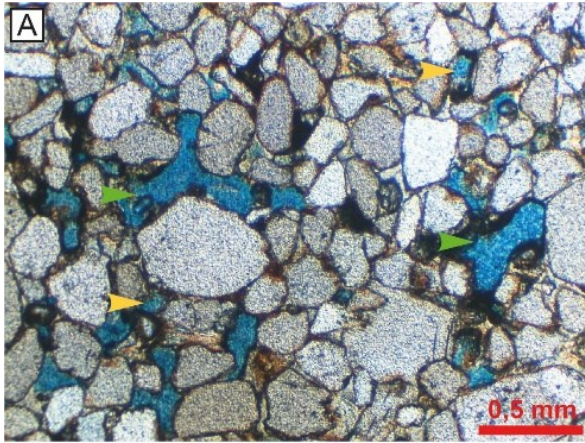


Dados de petrografia sedimentar apontam que o arcabouço do arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Acc) (amostra B01) possui intervalo de distribuição de tamanhos de grão entre areia muito fina e areia grossa (Fig. 20A). O tamanho modal das partículas é dado pela fração areia fina. A composição primária é essencialmente constituída por quartzo monocristalino (Qm) do tipo comum plutônico com extinção abrupta (23%) a levemente ondulante (23,7%) (Fig. 20B). Quartzo monocristalino com extinção fortemente ondulante (21%) também é bastante representativo. Quartzo policristalino (Qp) ocorre de maneira subordinada (10,7%) e é do tipo composto-recristalizado (*metamorphic quartz* de KRYNINE, 1940), constituído por um mosaico de vários cristais com contatos poligonais e/ou estirados (Fig. 20C-D). Os grãos de feldspatos são raros e atingem 2,6% da composição do arcabouço. Feldspatos potássicos são do tipo microclínio (2,3%) e pertita (0,3%).

Plagioclásios são do tipo albita com maclas polissintéticas (Fig. 20E-F). Fragmentos líticos são essencialmente de fragmentos de quartzito (10,7%) (Fig. 20C-D) e muscovita-quartzoxistos (2,7%) (Fig. 20G-H). Minerais acessórios incluem muscovita (2,3%) e apatita (1%). Localmente, são observadas lamelas de micas deformadas e fraturadas entre grãos de quartzo (Fig. 20I-J). Litoclastos de muscovita-xistos encontram-se frequentemente deformados, originando pseudomatriz (Fig. 20K-L). Argilas detríticas perfazem 1% do total de grãos analisados (Fig. 20M). Minerais diagenéticos na amostra B01 incluem crescimentos de feldspato como coberturas de grãos contínuas (0,7%) (Fig. 20F) e crescimentos de quartzo sintaxial como coberturas de grãos descontínuas (3,3%) (Fig. 20M). Os contatos entre os grãos são majoritariamente pontuais e longos, com poucas ocorrências de contatos côncavo-convexos (Fig. 19A). A porosidade medida foi de 2,3% e distribuiu-se entre poros intergranulares e móldica.

A fábrica define-se por uma sustentação pela matriz. Algumas porções da amostra encontram-se intensamente cimentadas por óxido de ferro (5,3% do volume total da amostra)(Fig. 20N). Conforme a classificação composicional formalizada por Folk (1968), a amostra B01 corresponde a um sublitarenito (Fig. 21B). No diagrama de discriminação de proveniência tectônica de Dickinson (1985), a composição modal da amostra aponta para um orógeno reciclado como área fonte (Fig. 21A).

Figura 20 – Fotomicrografias da amostra B01. (A) Arcabouço do arenito conglomerático mostrando a predominância de grãos de quartzo. Notar porosidade primária do tipo intergranular (setas amarelas) e porosidade secundária do tipo móldica (provavelmente envolvendo dissolução seletiva de litoclastos pós-compactação) (setas verdes). (B) Grãos de quartzo tipo monocristalino com extinção abrupta (seta amarela) e extinção levemente ondulante (seta verde). (C) e (D) Litoclasto de quartzito. (E) e (F) Grão de plagioclásio (centro das imagens). (G) e (H) Litoclasto de quartzo-muscovita xisto. Notar intensa oxidação nas adjacências do fragmento de xisto. As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (B), (D), (F) e (H) foram obtidas em luz polarizada.



Continuação da Figura 20 – Fotomicrografias da amostra B01. (I) e (J) Lamela de muscovita deformada com compactação mecânica. (K) e (L) Litoclasto de xisto deformado, originando pseudomatriz. (M) Argilas mecanicamente infiltradas (seta amarela) e crescimentos sintaxiais de quartzo (setas verdes). Notar grão de quartzo arredondado e com alta esfericidade e possivelmente de origem eólica. (N) Cimento de óxido de ferro preenchendo porosidade primária. As fotomicrografias (I), (K), (M) e (N) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (J) e (L) foram obtidas em luz polarizada.

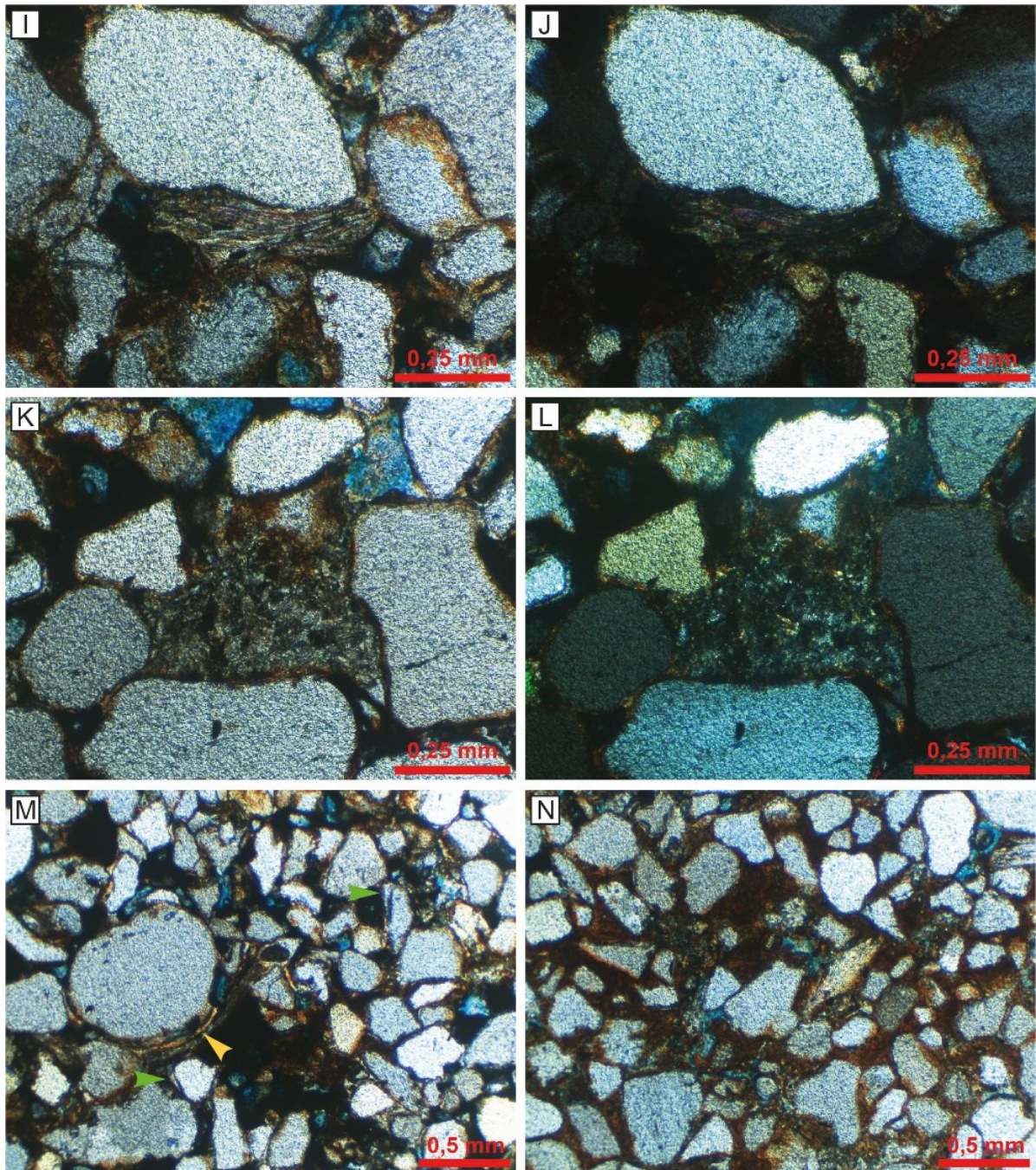
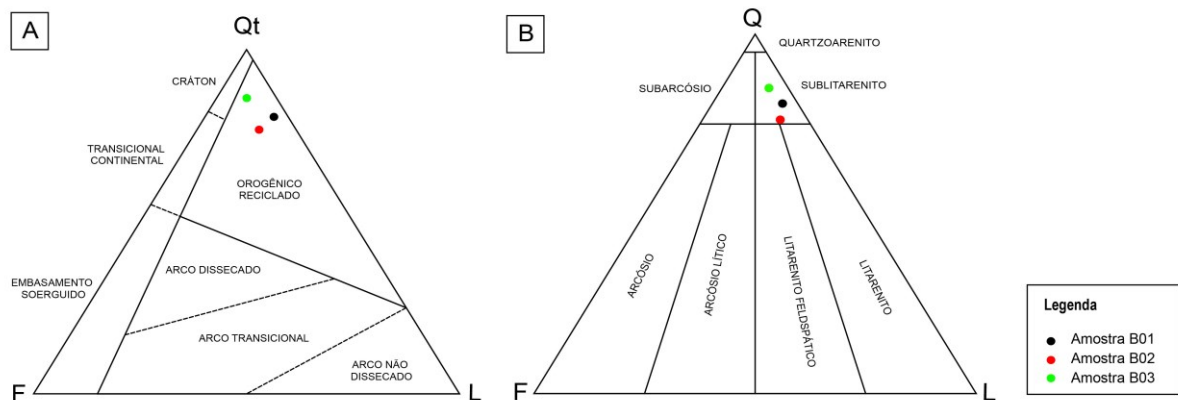
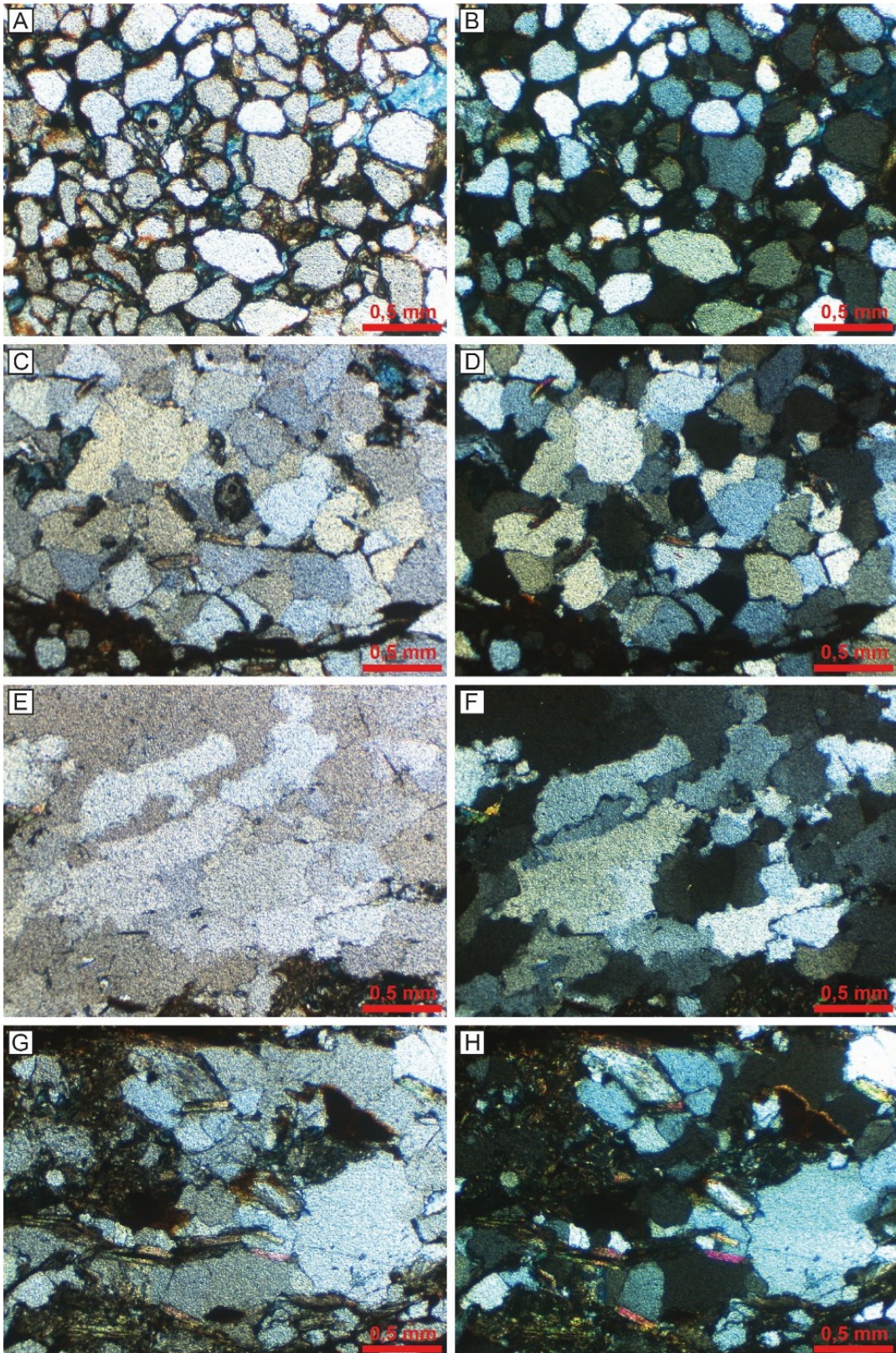


Figura 2110 – Amostras B01, B02 e B03 plotadas nos diagramas de classificação de rochas terrígenas de Folk (1968) e de tipos de proveniência tectônica de Dickinson (1985).



A análise microscópica realizada na lâmina petrográfica textural, classificada como amostra B02, revelou que o arcabouço arenoso da fácies (Ca) é constituído grãos de tamanho areia muito fina à grossa, dos quais o tamanho modal das partículas é dado pela fração areia média, formada principalmente por grãos de quartzo monocristalino (Qm) (65%) (Fig. 22A-B). Desse total, 25% são de quartzo monocristalino com extinção abrupta, 21,7% de quartzo monocristalino com extinção fortemente ondulante e 18,3% de quartzo monocristalino com extinção levemente ondulante (Fig. 22B). Quartzos policristalinos (Qp) perfazem 5,4% do total de grãos, sendo caracterizados por contatos poligonais (Fig. 22C-D) ou estirados (Fig. 22E-F). Os litoclastos (15%) que prevalecem são de quartzitos (5,4%) e muscovita-quartzo xistos (9,7%) (Fig. 22G-H) e (Fig. 19B-C). Como minerais acessórios, observou-se a presença de muscovita (4,3%), biotita (3%) e apatita (1,7%). Feldspatos potássicos são do tipo microclínio (2,3%) e plagioclásios são do tipo albita com maclas polissintéticas (1,3%). Argilas detríticas totalizam 1,3% do total de grãos analisados (Fig. 22A). A ocorrência de minerais diagenéticos na amostra B02 são raras e incluem crescimentos de quartzo sintaxial como coberturas de grãos descontínuas e contínuas. Os contatos entre os grãos, assim como na amostra B01, são majoritariamente pontuais, com poucas ocorrências de contatos côncavo-convexos. Em áreas dominadas pela ocorrência de cimento de óxido de ferro (2%), os grãos ocorrem imersos no cimento. Nessa amostra a porosidade medida foi de 2,3% e compreende poros intergranulares. Com base na classificação composicional de rochas clásticas proposta por Folk (1968), a amostra B02 é um sublitenito (Fig. 21B). A composição detrítica modal dessa amostra, quando plotada no diagrama Qt-F-Lt de proveniência tectônica de Dickinson (1985), aponta para reciclagem orogênica (Fig. 21A).

Figura 22 – Fotomicrografias da amostra B02. (A) Arcabouço do conglomerado arenoso mostrando a predominância de grãos de quartzo. (B) Grãos de quartzo monocristalino com extinção levemente ondulante. (C) e (D) Grãos de quartzo policristalino com contatos poligonais. (E) e (F) Grãos de quartzo policristalino estirados. (G) e (H) Litoclastos de muscovita-quartzo xistos. As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (B), (D), (F) e (H) foram obtidas em luz polarizada.



A amostra B03 corresponde a um arenito maciço e possui grãos com tamanho modal areia muito fina. Essa amostra é constituída principalmente por grãos de quartzo (72% do volume total). Grãos de quartzo do tipo monocristalino são predominantes. Desses, 28% possuem extinção abrupta, 24% extinção fortemente ondulante e 20% extinção levemente ondulante (Fig. 23A-B). Do total de 8,3% de fragmentos líticos, 7,7% são quartzitos (quartzo policristalino) (Fig. 23B), 0,7% xistos e 0,7% chert. Feldspatos potássicos são do tipo microclínio (3%) (Fig. 23C-D) e plagioclásios são do tipo albita com maclas polissintéticas (0,7%). Cutículas de argilas circulando de forma contínua e descontínua os grãos caracterizam a presença de argila detrítica (1,7%) (Fig. 23E-F). Como minerais acessórios ocorrem muscovitas (0,3%), apatita (1,3%) e zircão (0,7%). Sílica diagenética ocorre como diminutos crescimentos sintaxiais em coberturas de grãos descontínuas e preenchendo poros (1,7%) (Fig. 23E-F). Feldspatos diagenéticos são raros e ocorrem como crescimentos descontínuos (0,7%) (Fig. 23C-D). Cimentação por óxido de ferro ocorre localmente de maneira pervasiva (Fig. 19D), representando 3,7% do volume total da amostra (Fig. 23G-H). A porosidade média aferida foi de cerca de 5,3%, sendo majoritariamente do tipo intergranular (Fig. 23E-F). Com base na composição detrítica primária, e na classificação de Folk (1968), a amostra B03 corresponde a um sublitarenito (Fig. 21B). No diagrama de discriminação de proveniência tectônica de Dickinson (1985), a composição modal da amostra aponta para um orógeno reciclado como área fonte (Fig. 21A). A composição detrítica principal, os minerais acessórios, diagenéticos e todos os componentes classificados e contados nas três amostras analisadas estão apresentados nos diagramas de barras dispostos na Figura 24.

Figura 23 – Fotomicrografias da amostra B03. (A) Arcabouço do arenito maciço mostrando a predominância de grãos de quartzo. (B) Grãos de quartzo policristalino. (C) e (D) Grãos de feldspatos potássicos do tipo microclínio. (E) e (F) Cutículas de argilas circulando de forma contínua e descontínua os grãos. (G) e (H) Grãos imersos em cimento de óxido de ferro. As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas em luz natural. As fotomicrografias (B), (D), (F) e (H) foram obtidas em luz polarizada.

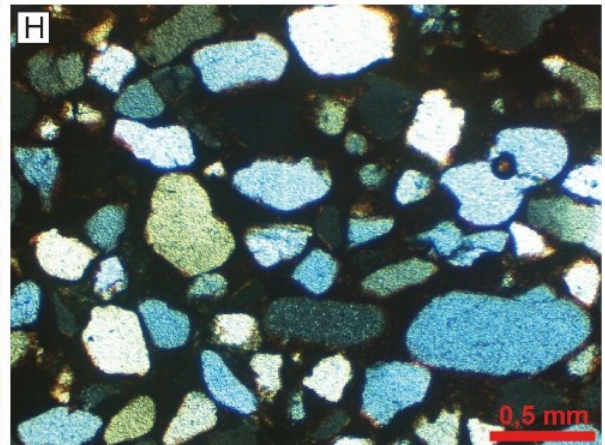
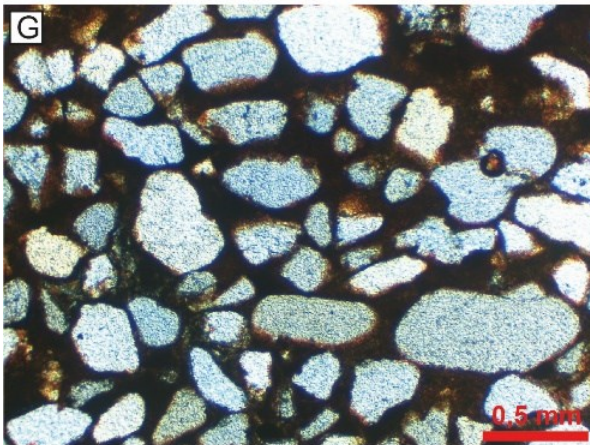
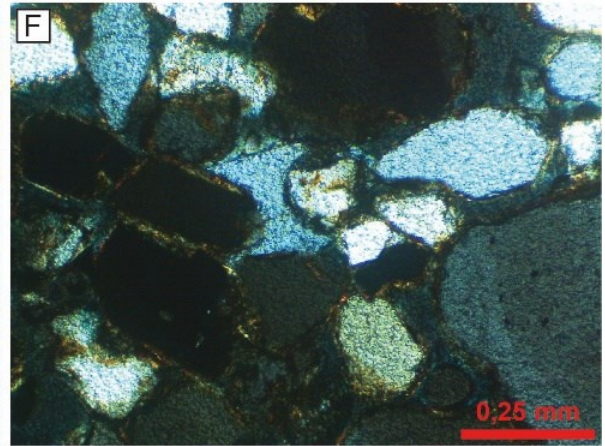
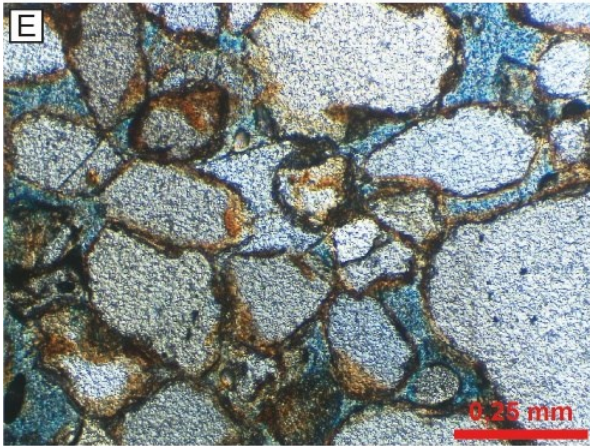
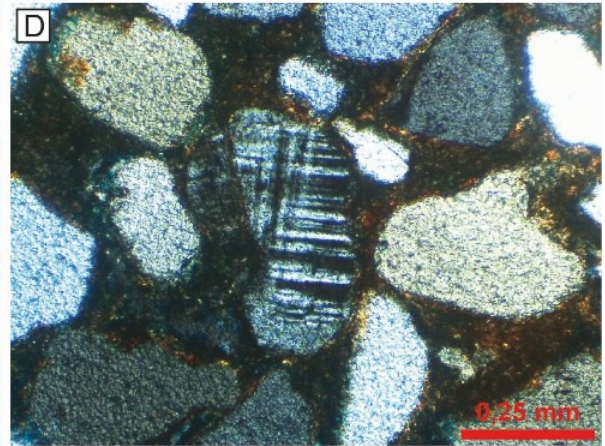
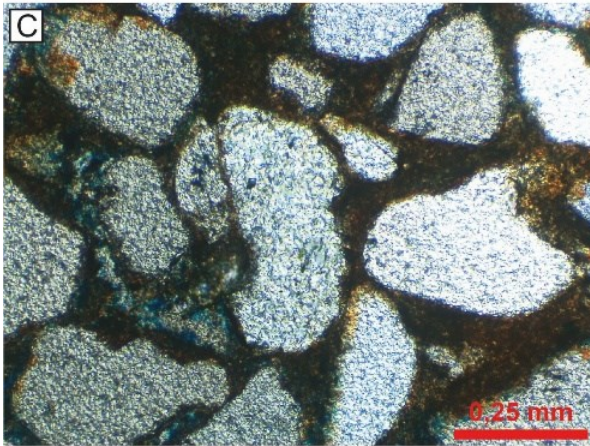
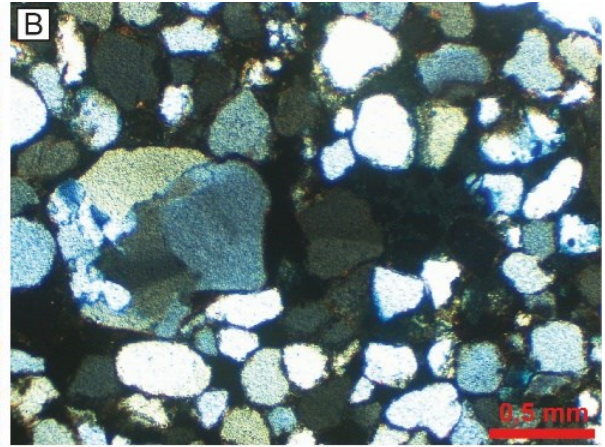
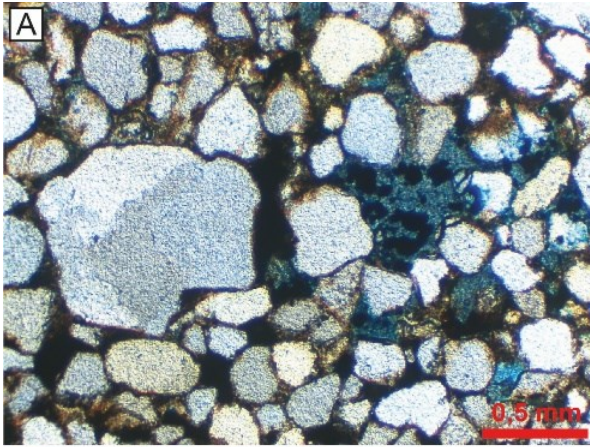
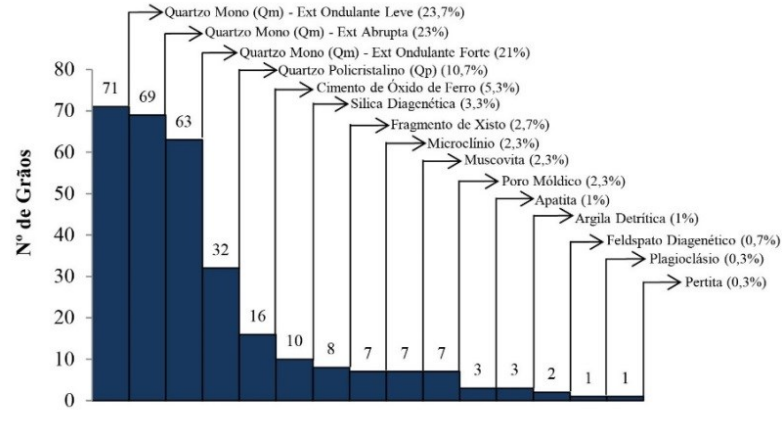
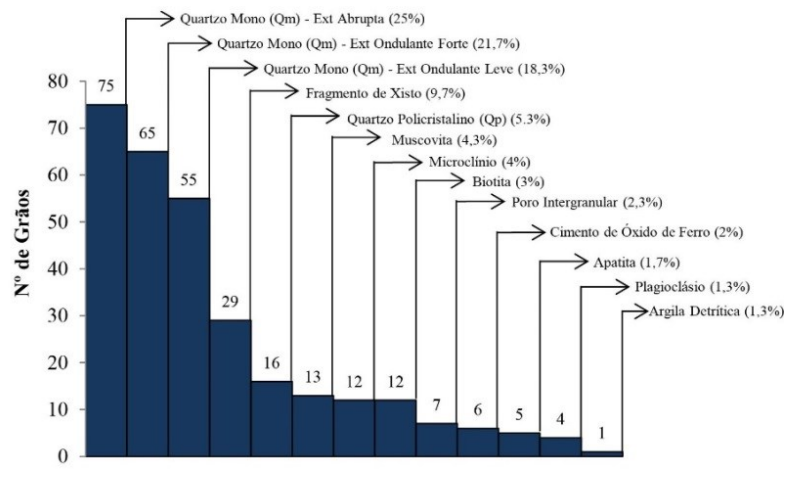


Figura 24 – Diagramas de barras com as composições detríticas primárias e acessórias de arenitos e conglomerados da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia. Ambas as amostras apontam um sinal de proveniência associado a um orógeno reciclado.

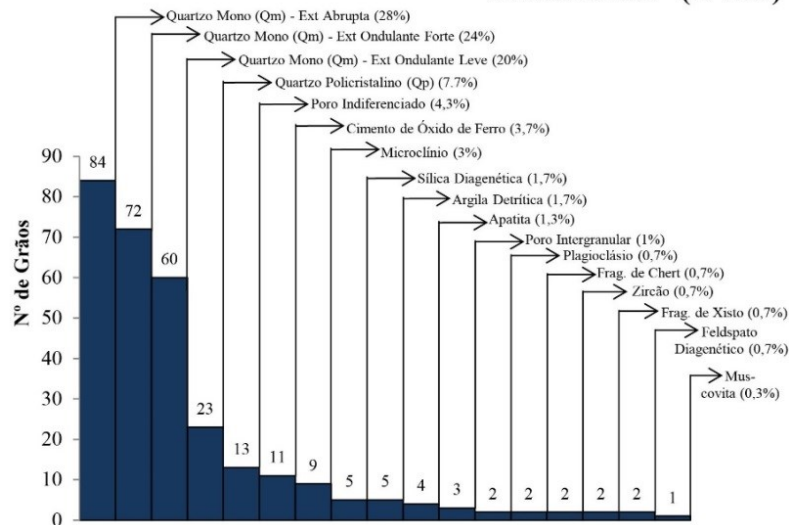
Amostra B01 - (N=300)



Amostra B02 - (N=300)



Amostra B03 - (N=300)



6.4. Índice zircão-turmalina-rutilo (ZTR)

Dentre os minerais translúcidos, as amostras exibem grandes porcentagens de minerais ultraestáveis como zircão e rutilo. Os grãos de zircão são normalmente arredondados a bem arredondados, com alguns grãos apresentando alta esfericidade e outros com baixa esfericidade e com diâmetros entre 0,05 mm e 0,2 mm (Fig. 25). Os grãos de rutilo são geralmente arredondados a subarredondados e com alta esfericidade e possuem diâmetros entre 0,1 mm e 0,2 mm (Fig. 25). Grãos de turmalina são raros e possuem proporções inferiores a 5% nas três amostras analisadas. Geralmente os grãos de turmalina ocorrem arredondados à subarredondados e com baixa esfericidade. Possuem formas prismáticas subédricas e diâmetros entre 0,1 mm e 0,25 mm (Fig. 25). Os minerais pesados opacos ocorrem de subarredondados a bem arredondados e com ocorrência de grãos com alta e baixa esfericidade. As proporções determinadas para os minerais ultraestáveis e translúcidos totais contados durante a determinação dos índices ZTR, assim como os índices estabelecidos em cada uma das amostras, são apresentados na Tabela 4. As amostras B01 e B03 são interpretadas a partir dos índices ZTR como maduras e a amostra B02 como imatura à submatura.

Figura 25 – Fotomicrografias das lâminas petrográficas de minerais pesados.

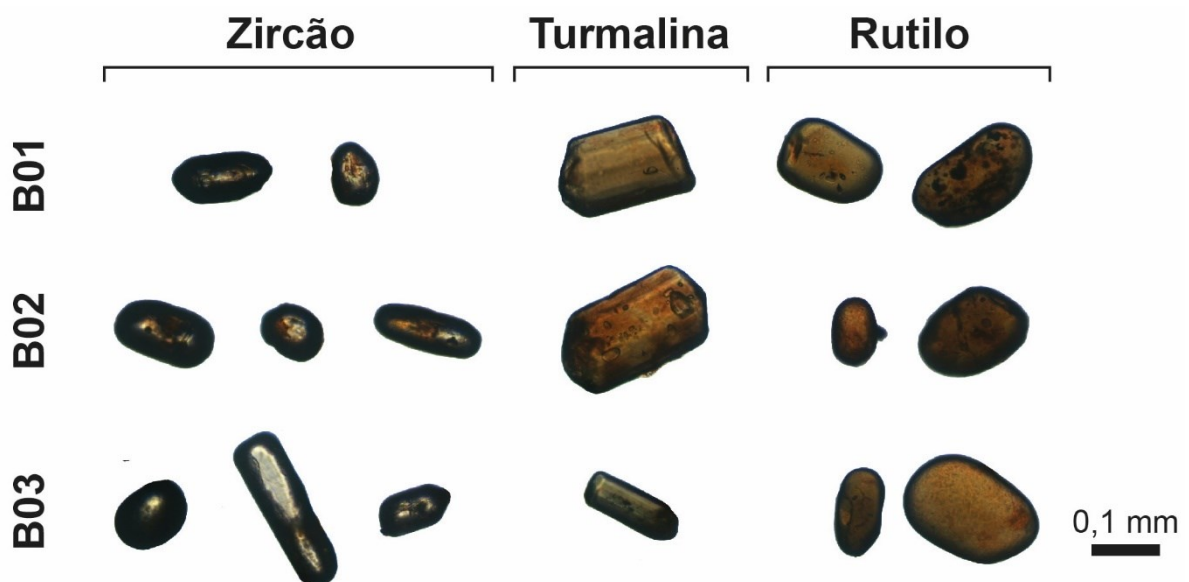


Tabela 5 – Tabela mostrando elementos estáveis contados no microscópio para determinação do índice ZTR.

Amostra	Z	T	R	Translúcidos	Total Grãos	Z+T+R	Z(%)	T(%)	R(%)	Translúcidos(%)	Índice ZTR
B01	125	6	95	73	300	227	42	2	32	24	76%
B02	95	4	97	104	300	196	32	1	32	35	65%
B03	120	8	102	70	300	230	40	3	34	23	77%

7. DISCUSSÃO

A análise multi-indicadores envolvendo dados de litofácies, paleocorrentes, contagem de clastos, petrografia microscópica e índice ZTR permitiu o alcance de novas informações sobre o sistema deposicional, proveniência sedimentar e diagênese da Formação Botucatu na borda nordeste da Bacia do Paraná. Abaixo são discutidos os principais resultados obtidos, bem como suas implicações para o entendimento dos padrões de dispersão de sedimentos e os processos deposicionais e pós-deposicionais atuantes durante o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior na região setentrional do paleodeserto Botucatu.

7.1. Sistema deposicional

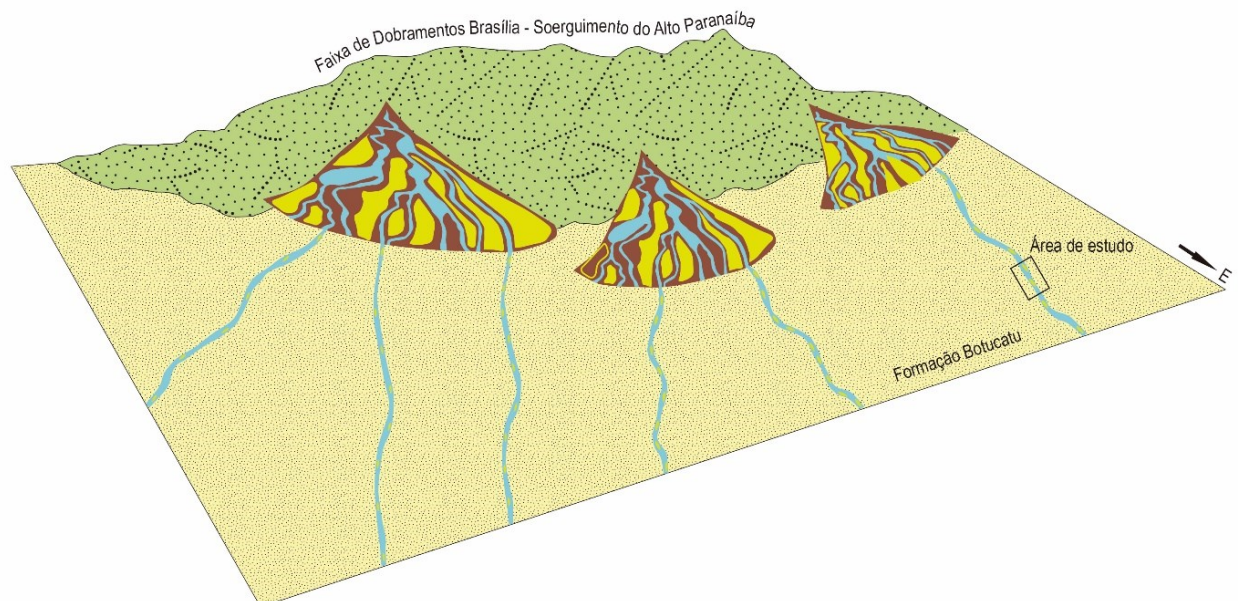
A Formação Botucatu na área de estudo compreende depósitos granodecrescentes com a ocorrência de ciclos métricos de afinamento granulométrico para o topo, interpretados como de origem fluvial. A sucessão compreende uma associação vertical e lateral de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados depositados em um contexto de sistema fluvial entrelaçado arenoso distal (*distal braided*) (Fig. 26). Os depósitos da Formação Botucatu são aqui agrupados sob a designação de fácies de canais fluviais entrelaçados (CE) e interpretados como tendo sido formados pelo processo de amalgamação de corpos arenosos e conglomeráticos de barras fluviais. Esses canais possuíam muito provavelmente lâminas d'água com profundidades rasas e larguras consideráveis, formando fácies de arenitos conglomeráticos e conglomerados com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte. Devido à falta de afloramentos em que ocorrem fácies fluviais da Formação Botucatu na região, não é possível atestar a grande migração lateral dos canais, típica de sistemas fluviais entrelaçados. A sucessão sedimentar descrita possui tendência à redução no volume e tamanho dos clastos, caracterizando dois megaciclos deposicionais granodecrescentes (Fig. 16). A ocorrência marcante de fácies rudáceas denota proximidade do ambiente deposicional com a área-fonte. Além disso, processos tectônicos atuantes na área-fonte (i.e., Faixa de

Dobramentos Brasília – Soerguimento do Alto Paranaíba) podem explicar o calibre do *input* detrítico à bacia. De fato, Campos & Dardenne (1997) sugeriram que o Arco do Alto Paranaíba sempre marcou o limite NE da Bacia do Paraná, tendo passado por reativações tectônicas e soerguimento durante o Juro-Cretáceo.

A presença de argilas mecanicamente infiltradas nos arenitos e conglomerados é indicativa de possíveis episódios de chuvas torrenciais na área-fonte soerguida, com subsequentes fluxos lamosos em direção ao ambiente deposicional. Os grãos de quartzo arredondados a bem arredondados e com alta esfericidade (Fig. 20M), encontrados nos arenitos e conglomerados indicam que o sistema fluvial recebeu contribuição de sedimentos eólicos. Essa característica é típica de sistemas deposicionais aluviais e fluviais localizados em regiões árido-desérticas e adjacentes a campos de dunas (CAETANO-CHANG; WU, 2006). A abundância de minerais pesados opacos registrada nas amostras analisadas sugere ambiente deposicional oxidante (ODUMOSO *et al.*, 2013).

É possível que existam, a NW e W da área de estudo, fácies associadas a leques aluviais, ponderando que as fácies de rios entrelaçados ocorrem a partir da continuidade dos fluxos associados à leques (Fig. 26).

Figura 26 – Modelo paleogeográfico da Formação Botucatu na borda nordeste da Bacia do Paraná. Fora de escala.



Porém, a escassez de afloramentos da Formação Botucatu na região em estudo, somada à falta de dados de subsuperfície, não permite a consolidação de tal hipótese. A ausência de conglomerados clasto sustentados também é sugestiva de que as fácies associadas a leques aluviais não avançaram até essa porção da bacia.

7.2. Análise de proveniência

A grande maioria dos trabalhos de proveniência disponíveis da Formação Botucatu são focados em dados de paleoventos obtidos em arenitos com estratificações cruzadas acanaladas ou tabulares de médio a grande porte (SALAMUNI; BIGARELLA, 1967; ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004; SCHERER; LAVINA, 2006). No Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Uruguai, paleocorrentes eólicas indicam paleoventos dominantes de W-SW para E-NE (SALAMUNI; BIGARELLA, 1967). Em Minas Gerais, São Paulo e Paraná, os paleoventos reinantes foram de N-NE para S-SW (SALAMUNI; BIGARELLA, 1967). Na área de estudo, as fácies flúvio-aluviais da Formação Botucatu apresentam paleocorrentes dirigindo-se para SE (Fig. 17), o que sugere áreas-fonte de sedimentos localizadas a NW (Fig. 27). As fácies rudáceas, mal selecionadas, e portadoras de litoclastos de tamanho seixo a bloco, indicam áreas-fonte proximais na época da deposição.

A composição mineralógica do arcabouço dos arenitos e conglomerados analisados pode ser subdividida em duas categorias: (i) areias quartzosas, ricas em quartzo monocristalino e com altas razões Qm/Qp e F/P (amostras B01 e B03); e (ii) areias quartzolíticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv (amostra B02). Conforme as composições supracitadas, a Formação Botucatu na área de estudo foi alimentada por sedimentos oriundos a partir de um cinturão orogênico reciclado (DICKINSON, 1985).

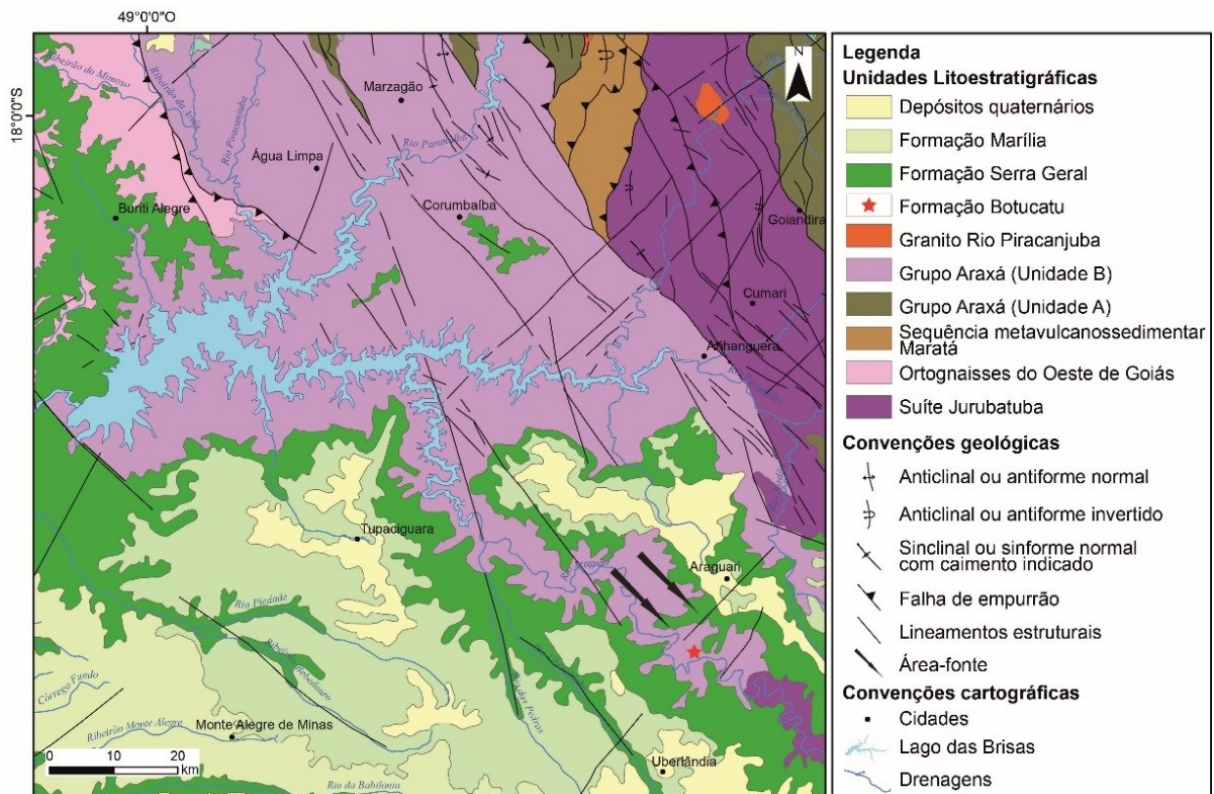
Nas adjacências da área de estudo, sentido NW, afloram principalmente rochas do Grupo Araxá (Unidade B) da Faixa de Dobramentos Brasília. Essa unidade é formada por quartzo-mica xistos, clorita xistos e muscovita-biotita xistos (CPRM, 2010; CODEMIG, 2017). Os xistos são predominantemente quartzosos com granulação média a grossa, geralmente granatíferos e por vezes feldspáticos. Subordinadamente ocorrem quartzitos e quartzitos micáceos, por vezes intercalados com quartzo-mica-xistos. Quando alterados, os xistos apresentam cores róseas à avermelhadas (CODEMIG, 2017). Subordinadamente, e também

no sentido noroeste, ocorrem rochas da Unidade B do Grupo Araxá e os Ortognaisses do Oeste de Goiás (CPRM, 2010).

A geometria lamelar dos clastos presentes nos arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos da área sugerem que esse material é oriundo de unidades metamórficas próximas. Portanto, diversas são as evidências que apontam diretamente para o Grupo Araxá como a principal fonte de sedimentos responsável por alimentar o sistema fluvial entrelaçado da Formação Botucatu desenvolvido na borda nordeste da Bacia do Paraná durante o Cretáceo Inferior. O zircão é considerado um mineral pesado comum e pode ocorrer derivado de fontes metamórficas, graníticas e vulcânicas e os grãos de rutilo são amplamente difundidos em rochas metamórficas como xistos, gnaisses e anfibolitos (ONI; OLATUNJI, 2017). Hubert (1962) pontua que a abundância de grãos de rutilo também pode ser utilizada como indicativo de uma origem metamórfica reciclada.

A análise integrada dos dados de paleocorrentes (Fig. 17) e da composição detrítica principal (Fig. 24) indica rochas-fonte localizadas a noroeste, onde se destacam litotipos metamórficos oriundos da Faixa de Dobramentos Brasília (Fig. 27). Além disso, a análise dos minerais pesados e determinação do índice ZTR forneceram valores de maturidade entre 65% e 77% para as amostras analisadas. Esses valores de maturidade indicam que as fácies rudáceas que ocorrem na área são caracterizadas por sedimentos sub-maturos a maturos, diferente dos quartzo-arenitos super maturos que geralmente compõem a Formação Botucatu, que geralmente apresentam índice ZTR superior à 90%. A predominância de xistos, quartzitos e quartzo de falha nos arenitos e conglomerados analisados, em conjunto com os dados de paleocorrente permitem, portanto, inferir que a Formação Botucatu foi alimentada por sedimentos provenientes da reciclagem sedimentar de rochas metamórficas paraderivadas da Faixa de Dobramentos Brasília (Grupo Araxá - Unidade B).

Figura 27 – Mapa geológico simplificado da área de estudo com destaque para as áreas-fonte inferidas neste estudo. Devido à pequena extensão lateral do afloramento estudado, o mesmo não aparece cartografado na escala do mapa geológico (1:600.000) e sua localização está representada pela estrela vermelha.



7.3. Análise de diagênese

A Formação Botucatu foi depositada durante o Jurássico Superior - Cretáceo Inferior em um vasto sistema desértico formado majoritariamente por campos de dunas e sem a presença de interdunas alagadas (SCHERER, 1998). Portanto, sua sucessão estratigráfica registra condições severamente áridas no interior de Gondwana à época de sua deposição e estágios diagenéticos iniciais (SCHERER, 2000). Na região estudada, os depósitos da Formação Botucatu são constituídos por fácies associadas a um sistema de rios entrelaçados; portanto, assume-se que o estágio da eodiagênese foi influenciado diretamente por intensa circulação e evaporação da água e oxidação de matéria orgânica e Fe^{+2} (ferroso). A história diagenética da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberaba (NE da Bacia do Paraná) é caracterizada por relativa simplicidade de fases minerais. Isto se deve em parte à composição detrítica do arcabouço, formado principalmente por grãos de quartzo mono- e

policristalino, que não são facilmente dissolvidos e fornecem relativamente pouco material para a formação de posteriores minerais autigênicos.

As cutículas de argila orientadas tangencialmente aos grãos de quartzo (Fig. 20M) e os agregados de argila preenchendo poros são fortes indícios de infiltração mecânica de argilas. Nos sedimentos flúvio-aluviais recém-depositados da Formação Botucatu, a entrada de argilas mecanicamente infiltradas ocorreu possivelmente devido a enxurradas episódicas intercaladas com longos períodos de seca, que teriam sido responsáveis pelo rebaixamento do lençol freático. O recobrimento dos grãos de quartzo por argilas pode ter sido responsável pela inibição de processos diagenéticos posteriores, promovendo a preservação da porosidade. A cimentação por óxido de ferro (avermelhamento secundário) (Fig. 19B-C) no clima árido vigente durante a eodiagênese dos arenitos e conglomerados da Formação Botucatu pode ser explicada como produto da oxidação de minerais ferro-magnesianos (biotitas presentes em litoclastos de xisto) ou desidratação de hidróxidos detríticos depositados com as argilas (WALKER; WAUGH; GRONE, 1976). Nas porções com maior grau de cimentação por óxido de ferro, onde os grãos aparecem “boiando” no cimento (Fig. 19D), interpreta-se que a precipitação de hematita foi do tipo deslocante e ocorreu na ou próximo à superfície, portanto, previamente ao processo de compactação mecânica. De fato, as porções menos cimentadas apresentam número maior de contatos grão-a-grão que as porções mais cimentadas, prevenidas de compactação mais intensa.

A compactação mecânica, envolvendo essencialmente rearranjos texturais, atuou de forma localizada e principalmente sobre micas e litoclastos de variedades diferentes de xisto, causando dobramentos e eventuais fraturamentos (Fig. 20I-J).

Os cimentos de preenchimentos de poros na forma de crescimentos de quartzo possuem sua origem em silicatos detríticos, que sob condições de extrema aridez e pH alto (alcalino) são dissolvidos e reprecipitados (TUCKER, 2001). Os crescimentos de feldspatos diagenéticos possuem origem na dissolução de feldspatos detríticos e alteração de micas (principalmente muscovitas), que liberam K^+ e SiO_2 em solução no espaço poroso intersticial. Esses elementos são posteriormente concentrados por evaporação e precipitados na forma de cimento quando atingem o ponto de supersaturação.

Além disso, observam-se processos associados à eodiagênese continental de clima seco, como crescimentos sintaxiais envolvendo grãos de feldspato e quartzo e processo de oxidação e compactação de micas. Todas as amostras exibem intensa infiltração mecânica de

argila, associada a fluxos aquosos transportadores de grandes cargas de sedimentos finos em suspensão, de forma que as águas saturadas em argila infiltram nos poros formando finas camadas de argila que revestem a superfície dos grãos e ocupam os espaços vazios. A interpretação da sucessão das fases diagenéticas interpretadas são apresentadas na Tabela 5.

Tabela 6 – Fases diagenéticas identificadas nas rochas da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia.

Fases diagenéticas	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Infiltração de argilas	xx		
Cimentação por óxido de ferro	xxx		
Compactação mecânica	x		
Crescimentos de quartzo e feldspatos	x		
Porosidade secundária			x

Importância relativa das fases diagenéticas: x = pequena; xx = média; xxx = grande

8. CONCLUSÕES

Os arenitos e conglomerados da Formação Botucatu na região entre Araguari e Uberlândia diferem diametralmente, com exceção de algumas raras exposições nos estados de São Paulo e Paraná, daqueles tradicionalmente atribuídos a essa unidade. Com base na análise de fácies e dos elementos arquiteturais, conclui-se que no extremo nordeste da Bacia do Paraná, a Formação Botucatu foi depositada em um sistema fluvial entrelaçado, eventualmente abastecido com grãos de origem eólica. As litofácies, majoritariamente rudáceas, são fortemente indicativas de áreas-fonte proximais. A composição dos clastos dos conglomerados e a análise modal da composição detrítica dos arenitos indicam proveniência a partir de regiões cratônicas e/ou cinturões orogênicos reciclados. As análises petrográficas mostraram-se coerentes com as de paleocorrentes, que indicam dispersão de sedimentos a partir de NW, onde ocorrem rochas da Unidade B do Grupo Araxá, notadamente variedades de quartzo-mica xistos e quartzitos. As argilas mecanicamente infiltradas, bem como os minerais autigênicos (quartzo e feldspatos) presentes nos arenitos e conglomerados da Formação Botucatu entre Araguari e Uberlândia atestam para deposição em clima árido-semiárido a desértico. As análises de minerais pesados indicam uma abundância de grãos de zircão e rutilo nas amostras, corroborando com a determinação de rochas metamórficas da Faixa Móvel Brasília como fonte dos sedimentos. Além disso, o grau de arredondamento e esfericidade dos grãos de zircão e rutilo pode ser indicativo de um segundo ciclo sedimentar.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, FFM de. Botucatu, a triassic desert of South America. In: **XIX International Geological Congress, Algiers 1952**. 1953. p. 9-24.
- ALMEIDA, FFM de; MELO, MS de. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala**, v. 1, n. 500.000, p. 46-81, 1981.
- ASSINE, Mario Luis; PIRANHA, Joseli Maria; CARNEIRO, Celso Dal Ré. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Editora Beca, São Paulo**, 2004.
- CAETANO-CHANG, Maria Rita; WU, Fu Tai. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 296-304, 2006.
- CAMPOS, José Eloi Guimarães et al. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997.
- CODMIG – COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS. Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. Projeto Triângulo Mineiro, 2017. Disponível em: <<http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/>> acesso em 15 de julho de 2022.
- DE ROS, Luiz Fernando. Compositional controls in sandstone diagenesis. 1996.
- DICKINSON, W. R. Conglomerate clast counts in Oligocene-Miocene strata north from the Catalina Core Complex to the Gila River Valley, southeastern Arizona. 2008.
- DICKINSON, William R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Research**, v. 40, n. 2, p. 695-707, 1970.
- DICKINSON, William R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: **Provenance of arenites**. Springer, Dordrecht, 1985. p. 333-361.
- DO BRASIL, CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO. Folha Belo Horizonte (SE. 23). 2010.
- FAMBRINI, Gelson Luís *et al.* Proveniência e paleocorrentes de conglomerados e arenitos do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) no Vale do Piquiri, Sub-bacia Camaquã Oriental, RS: implicações tectônicas. **Geologia USP. Série Científica**, v. 18, n. 1, p. 149-183, 2018.

FAMELLI, Natália *et al.* Characterizing the nature and importance of lava-sediment interactions with the aid of field outcrop analogues. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 108, p. 103108, 2021(a).

FAMELLI, Natalia; LIMA, Evandro F.; CARMO, Isabela de O. Lithostratigraphy of the Serra Geral Formation in the northern portion of the Parana-Etendeka Igneous Province: A tool for tracking Early Cretaceous paleoenvironmental changes. ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***, v. 410, p. 107152, 2021(b).

FOLK, Robert L. Petrology of sedimentary rocks: Hemphill's. **Austin, Texas**, v. 170, p. 85, 1968.

GAZZI, Paolo. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; Correlazioni con flysch di Monghidoro. ***Miner Petrogr Acta***, v. 12, p. 69-97, 1966.

HALFEN, Leonardo Morejano. A gênese de argilominerais diagenéticos e seu impacto sobre a porosidade de arenitos do Pré-Sal (Aptiano) da Bacia do Espírito Santo. 2017.

HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, Jack; DEER, W. **An introduction to the rock-forming minerals**. London, UK: Longman, 1992.

HUBERT, John F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. ***Journal of Sedimentary Research***, v. 32, n. 3, p. 440-450, 1962.

KRYNINE, Paul Dimitri. Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. 1940.

MANGE, Maria A.; MAURER, H. **Heavy minerals in colour**. Springer Science & Business Media, 2012.

MIALL, A. D. The geology of fluvial sediments. 1996.

MIALL, Andrew D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, v. 22, n. 4, p. 261-308, 1985.

MIALL, Andrew D. Fluvial depositional systems. Cham: Springer International Publishing, 2014.

MIALL, Andrew D. Fluvial sedimentology. 1977.

MILANI, E. J. *et al.* Bacia do Paraná: Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15. 2007.

MILANI, Edison J. *et al.* Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MILANI, Edison Jose. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, Edison José; DE WIT, M. J. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 319-342, 2008.

MORAD, Spatial; KETZER, J. M.; DE ROS, Luiz Fernando. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, v. 47, p. 95-120, 2000.

MORAES, Lucia Castanheira; SEER, Hildor José. Pillow lavas and fluvio-lacustrine deposits in the northeast of Paraná Continental Magmatic Province, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 78-86, 2018.

MORTON, Andrew C.; HALLSWORTH, Claire R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 124, n. 1-4, p. 3-29, 1999.

MORTON, Andrew C.; HALLSWORTH, Claire. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 90, n. 3-4, p. 241-256, 1994.

ODUMOSO, S. E.; OLOTO, I. N.; OMOBORIOWO, A. O. Sedimentological and depositional environment of the Mid-Maastrichtian Ajali Sandstone, Anambra Basin, Southern Nigeria. **International Journal of Science and Technology**, v. 3, n. 1, p. 26-33, 2013.

ONI, Samuel; OLATUNJI, Akinade. Depositional environments signatures, maturity and source weathering of Niger Delta sediments from an oil well in southeastern Delta State, Nigeria. **Eurasian Journal of Soil Science**, v. 6, n. 3, p. 259-274, 2017.

RAMOS, V. A. *et al.* Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986.

REMUS, Marcus Vinicius Dorneles *et al.* Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. **Brazilian Journal of Geology**, v. 38, n. 2, p. 166-185, 2008.

RIOS, Fernando Rodrigues. Feições de interação vulcano-sedimentares—exemplos na Bacia Do Paraná (RS). 2017.

SALAMUNI, R. I. A. D.; BIGARELLA, JOÃO JOSÉ. The Botucatu Formation. **Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, PR, Brazil**, p. 197-206, 1967.

SCHERER, C. M. S. Análise Estratigráfica e Litológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul. **Porto Alegre. 230p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio Grande do Sul**, 1998.

SCHERER, C. M. S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v. 137, n. 1-2, p. 63-84, 2000.

SCHERER, Claiton MS; LAVINA, Ernesto LC. Stratigraphic evolution of a fluvial—eolian succession: the example of the Upper Jurassic—Lower Cretaceous Guará and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. **Gondwana Research**, v. 9, n. 4, p. 475-484, 2006.

SOARES, Paulo Cesar *et al.* Divisão estratigráfica do Mesozóico no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 229-251, 1975.

SULIEMAN, Magboul M. *et al.* Origin and distribution of heavy minerals in the surficial and subsurficial sediments of the alluvial Nile River terraces. 2015.

TUCKER, Maurice E. (Ed.). **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks.** John Wiley & Sons, 2001.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63-81. (AAPG. Memoir, 26).

WALKER, Theodore R.; WAUGH, Brian; GRONE, Anthony J. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. **Geological Society of America Bulletin**, v. 89, n. 1, p. 19-32, 1978.

WALKER, Theodore R.; LARSON, Edwin E.; HOBLITT, Richard P. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in red beds. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 86, n. B1, p. 317-333, 1981.

WORDEN, Richard H. *et al.* Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. **Sandstone diagenesis: Recent and ancient**, v. 4, p. 3-44, 2003.

ZUFFA, Gian Gaspare. Hybrid arenites; their composition and classification. **Journal of Sedimentary Research**, v. 50, n. 1, p. 21-29, 1980.