

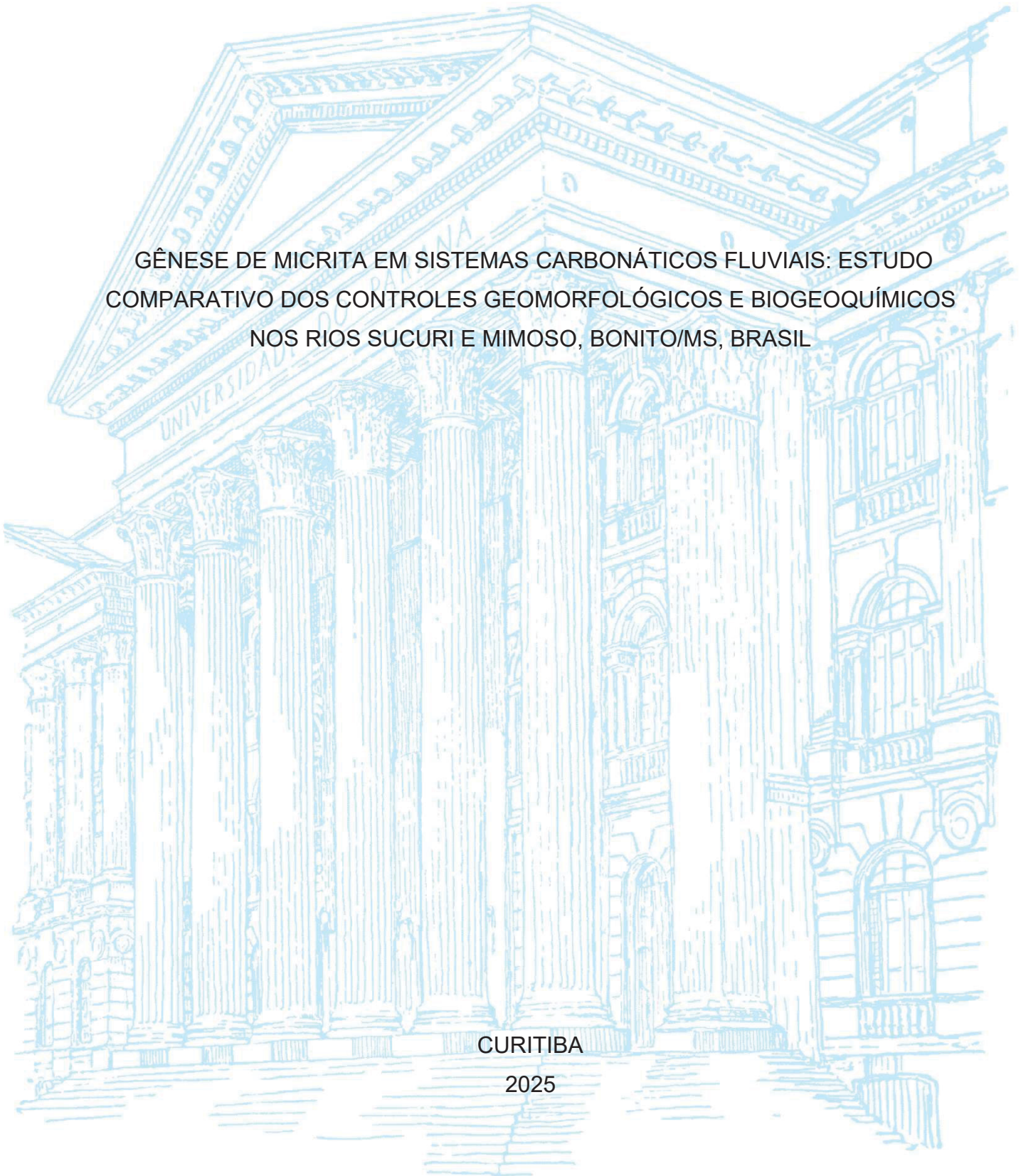
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

INGRID MARIA GERALDINO ALMEIDA

GÊNESE DE MICRITA EM SISTEMAS CARBONÁTICOS FLUVIAIS: ESTUDO
COMPARATIVO DOS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS E BIOGEOQUÍMICOS
NOS RIOS SUCURI E MIMOSO, BONITO/MS, BRASIL

CURITIBA

2025



INGRID MARIA GERALDINO ALMEIDA

GÊNESE DE MICRITA EM SISTEMAS CARBONÁTICOS FLUVIAIS: ESTUDO
COMPARATIVO DOS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS E BIOGEOQUÍMICOS
NOS RIOS SUCURI E MIMOSO, BONITO/MS, BRASIL

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger

Coorientadora: Dra. Larissa da Rocha Santos

CURITIBA

2025

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Almeida, Ingrid Maria Geraldino

Gênese de micrita em sistemas carbonáticos fluviais: estudo comparativo dos controles geomorfológicos e biogeoquímicos nos rios Sucuri e Mimoso, Bonito/MS, Brasil. / Ingrid Maria Geraldino Almeida. – Curitiba, 2025.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger

Coorientadora: Dra. Larissa da Rocha Santos

1. Biogeoquímica. 2. Bodoqueira, Serra da. 3. Rochas carbonáticas (Micrita). I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Rumbelsperger, Anelize Manuela Bahniuk. IV. Santos, Larissa da Rocha. V. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **INGRID MARIA GERALDINO ALMEIDA**, intitulada: **GÊNESE DE MICRITA EM SISTEMAS CARBONÁTICOS FLUVIAIS: ESTUDO COMPARATIVO DOS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS E BIOGEOQUÍMICOS NOS RIOS SUCURI E MIMOSO, BONITO/MS, BRASIL**, sob orientação da Profa. Dra. ANELIZE MANUELA BAHNIUK RUMBELSPERGER, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestra está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 22 de Dezembro de 2025.

Assinatura Eletrônica

22/12/2025 14:03:02.0

ANELIZE MANUELA BAHNIUK RUMBELSPERGER

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

22/12/2025 13:26:50.0

ANA PAULA SOARES

Avaliador Externo (PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA - PUC/RIO)

Assinatura Eletrônica

22/12/2025 12:25:25.0

ALMÉRIO BARROS FRANÇA

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

À minha mãe Vânia, à minha irmã Sofia e às minhas avós Nair e Maria Valdira.

AGRADECIMENTOS

A realização deste mestrado representa a conclusão de um ciclo de imenso aprendizado e dedicação, que só foi possível graças ao apoio de muitas pessoas e instituições.

Agradeço à Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia pela oportunidade e pela estrutura oferecida ao longo desta jornada. Aos professores do programa, minha gratidão pelos ensinamentos e pela dedicação que foram fundamentais para minha formação.

Expresso minha profunda gratidão ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (iLamir), que foi meu lar acadêmico. Agradeço especialmente à minha orientadora, Profa. Dra. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger, por sua orientação, paciência e rigor científico, que foram essenciais para a condução deste trabalho. À minha coorientadora, Dra. Larissa da Rocha Santos, e à minha coorientadora extra-oficial, Me. Adelita Carolina Rodrigues, agradeço imensamente pelas valiosas contribuições, discussões e pelo apoio constante.

Ao coordenador técnico do iLamir, Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury, e a toda a equipe de técnicos e pesquisadores, que foram sempre solícitos e essenciais para a execução das análises. Aos meus colegas e amigos do iLamir, obrigado pelas conversas, pelos cafés e pela solidariedade nos desafios diários. Agradeço também ao Centro de Microscopia Eletrônica (CME-UFPR) e ao Laboratório Nacional de Luz Síncrotron (Sirius) pela disponibilização de suas instalações e pelo suporte técnico fundamental para as análises.

Este trabalho não seria possível sem o fomento da Petrobras, concedido por meio do Projeto GeoQI [nº 23075.039121/2022-97], instituição à qual registro meu sincero agradecimento. Agradeço também às fazendas São Geraldo e Estância Mimosa pela infraestrutura e apoio durante a realização dos trabalhos de campo.

Por último, e de forma mais especial, agradeço à minha família e aos meus amigos. À minha família, por ser a base de tudo, meu porto seguro de amor, compreensão e apoio incondicional. Aos meus amigos, pelo incentivo constante e por me lembrarem que a vida vai muito além da academia. Cada um de vocês foi fundamental para que eu chegasse até aqui, e é a vocês que dedico esta conquista.

“Ninguém pode entrar duas vezes no mesmo rio, pois quando nele se entra novamente, não se encontra as mesmas águas, e o próprio ser já se modificou.”

Heráclito de Éfeso

RESUMO

A região de Bonito, localizada no Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil, apresenta extensos depósitos de tufas do Quaternário. Esses depósitos ocorrem em diversos ambientes de precipitação ativa e inativa, incluindo represas e cachoeiras de tufa, além de depósitos de oncóides e micritos. A alta taxa de deposição está associada ao sistema cárstico desenvolvido nas rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, que proporciona o alto teor de carbonato de cálcio dissolvido na água. A micrita é o principal sedimento do sistema, no entanto, os mecanismos de sua formação, seja por precipitação físico-química, indução biológica ou aporte detrítico, ainda não são plenamente compreendidos. Esta lacuna dificulta a interpretação de registros sedimentares e o entendimento dos controles que regulam a precipitação de carbonato. Sendo assim, o objetivo deste estudo foi caracterizar e compreender os processos envolvidos na formação de micrita nos rios Sucuri e Mimoso, investigando a hipótese de que a gênese dos depósitos é controlada principalmente pelas características geomorfológicas específicas de cada ambiente. Para isto, foram analisadas nove amostras de tufa, oncóides, micritos inconsolidados, micrita particulada, matéria orgânica particulada e alga carácea, além de amostras de água, coletadas nos rios Sucuri e Mimoso. A metodologia integrou geoprocessamento para caracterização das bacias hidrográficas, vegetação, geomorfologia e geologia, petrografia (microscopia óptica e eletrônica de varredura (MEV-EDS)) para identificação de fácies e microestruturas, e análises geoquímicas, incluindo fluorescência de raios X (FRX e μ FRX) e difração de raios X (DRX) para composição química e mineralógica. A assinatura dos processos de precipitação foi investigada por meio de análises de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^2\text{H}$) nos carbonatos, na matéria orgânica e na água. As análises revelaram dois sistemas deposicionais distintos. O Rio Mimoso, com relevo acidentado, favorece a formação de tufas do tipo cascata e barragem, onde a precipitação é dominada pela desgaseificação de CO_2 . Petrograficamente, predominam fitohermas com *bacterial shrubs* e morfologias de cristais indicativas de precipitação rápida. O Rio Sucuri, em relevo plano, constitui um ambiente fluvio-lacustre de baixa energia, propício à formação de oncóides, micritos inconsolidados e algas caráceas calcificadas, com evidência de indução microbiana (EPS). Geoquimicamente, todos os depósitos são predominantemente calcíticos, com aporte variável de siliciclásticos (quartzo e argilominerais). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos variaram entre $-4,38\text{‰}$ e $-10,03\text{‰}$ VPDB, refletindo um balanço entre a incorporação de carbono orgânico de plantas C3 e o enriquecimento em ^{13}C por fotossíntese (no Rio Sucuri) e desgaseificação (no Rio Mimoso). O estudo conclui que a geomorfologia é o controle primário na gênese das tufas na região. A precipitação no sistema de alta energia do Rio Mimoso é predominantemente físico-química, enquanto no sistema de baixa energia do Rio Sucuri, os processos bioquímicos são dominantes. A micrita possui origem mista, sendo majoritariamente autóctone (precipitada *in situ*), com uma componente alóctone detrítica.

Palavras-chave: biogeoquímica; micrita; tufa; Serra da Bodoquena.

ABSTRACT

The Bonito region, located in the State of Mato Grosso do Sul, Brazil, is characterized by extensive Quaternary tufa deposits. These deposits occur in various active and inactive precipitation environments, including tufa dams and waterfalls, as well as oncoïd and micrite deposits. The high depositional rate is associated with the karst system developed in the carbonate rocks of the Corumbá Group, which supplies the water with a high concentration of dissolved calcium carbonate. Micrite is the main sediment in the system; however, its formation mechanisms, whether through physicochemical precipitation, biological induction, or detrital input, are not yet fully understood. This knowledge gap hinders the interpretation of sedimentary records and the understanding of the controls governing carbonate precipitation. Therefore, the aim of this study was to characterize and comprehend the processes involved in micrite formation in the Sucuri and Mimoso rivers, testing the hypothesis that the genesis of these deposits is primarily controlled by the specific geomorphological characteristics of each environment. To this end, nine samples of tufa, oncoïds, unconsolidated micrites, particulate micrite, particulate organic matter, and charophyte algae were analyzed, in addition to water samples collected from the Sucuri and Mimoso rivers. The methodology integrated geoprocessing for the characterization of hydrographic basins, vegetation, geomorphology, and geology; petrography (optical microscopy and scanning electron microscopy with energy-dispersive spectroscopy, SEM-EDS) for the identification of facies and microstructures; and geochemical analyses, including X-ray fluorescence (XRF and μ XRF) and X-ray diffraction (XRD) for chemical and mineralogical composition. The signature of the precipitation processes was investigated through stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^2\text{H}$) in carbonates, organic matter, and water. The analyses revealed two distinct depositional systems. The Mimoso River, with its rugged terrain, favors the formation of waterfall and dam-type tufas, where precipitation is dominated by CO_2 degassing. Petrographically, phytoherms with bacterial shrubs and crystal morphologies indicative of rapid precipitation are predominant. The Sucuri River, set in a flat terrain, constitutes a low-energy fluvio-lacustrine environment conducive to the formation of oncoïds, unconsolidated micrites, and calcified charophyte algae, with evidence of microbial induction (EPS). Geochemically, all deposits are predominantly calcitic, with a variable input of siliciclastics (quartz and clay minerals). The $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates ranged from -4.38‰ to -10.03‰ VPDB, reflecting a balance between the incorporation of organic carbon from C3 plants and ^{13}C enrichment via photosynthesis (in the Sucuri River) and degassing (in the Mimoso River). This study concludes that geomorphology is the primary control on tufa genesis in the region. Precipitation in the high-energy system of the Mimoso River is predominantly physicochemical, whereas in the low-energy system of the Sucuri River, biochemical processes are dominant. The micrite has a mixed origin, being mostly autochthonous (precipitated *in situ*), with a detrital allochthonous component.

Keywords: biogeochemistry; micrite; tufa; Serra da Bodoquena.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de localização da área de estudo indicando a área urbana de Bonito e os locais de coleta de amostras (Fazenda Estância Mimosa e Fazenda São Geraldo) em relação à hidrografia (Rios Mimoso, Formoso e Sucuri), à malha rodoviária e à delimitação do Parque Nacional Serra da Bodoquena. O mapa de inserção indica a posição do município dentro do estado de Mato Grosso do Sul.....28
- Figura 2: Imagens de microscópio eletrônico de varredura. 1) Alga verde (Halimeda) produtora de carbonato em recifes tropicais e subtropicais, com filamentos orgânicos preservados; 2) Agulhas de Aragonita de Halimeda; 3) Sedimento pelágico composto predominantemente por fósseis calcários, incluindo coccolitos, com muitos foraminíferos planctônicos e calcisferas; 4) Cocosfera; 5) Cocosferas bem preservadas e coccolitos quebrados; 6) Micrita microbiana formada por cianobactérias; 7) Calcário de águas profundas composto por Schizosphaerella (alga calcárea). Fonte: Retirado de Flügel (2010)..35
- Figura 3: Classificação de microtexturas micríticas, observadas em reservatórios do Cretáceo no Oriente Médio, baseada principalmente na morfologia dos cristais e no tipo de contato entre os cristais. Microtexturas porosas, com contatos pontuais a parcialmente coalescentes, são distintas das microtexturas compactas com contatos intercristalinos totalmente coalescentes. Fonte: Retirado de Deville de Periere *et al.* (2011).37
- Figura 4: Contexto regional e distribuição espacial dos pontos de coleta de amostras de rocha e água na área de estudo, destacando a proximidade com o Parque Nacional da Serra da Bodoquena e a área urbana de Bonito, além da hidrografia e malha rodoviária.50
- Figura 5: Lâminas petrográficas utilizadas no trabalho.51
- Figura 6: Mapa hidrográfico da área de estudo, sobreposto a um modelo de relevo sombreado. O mapa delimita a Bacia do Rio Formoso (contorno vermelho) e destaca a Sub-bacia do Rio Mimoso (amarelo) e a Microbacia do Rio Sucuri (rosa) nela inseridas. A rede de drenagem é classificada de acordo com a ordem de Strahler.61

Figura 7: Trecho do Rio Sucuri com águas cristalinas e azuladas. Foto: Almério França.....	62
Figura 8: Cascata de tufas do Rio Mimoso, com águas turvas e acastanhadas. Foto: Almério França.....	63
Figura 9: Mapa hipsométrico dos sistemas Mimoso e Sucuri, destacando a hidrografia, a localização do município de Bonito, a localização dos pontos de amostragem e o traçado dos perfis topográficos elaborados.....	63
Figura 10: Perfil topográfico regional N-S (~25 km) ilustrando a pronunciada mudança de relevo, partindo de terrenos mais acidentados e de maior elevação ao norte (Rio Mimoso) para a planície de baixa altitude ao sul (Rio Sucuri). Exagero vertical = 20x.	64
Figura 11: Perfil topográfico do Rio Mimoso. O perfil é orientado de NW a SE e detalha a topografia do vale fluvial, com uma maior variação no relevo. Exagero vertical = 4x.....	64
Figura 12: Perfil topográfico do Rio Sucuri. Em contraste com o Rio Mimoso, este perfil, orientado de SW a NE, exhibe uma topografia extremamente plana e de baixo relevo. Exagero vertical = 2,5x.	64
Figura 13: Mapa geomorfológico da área de estudo. O mapa exhibe a distribuição espacial das unidades geomorfológicas: Serra da Bodoquena, Alinhamentos Serranos da Bodoquena Oriental, Depressão do Rio da Prata e Planalto Dissecado da Borda Ocidental da Bacia do Paraná. A rede hidrográfica (incluindo os rios Formoso, Mimoso e Sucuri) é apresentada, juntamente com a localização dos pontos de amostragem de rocha e água. Locais de referência principais (município de Bonito, Estância Mimosa e Fazenda São Geraldo) também estão indicados.	65
Figura 14: Mapa de uso e cobertura da terra da área de estudo. O mapa exhibe a distribuição espacial das classes de vegetação e do uso antrópico. A rede hidrográfica (incluindo os rios Formoso, Mimoso e Sucuri) é apresentada, juntamente com a localização dos pontos de amostragem de rocha e água. Principais locais de referência (município de Bonito, Estância Mimosa e Fazenda São Geraldo) também estão indicados.	66

- Figura 15: Contexto geológico da área de estudo. O mapa detalha a distribuição superficial das principais litologias e lineamentos estruturais em relação ao sistema de drenagem principal, composto pelos rios Mimoso, Formoso e Sucuri. A localização dos pontos de amostragem de rocha (círculos marrons) e de água (círculos azuis) está destacada, assim como o município de Bonito, a Estância Mimosa e a Fazenda São Geraldo.67
- Figura 16: Caracterização petrográfica do litotipo oncóide. (A) Imagem de estereomicroscópio exibindo a morfologia macroscópica dos grãos, caracterizados por formas subesféricas a elípticas e coloração castanha. (B) Fotomicrografia em luz polarizada cruzada, detalhando laminações concêntricas desenvolvidas ao redor de diferentes tipos de núcleos, as setas indicam um núcleo composto por fragmento de oncóide e um núcleo de quartzo. (C) Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) de um oncóide seccionado, destacando as laminações concêntricas e a presença de estruturas do tipo *bacterial shrub* nas zonas de maior porosidade. (D) Detalhe em MEV evidenciando a associação entre matéria orgânica amorfa e cristais de micrita anédrica compacta.69
- Figura 17: Mapas de distribuição elementar (intensidade de raios-X) evidenciando a variação da composição química em seção de um oncóide do Rio Sucuri. (A) Mapa de intensidade de Ferro, onde as cores quentes (vermelho/laranja) destacam o enriquecimento relativo deste elemento na região do núcleo, contrastando com as laminações externas. (B) Mapa de intensidade de Manganês, demonstrando um padrão de concentração similar ao do ferro.70
- Figura 18: Caracterização petrográfica do litotipo micrito. (A) Imagem de estereomicroscópio evidenciando a textura granular inconsolidada, composta por grãos subesféricos, conchas e tubos de algas de coloração cinza-claro. (B) Imagem geral em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) de um agregado micrítico, exibindo textura grumosa e zonas contrastantes contendo cristais de esparita. (C) Detalhe em MEV mostrando a relação textural entre os cristais de esparita (mais claros) e a matriz micrítica. (D) Imagem de MEV destacando a

diversidade morfológica cristalina, especificamente a presença de micrita *needle* associada a restos de matéria orgânica amorfa.71

Figura 19: Mapas de distribuição elementar (intensidade de raios-X) ilustrando a heterogeneidade química do litotipo micritos inconsolidados. (A) Mapeamento de intensidade de Ferro, onde se observa um nítido contraste composicional: as áreas de cores quentes (vermelho/laranja) indicam a matriz micrítica enriquecida em ferro, enquanto as zonas de menor intensidade (amarelo/verde) correspondem aos cristais de esparita. (B) Mapeamento de intensidade de Manganês, exibindo um padrão de distribuição espacial análogo ao do ferro.....72

Figura 20: Caracterização petrográfica do litotipo alga carácea. (A) Imagem de estereomicroscópio exibindo fragmentos tubulares de talos de caráceas calcificadas, de coloração cinza-esbranquiçada. (B) Detalhe em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) revelando a presença de uma densa trama de filamentos de cianobactérias associada à estrutura. (C) Fotomicrografia em MEV destacando a associação biológica e mineralógica, com a presença de frústulas de diatomáceas junto a cristais de micrita de morfologias fundida e anédrica compacta. (D) Imagem de MEV evidenciando a estrutura da alga carácea calcificada e a precipitação de cristais de silvita (mais claros) sobre o substrato carbonático.....73

Figura 21: Caracterização petrográfica do litotipo tufa. (A) Fotomicrografia em luz natural destacando a trama da rocha com abundante matéria orgânica escura e porosidade do tipo *vug* (preenchida por resina azul). (B) Fotomicrografia em luz natural das laminações e crostas carbonáticas, exibindo o desenvolvimento de estruturas do tipo *bacterial shrubs* alternadas com níveis de matéria orgânica e porosidade fenestral. (C) Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) mostrando uma densa rede de filamentos de cianobactérias calcificadas. (D) Detalhe em MEV evidenciando cristais com morfologia *dumbbell*.74

Figura 22: Caracterização petrográfica do litotipo tufa. (A) Imagem de MEV destacando a morfologia de micrita do tipo "couve-flor" em associação com filmes de EPS. (B) Detalhe em MEV mostrando a preservação de estruturas orgânicas de EPS (estruturas tubulares) e cristais de micrita

organizados em domínios triangulares. (C) Imagem de MEV evidenciando processos de calcificação, com a presença de bainhas de EPS calcificadas (estruturas tubulares) junto a micrita em domínios triangulares. (D) Visão geral (MEV) da textura da rocha, dominada pela morfologia micrítica "couve-flor" entremeada por restos de EPS.....75

Figura 23: Gráfico ilustrando a distribuição percentual dos óxidos maiores (>1%) nos diferentes litotipos dos rios Sucuri e Mimoso. As barras representam a proporção relativa de CaO, SiO₂, CO₂+H₂O (perda ao fogo), Al₂O₃ e Fe₂O₃. Observa-se a predominância dos componentes carbonáticos (CaO em azul e CO₂+H₂O em verde) nos litotipos de alta pureza, como a tufa crosta, tufa *moss* e alga carácea. Em contraste, observa-se a contribuição significativa de componentes siliciclásticos (SiO₂ em cinza e Al₂O₃ em amarelo) nas amostras de micrita particulada do Rio Sucuri e nas amostras de matéria orgânica, evidenciando a natureza mista destes depósitos.77

Figura 24: Gráfico representando as concentrações de óxidos menores e elementos traço (em ppm) nos litotipos dos rios Sucuri e Mimoso. No Rio Sucuri, destaca-se a anomalia de Cl na alga carácea (barra creme) e a presença exclusiva de ZrO₂ na micrita particulada (barra azul escura). A matéria orgânica particulada, em ambos os sistemas, mostra um enriquecimento relativo em SO₃ (barra verde). No Rio Mimoso, a amostra de matéria orgânica apresenta a maior concentração acumulada de elementos menores, impulsionada pelos elevados teores de K₂O (barra laranja) e MgO (barra azul), enquanto as tufas (*moss* e crosta) exibem concentrações totais inferiores, dominadas essencialmente pelo MgO.....78

Figura 25: Gráfico representando a composição mineralógica semiquantitativa (DRX) dos litotipos dos rios Sucuri e Mimoso. O gráfico evidencia o contraste entre as fácies de precipitação autigênica, dominadas por calcita (azul), como as tufas e micritos inconsolidados, e as fácies com influência terrígena, com predomínio de quartzo (cinza) na micrita particulada do Rio Sucuri e o enriquecimento em argilominerais (caulinita e illita) nas amostras de matéria orgânica particulada de ambos os sistemas.....80

Figura 26: Gráfico de dispersão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$) evidenciando a ampla variabilidade do Rio Sucuri (azul), polarizada entre o enriquecimento em ^{13}C na alga carácea e o empobrecimento na matéria orgânica. No Rio Mimoso (laranja), os dados mostram-se mais agrupados. Destaca-se, em ambos os sistemas, a tendência da micrita particulada aos valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$82

Figura 27: Gráfico de dispersão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$) comparando amostras naturais e submetidas a tratamentos químicos (NaClO , H_2O_2). A distribuição dos dados delimita dois campos genéticos distintos: o campo *Degassing*, que agrupa as amostras de micrita particulada do Rio Mimoso (valores mais enriquecidos), sugerindo a perda físico-química de CO_2 como mecanismo dominante; e o campo Fotossíntese, que reúne as amostras de matéria orgânica particulada do Rio Sucuri (valores mais negativos), refletindo a influência do fracionamento metabólico biológico.....84

Figure 1: Location and geological framework of the study area near Bonito, Mato Grosso do Sul state, Brazil. The map details the surface distribution of the main lithologies and structural lineaments, in relation to the primary drainage system, composed of the Mimoso, Formoso, and Sucuri rivers. The locations of rock sampling points (brown circles) and water sampling points (blue circles) are highlighted.....98

Figure 2: Hydrographic map of the study area near Bonito, Brazil, overlaid on a shaded relief model. The map delineates the Formoso River Basin (red outline) and highlights the nested Mimoso River Sub-basin (yellow) and Sucuri River Micro-basin (pink). The drainage network is classified according to the Strahler stream order. 105

Figure 3: (a) Topographic profile extracted across the Mimoso River (see Fig. 1 for location). The profile runs from NW to SE and details the topography of the river valley. Vertical exaggeration = 4x. (b) Topographic profile extracted across the Sucuri River valley (see Figure 1 for location). In contrast to the Mimoso River, this profile shows an extremely flat, low-relief topography. Vertical exaggeration = 2.5x. (c) A N-S regional topographic profile (~25 km) illustrating the pronounced change in relief from the more rugged, higher-elevation terrain in the north (Mimoso

River) to the low-lying plain in the south (Sucuri River). Vertical exaggeration = 20x..... 106

Figure 4: Field photographs illustrating the contrasting characteristics of the two studied river systems. (a) The Mimoso River, characterized by brownish, turbid water flowing over an active tufa barrage (cascade). (b) The Sucuri River, a clear-water stream with exceptionally low turbidity and high visibility, evident by the distinct blue hue. Photographs by Almério França..... 106

Figure 5: Geomorphological map of the study area, centered on the Bonito municipality, Mato Grosso do Sul, Brazil. The map displays the spatial distribution of the geomorphological units: Bodoquena Range, Eastern Bodoquena Range Alignments, Rio da Prata Depression, and the Dissected Plateau of the Western Border of the Paraná Basin. The hydrographic network (including the Formoso, Mimoso, and Sucuri rivers) is shown, along with the locations of rock and water sampling points. Key reference sites (Bonito City, Estância Mimosa Farm, and São Geraldo Farm) are also indicated. 107

Figure 6: Land use and land cover map of the study area, centered on the Bonito municipality, Mato Grosso do Sul, Brazil. The map displays the spatial distribution of vegetation classes and anthropogenic land use. The hydrographic network (including the Formoso, Mimoso, and Sucuri rivers) is shown, along with the locations of rock and water sampling points. Key reference sites (Bonito City, Estância Mimosa Farm, and São Geraldo Farm) are also indicated. 108

Figure 7: Multi-technique microanalysis of selected lithotypes from the Sucuri River. (a) Photomicrograph of Sample A-1 under cross-polarized light (XPL), showing oncoids characterized by concentric laminae surrounding quartz and oncoïd nuclei. (b) SEM image showing the association between amorphous organic matter and compact anhedral micrite. (c) μ XRF elemental map for Iron (Fe) corresponding to an oncoïd, highlighting a ferruginous nucleus. (d) SEM image detailing sparite crystals within a micrite matrix. (e) SEM image of needle-like crystals nucleating on an amorphous organic substrate. (f) μ XRF elemental map for Fe, indicating iron enrichment within the micritic matrix and depletion

in the sparite crystals. (g) SEM image revealing calcified cyanobacterial filaments. (h) SEM image showing precipitated sylvite crystals on the surface of calcified charophyte algae. 111

Figure 8: Multi-scale analysis of tufa samples from the Mimoso River. (a) Photomicrograph of Sample MIM_4_L under plane-polarized light (PPL). The image shows a laminated texture defined by dark, opaque organic matter, with significant vug porosity highlighted by blue-dyed resin. (b) Photomicrograph of Sample MIM_3_C under plane-polarized light (PPL). The image shows well-defined bacterial shrubs, layers of organic matter, and associated fenestral porosity (highlighted by blue-dyed resin). (c-h) SEM images revealing the sample structures: (c) dense networks of calcified cyanobacteria. (d) surface composed of dumbbell-shaped micrite crystals. (e) porous 'cauliflower micrite' associated with Extracellular Polymeric Substances (EPS). (f, g) triangular domain micrite and calcified EPS sheaths. (h) overview of cauliflower micrite textures embedded in EPS. 112

Figure 9: Cross-plot of stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) comparing various untreated sample types from the Sucuri River (blue triangles) and Mimoso River (orange circles). Values are reported in ‰ relative to the VPDB (Vienna Peedee Belemnite) standard. 117

Figure 10: Cross-plot of stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) comparing treated (NaClO , H_2O_2) and untreated samples from the Sucuri and Mimoso rivers. The samples cluster into two distinct isotopic groups interpreted to reflect the dominant processes: Photosynthesis (particulate organic matter from the Sucuri River) and Degassing (particulate micrite from the Mimoso River). Values are reported in ‰ relative to the VPDB (Vienna Peedee Belemnite) standard. 118

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação de amostras de rocha, sedimento, água e lâminas petrográficas dos sistemas Rio Sucuri e Rio Mimoso.....	49
Tabela 2: Resultados das massas iniciais, finais e perdas nos diferentes tratamentos químicos.....	60
Tabela 3: Resultados de FRX para os óxidos maiores (em %).	76
Tabela 4: Resultados de FRX para óxidos menores e elementos traço (em ppm). ..	77
Tabela 5: Resultados semiquantitativos (%) e qualitativos de DRX.	80
Tabela 6: Resultados de isótopos estáveis de C & O antes do tratamento químico.	81
Tabela 7: Resultados de isótopos estáveis de C, O & N antes e após os tratamentos químicos.....	83
Tabela 8: Resultados de isótopos estáveis de H & O na água.	84
Table 1: List of all rock/sediment samples, water samples, and thin sections analyzed in this study. The table provides the unique sample number, the corresponding river system (Sucuri or Mimoso), and a brief description for each entry.	100
Table 2: Major oxides composition (wt. %) of samples from the Sucuri and Mimoso River systems, determined by X-Ray Fluorescence (XRF). The table includes data for CaO, SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, K ₂ O, P ₂ O ₅ , TiO ₂ , MnO, SrO and Loss on Ignition (CO ₂ + H ₂ O).....	113
Table 3: Minor oxides and trace elements concentrations (ppm) of samples from the Sucuri and Mimoso River systems, determined by X-Ray Fluorescence (XRF). The table includes data for SO ₃ , ZrO ₂ , and Cl.	113
Table 4: Semi-quantitative mineralogical composition (wt. %) of samples from the Sucuri and Mimoso River systems, determined by X-Ray Diffraction (XRD). The table quantifies the main phases (Calcite, Quartz, Kaolinite, Illite) and lists other detected minerals (qualitative).....	115
Table 5: Stable isotope results ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) for samples from the Sucuri and Mimoso River systems. The table presents data for untreated (bulk) samples corresponding to different lithotypes. Carbon and oxygen isotope values are reported in permil (‰) relative to the VPDB standard.	116

Table 6: Stable isotope results ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{15}\text{N}$) for samples from the Sucuri and Mimoso River systems. The table compares data from untreated (bulk) samples with samples subjected to different chemical treatments (NaClO , H_2O_2 , and HCl), likely to isolate specific organic or carbonate fractions. Carbon and oxygen isotope values are reported in permil (‰) relative to the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standard, and nitrogen $\delta^{15}\text{N}$ values are relative to Air..... 118

Table 7: Stable hydrogen $\delta^2\text{H}$ and oxygen $\delta^{18}\text{O}$ isotope composition of water samples from the Mimoso and Sucuri River systems. Values are reported in permil (‰) relative to the VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) standard. For comparison with carbonate data, $\delta^{18}\text{O}$ values were also converted and are reported relative to the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standard. 119

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	23
1.1 PROBLEMA	25
1.2 HIPÓTESE	26
1.3 OBJETIVOS	26
1.3.1 Objetivo geral	26
1.3.2 Objetivos específicos.....	26
1.4 JUSTIFICATIVA	27
1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	27
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS.....	29
2.1.1 Minerais carbonáticos.....	29
2.1.1.1 Grupo da calcita.....	29
2.1.1.2 Grupo da aragonita.....	30
2.1.1.3 Grupo da dolomita	30
2.1.2 Grãos aloquímicos e componentes primários	30
2.1.3 Micrita.....	32
2.1.4 Tipos de rochas carbonáticas.....	38
2.2 TUFAS.....	39
2.2.1 Classificação das tufas.....	40
2.2.2 Modelos ambientais	42
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	44
3 MATERIAIS E MÉTODOS	48
3.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	51
3.2 GEOPROCESSAMENTO.....	52
3.3 ESTEREOMICROSCÓPIO	53
3.4 MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO.....	53
3.5 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA.....	53
3.6 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X	54
3.7 MICROFLUORESCÊNCIA DE RAIOS X.....	55
3.8 DIFRAÇÃO DE RAIOS X	56
3.8.1 Identificação de Argilominerais.....	56
3.9 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	57

3.9.1 Carbono e Oxigênio - $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$	57
3.9.2 Carbono e Nitrogênio - $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{15}\text{N}$	58
3.9.3 Deutério e Oxigênio – $\delta^2\text{H}$ & $\delta^{18}\text{O}$	58
3.9.4 Tratamentos para remoção de Carbono Inorgânico e Matéria Orgânica	59
4 RESULTADOS	61
4.1 GEOPROCESSAMENTO.....	61
4.2 PETROGRAFIA.....	67
4.3 GEOQUÍMICA.....	75
4.3.1 Composição Química	75
4.3.2 Composição Mineralógica	79
4.3.3 Composição Isotópica	81
4.3.3.1 Carbono e Oxigênio – $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$	81
4.3.3.2 Carbono e Oxigênio – $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$ e Carbono e Nitrogênio – $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{15}\text{N}$ Pós-tratamento.....	83
4.3.3.3 Deutério e Oxigênio – $\delta^2\text{H}$ & $\delta^{18}\text{O}$	84
5 DISCUSSÃO	86
5.1 SÍNTESE E CONTEXTUALIZAÇÃO DOS RESULTADOS	86
5.2 CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS E GEOLÓGICOS NA DEPOSIÇÃO DE TUFAS	86
5.3 GÊNESE DAS FÁCIES CARBONÁTICAS E A INFLUÊNCIA MICROBIANA	87
5.4 INTERPRETAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DOS DEPÓSITOS	88
5.5 MODELOS DEPOSICIONAIS INTEGRADOS PARA OS RIOS SUCURI E MIMOSO	89
6 CONCLUSÕES	91
7 ARTIGO “MICRITE FACTORY IN TROPICAL FLUVIAL SYSTEMS: GEOMORPHOLOGICAL AND BIOGEOCHEMICAL CONTROLS IN THE QUATERNARY OF THE SERRA DA BODOQUENA (BONITO, MATO GROSSO DO SUL, BRAZIL)”	93
7.1 INTRODUCTION.....	93
7.2 GEOLOGICAL SETTING	95
7.3 METHODS AND MATERIAL	99
7.3.1 Sample Preparation.....	100
7.3.2 Geoprocessing	101
7.3.3 Morphological and Textural Characterization	101

7.3.4 Mineralogical and Geochemical Characterization	102
7.3.5 Stable Isotope Analyses	103
7.3.6 Chemical Treatments	104
7.4 RESULTS.....	104
7.4.1 Geoprocessing and Geomorphological Analysis	104
7.4.2 Petrographic and Microstructural Characterization.....	109
7.4.3 Chemical Composition (XRF).....	113
7.4.4 Mineralogical Composition (XRD)	114
7.4.5 Isotopic Composition	116
7.5 DISCUSSION	119
7.5.1 Geomorphological and Geological Control on Tufa Deposition	120
7.5.2 Genesis of Carbonate Facies and Microbial Influence	120
7.5.3 Geochemical and Isotopic Interpretation	121
7.5.4 Integrated Depositional Models	122
7.6 CONCLUSIONS	123
AGRADECIMENTOS	125
REFERÊNCIAS.....	126

1 INTRODUÇÃO

Os depósitos carbonáticos têm papel fundamental na reconstrução da história geológica da Terra, atuando como importantes registros de mudanças ambientais, climáticas e biológicas ao longo do tempo. Esses depósitos resultam da interação entre fatores físico-químicos, biológicos e sedimentares, o que lhes confere grande complexidade de formação e interpretação (Flügel, 2010). Dentre os componentes mais relevantes das rochas carbonáticas, a micrita ocupa posição de destaque, sendo frequentemente reconhecida como matriz em calcários. Contudo, a compreensão de sua gênese ainda permanece como um dos principais desafios da sedimentologia carbonática (Bathurst, 1966; Tucker & Wright, 1990).

A micrita pode se originar por diferentes processos, que incluem a precipitação direta da calcita ou aragonita em condições de supersaturação, a atividade de microrganismos que induzem a nucleação mineral e a desagregação mecânica de cristais maiores, com posterior transporte e deposição em ambientes aquáticos (Reid & MacIntyre, 2000; Dupraz *et al.*, 2009). Essa diversidade de mecanismos torna sua interpretação particularmente complexa, uma vez que múltiplos fatores ambientais, tais como temperatura da água, pH, concentração de íons dissolvidos, turbulência hidráulica e atividade biológica, podem atuar simultaneamente ou em diferentes intensidades. Por esse motivo, a micrita constitui não apenas um material de interesse petrográfico, mas também um indicador de processos ambientais e climáticos.

Os depósitos de tufa, formados principalmente por carbonato de cálcio em ambientes continentais, representam um dos contextos mais favoráveis para a investigação da micrita. Nesses sistemas, a deposição carbonática ocorre em rios, lagos, nascentes e cachoeiras, onde processos de desgaseificação de CO₂, aumento de pH, evaporação e atividade biológica promovem a precipitação de carbonatos (Ford & Pedley, 1996; Capezzuoli *et al.*, 2014). A micrita, nesses ambientes, pode estar associada tanto a incrustações em vegetação e algas quanto a precipitação direta em leitos fluviais e margens, constituindo registros sedimentares de alta resolução temporal, frequentemente relacionados a condições ambientais do Quaternário.

A Serra da Bodoquena, situada no estado de Mato Grosso do Sul, destaca-se no contexto brasileiro por abrigar uma expressiva área de ocorrência de tufas,

particularmente nos sistemas fluviais que drenam o planalto carbonático. Nessa região, os rios apresentam águas bicarbonatadas, grande transparência e elevada taxa de desgaseificação de CO₂, condições que favorecem a formação de depósitos carbonáticos recentes (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho & Karmann, 2007). A alta taxa de deposição observada nesses sistemas está relacionada aos processos de dissolução do sistema cárstico desenvolvido nas rochas carbonáticas do Grupo Corumbá (Neoproterozoico), os quais fornecem elevadas concentrações de íons bicarbonato (HCO₃⁻) e cálcio livre (Ca²⁺) dissolvidos na água. Esse processo pode ser representado pelo equilíbrio químico: CaCO₂ (sólido) + CO₂ (gás) + H₂O ↔ Ca²⁺ (aquoso) + 2HCO₃⁻(aquoso).

Esse equilíbrio evidencia o caráter dinâmico do sistema carbonático, no qual pequenas variações na pressão parcial de CO₂, no pH ou na concentração iônica podem desencadear a precipitação ou dissolução de carbonatos. Além disso, estudos anteriores demonstram que a ação microbiana desempenha papel relevante no processo, favorecendo a nucleação mineral e acelerando a deposição em condições naturais (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho & Karmann, 2007; Sallun Filho *et al.*, 2009; Oste *et al.*, 2018; Rodrigues *et al.*, 2021;). Dessa forma, a precipitação de tufas carbonáticas na região de Bonito deve ser entendida como resultado de uma interação complexa entre fatores físico-químicos e biológicos.

Os rios Sucuri e Mimoso, selecionados como área de estudo nesta pesquisa, inserem-se nesse contexto geomorfológico e hidroquímico particular. O Rio Sucuri é caracterizado por águas cristalinas, emergindo em nascentes cársticas que favorecem a observação direta dos processos de deposição carbonática. O Rio Mimoso, por sua vez, destaca-se pela presença de cachoeiras e degraus de tufa expressivos, representando condições distintas de energia hidráulica e dinâmica deposicional. Essa diversidade de ambientes permite comparar diferentes situações de formação e preservação da micrita, ampliando as possibilidades de interpretação sobre seus mecanismos de origem.

Em estudos paleoclimáticos, a análise isotópica e geoquímica das tufas possibilita a reconstrução de variações ambientais e hidrológicas em escala de milhares de anos, contribuindo para a compreensão de mudanças climáticas pretéritas (Kano *et al.*, 2003; Kawai *et al.*, 2006). No contexto econômico, depósitos de tufa são considerados semelhantes às rochas carbonáticas dos reservatórios petrolíferos do Pré-sal, devido à similaridade entre seus sistemas porosos. Além disso, a presença

de micrita em carbonatos, geralmente como matriz, é um fator prejudicial em reservatórios (Deville de Periere *et al.*, 2011). Dessa forma, compreender os processos atuais de formação da micrita em sistemas continentais tropicais pode fornecer subsídios diretos para modelos de reservatórios carbonáticos de importância estratégica no Brasil.

Os depósitos de tufas desempenham papel relevante no ciclo do carbono, atuando tanto como sumidouros temporários quanto como fontes de CO₂ para a atmosfera. A precipitação carbonática em ambientes de cachoeiras e corredeiras ocorre principalmente devido à supersaturação da água, condição frequentemente induzida pela perda de CO₂ por desgaseificação turbulenta, fenômeno que acelera a deposição carbonática e libera CO₂ para a atmosfera (Chen *et al.*, 2004). Esse processo é significativo para a evolução hidroquímica de sistemas fluviais e para o balanço global de carbono, já que fluxos de evasão de CO₂ a partir de águas continentais representam parcela expressiva do ciclo global (Raymond *et al.*, 2013). Além disso, tufas constituem importantes arquivos ambientais e climáticos, registrando variações hidroquímicas e ecológicas ao longo do tempo, o que os torna relevantes para a compreensão da interação entre processos geomorfológicos, biológicos e o ciclo do carbono em ambientes continentais (D'Alessandro *et al.*, 2020; Dong *et al.*, 2023).

O estudo das micritas em Bonito/MS, portanto, insere-se em um quadro mais amplo de investigação dos controles sedimentológicos, geomorfológicos e biogeoquímicos em ambientes carbonáticos tropicais. A análise integrada de petrografia, geoquímica e isótopos estáveis possibilita não apenas identificar os mecanismos de formação da micrita, mas também discutir suas implicações para interpretações paleoambientais e para a caracterização de sistemas análogos em escala geológica.

1.1 PROBLEMA

Apesar da importância paleoambiental, paleoclimática e econômica da micrita em depósitos de tufa, os mecanismos de sua formação nos rios da região de Bonito/MS ainda não estão totalmente compreendidos. Ainda existem dúvidas sobre a contribuição relativa de processos *in situ*, mediados por microrganismos, e de fatores físico-químicos, como supersaturação, desgaseificação e variação de pH, bem

como sobre a participação de micrita alóctone proveniente do intemperismo de rochas pré-existentes. Essa lacuna dificulta a interpretação de registros sedimentares e limita o entendimento dos controles ambientais e biogeoquímicos que regulam a precipitação de carbonato nesses sistemas.

1.2 HIPÓTESE

A hipótese da pesquisa é que os três processos de formação (bioquímico, químico e detrítico) ocorrem/ocorreram na região, sendo o controle desses mecanismos influenciado pelas características geológicas e geomorfológicas específicas de cada rio/ambiente deposicional.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo geral

Sendo assim, a presente pesquisa tem como objetivo geral caracterizar e compreender os processos envolvidos na formação de micrita nos rios da região de Bonito/MS.

1.3.2 Objetivos específicos

- (1) Distinguir as feições petrográficas, químicas e mineralógicas associadas a materiais/componentes micríticos autóctones e alóctones;
- (2) Investigar a ocorrência de microrganismos associados à precipitação de micrita;
- (3) Determinar a distribuição espacial da micrita em diferentes trechos dos rios/ambientes deposicionais, correlacionando-a com as variáveis geomorfológicas da região;
- (4) Comparar os tipos de micrita encontrados na região para compreender se há variações nas condições formadoras entre os diferentes locais analisados;
- (5) Caracterizar os principais processos de precipitação de micrita nos rios Sucuri e Mimoso.

1.4 JUSTIFICATIVA

A micrita, principal componente de depósitos de tufa continentais, registra, através de sinais isotópicos e geoquímicos, variações ambientais e climáticas, sendo uma importante ferramenta para reconstruções paleoambientais (Kano *et al.*, 2003; Kawai *et al.*, 2006). Além disso, esses depósitos apresentam características semelhantes às rochas carbonáticas do Pré-sal, como alta porosidade e permeabilidade, sendo relevantes para exploração de hidrocarbonetos, e ainda desempenham um papel importante no ciclo do carbono em ambientes continentais (Chen *et al.*, 2004; Raymond *et al.*, 2013; D'Alessandro *et al.*, 2020; Dong *et al.*, 2023). Os rios Sucuri e Mimoso, em Bonito/MS, oferecem condições distintas de deposição, permitindo investigar os mecanismos de formação da micrita e sua relação com fatores físico-químicos e biológicos, contribuindo para o entendimento de processos sedimentológicos, paleoambientais e biogeoquímicos em ambientes carbonáticos tropicais.

1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende dois rios, Sucuri e Mimoso, situados nas proximidades do município de Bonito, estado do Mato Grosso do Sul, Brasil. As amostras provenientes do Rio Sucuri foram coletadas nas dependências da Fazenda São Geraldo (UTM 7.649.388S e 544.775W). Enquanto as amostras do Rio Mimoso foram coletadas nas dependências da Estância Mimosa (UTM 7.679.709S e 550.283W). O acesso aos locais pode ser realizado a partir das rodovias MS-382, MS-345 e MS-178, além das estradas vicinais (FIGURA 1).

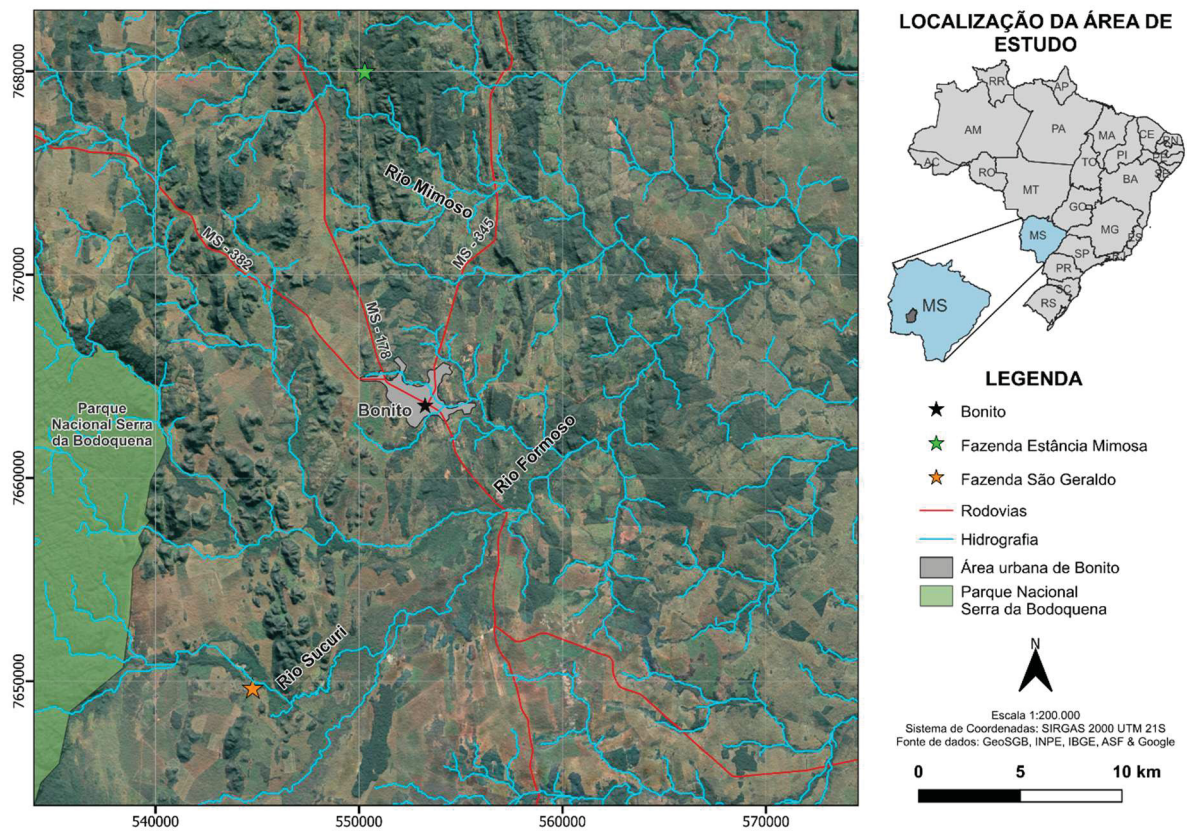


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo indicando a área urbana de Bonito e os locais de coleta de amostras (Fazenda Estância Mimosa e Fazenda São Geraldo) em relação à hidrografia (Rios Mimoso, Formoso e Sucuri), à malha rodoviária e à delimitação do Parque Nacional Serra da Bodoquena. O mapa de inserção indica a posição do município dentro do estado de Mato Grosso do Sul.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

As rochas carbonáticas são compostas principalmente por minerais carbonáticos $[X(\text{CO}_3)_x]$, como calcita, dolomita e aragonita. Embora apresentem baixa diversidade mineralógica, suas texturas podem ser bastante variadas. Os principais componentes dessas rochas incluem o arcabouço, a matriz e o cimento (Tucker & Wright, 1990).

2.1.1 Minerais carbonáticos

Os minerais carbonáticos são aqueles formados por CO_3^{2-} e um ou mais cátions, com cerca de sessenta variedades conhecidas. Entre eles, a calcita (CaCO_3 trigonal) e a aragonita (polimorfo ortorrômbico) são as mais comuns em sedimentos modernos, já em rochas antigas, a calcita e a dolomita são mais prevalentes. Vários cátions, como Mg^{2+} , Fe^{2+} e Mn^{2+} , podem substituir o Ca^{2+} na estrutura da calcita, enquanto Sr^{2+} e Ba^{2+} são mais frequentes na aragonita. A composição de elementos-traço em ambos os minerais é influenciada por processos bioquímicos e físico-químicos. Além disso, a precipitação de minerais carbonáticos está associada à presença de matéria orgânica, que afeta tanto a formação quanto a morfologia dos cristais (Flügel, 2010).

2.1.1.1 Grupo da calcita

É composto por cinco minerais isomorfos que cristalizam no sistema trigonal: calcita (CaCO_3), magnesita (MgCO_3), siderita (FeCO_3), rodocrosita (MnCO_3) e smithsonita (ZnCO_3). A calcita é o mineral carbonático mais comum e permite a substituição de cálcio por íons de magnésio em sua estrutura, formando calcita de baixo teor de magnésio (<4% Mg) e de alto teor de magnésio (>4% Mg <19%). Os minerais do grupo apresentam propriedades físicas semelhantes e podem se substituir parcialmente, formando soluções sólidas. O cristal romboédrico é o hábito mais frequente, embora também possam ocorrer em formas tabulares, fibrosas, em

agulha, escalenoédricas, prismáticas, aciculares e lamelares (Nichols, 2009; Flügel, 2010; Klein & Dutrow, 2012).

2.1.1.2 Grupo da aragonita

É composto por quatro minerais isomorfos que cristalizam no sistema ortorrômbico: aragonita (CaCO_3), witherita (BaCO_3), estroncianita (SrCO_3) e cerussita (PbCO_3). Embora a calcita e a aragonita tenham a mesma composição química, elas apresentam estruturas cristalinas distintas. A aragonita se distingue da calcita por sua maior densidade e dureza, além da ausência de clivagem e uma alta proporção Sr/Ca, que varia conforme a temperatura da água. Em aragonitas esqueléticas, processos físico-químicos são cruciais para a incorporação de Sr durante a biomineralização, enquanto o Mg está presente em baixas concentrações. A aragonita é encontrada em sedimentos modernos como material esquelético e cimento, e precipita como cristais em forma de agulha (Nichols, 2009; Flügel, 2010; Klein & Dutrow, 2012).

2.1.1.3 Grupo da dolomita

É composto por três minerais de carbonato cálcio-magnesianos (Mg >20%) isomorfos, que cristalizam no sistema hexagonal: dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], ankerita [$\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}/\text{Mn}^{2+})(\text{CO}_3)_2$] e kutnohorita [$\text{CaMn}^{2+}(\text{CO}_3)_2$]. A dolomita pode ser diferenciada da calcita por sua forma cristalina frequentemente euédrica em lâminas delgadas. Além disso, pode ser identificada por difração de raios X e por técnicas de coloração utilizando amarelo titan, alizarina ou ferrocianeto de potássio. Pequenas quantidades de ferro conferem tonalidades marrons ou acastanhadas a diversas rochas dolomíticas e dolomitizadas (Nichols, 2009; Flügel, 2010; Klein & Dutrow, 2012).

2.1.2 Grãos aloquímicos e componentes primários

Folk (1959) descreve componentes aloquímicos como materiais formados por precipitação química ou bioquímica em bacias sedimentares, frequentemente transportados mecanicamente. Esses grãos são os principais componentes das

rochas carbonáticas sedimentares e incluem intraclastos, bioclastos, pelóides, oóides e oncóides (Tucker & Wright, 1990).

Segundo Terra *et al.* (2010), os intraclastos são fragmentos parcialmente litificados que, após erosão, foram redepositados na bacia sedimentar, sendo penecontemporâneos aos sedimentos carbonáticos. A identificação da sua composição é bastante significativa para interpretações paleoambientais e, conforme Scholle & Ulmer-Scholle (2003), também podem ser indicativos de ambientes de alta energia durante a deposição.

Os bioclastos são os principais componentes das rochas carbonáticas bioclásticas, abrangendo fósseis e fragmentos de organismos com estruturas calcárias, como cnidários, equinodermas, briozoários, braquiópodes e moluscos (Terra *et al.* 2010; Tucker & Dias-Brito, 2017).

Os pelóides e pelóides fecais são grãos micríticos subesféricos, geralmente com diâmetro entre 0,1 e 0,5 mm, e sem estrutura interna (Terra *et al.*, 2010; Tucker & Dias-Brito, 2017). Sua origem é variada, incluindo fragmentos de bioclastos, algas vermelhas arredondadas, clastos de lama ou resíduos fecais. A classificação dos pelóides pode fornecer informações sobre paleoambientes e processos de diagênese (Flügel, 2010). Esses grãos são comumente encontrados em planícies de maré, lagunas e áreas interiores de plataformas (Tucker, 2001).

Os oóides são grãos esféricos a subesféricos, que se formam por acreção físico-química ao redor de um núcleo de partícula carbonática ou grão de quartzo, em ambiente marinho. Geralmente, têm tamanho entre 0,2 e 1,0 mm, podendo exceder 2,0 mm em alguns casos (Terra *et al.*, 2010). A mineralogia, textura, tamanho e abundância dos oóides são excelentes indicadores das condições físicas e químicas do ambiente de deposição, além de refletirem aspectos como temperatura, salinidade, profundidade e energia da água (Flügel, 2010).

Os oncóides são partículas resultantes da acreção organosedimentar de algas, micróbios e outros organismos incrustantes. Eles podem apresentar formas subesféricas, subelípticas ou irregulares e variar em tamanho de milimétrico a centimétrico (Tucker & Dias-Brito, 2017). De acordo com Flügel (2010), o tamanho dos oncóides está associado às taxas de sedimentação, energia e processos metabólicos dos organismos incrustantes, tornando-os bons indicadores paleoambientais que ajudam a identificar variações do nível da água e padrões deposicionais.

Os esferulitos são partículas geralmente menores que 2 mm, de formato esférico a subesférico, com contornos lisos ou lobados. Sua porção central é composta por micrita radial, e esses grãos podem apresentar uma variedade de estruturas internas, sem um núcleo definido. Podem ocorrer isoladamente ou em aglomerados, sendo classificados como partículas *in situ*. No entanto, quando retrabalhados, são considerados grãos aloquímicos (Terra *et al.*, 2010; Gomes *et al.*, 2020).

Chafetz & Folk (1984), descrevem os *shrubs* como estruturas arborescentes que formam intercalações e podem atingir metros de altura, conferindo uma aparência de "florestas em miniatura". Estudos posteriores, como o de Erthal *et al.* (2017), exploraram as diferentes morfologias de *shrubs* em depósitos carbonáticos na Itália, associando essas variações com a intensidade do fluxo de água e a presença de atividade microbiana, fatores que influenciam sua formação e crescimento.

2.1.3 Micrita

O termo micrita foi inicialmente introduzido por Folk (1959, 1962), como uma abreviação para calcita microcristalina, referindo-se a (1) matriz de calcita microcristalina como um constituinte das rochas, (2) como um termo combinado para classificação de carbonatos (*e.g.* biomicrita) e (3) para designar rochas formadas majoritariamente por calcita microcristalina.

Folk (1959, 1962), classifica como micrita grãos de calcita entre 1 e 4 μm de diâmetro, formada por precipitação química ou bioquímica relativamente rápida em ambiente marinho. No entanto, o autor reforça que a classificação baseada somente no tamanho do grão não é suficiente. Flügel (2010), classifica a matriz carbonática em três categorias, de acordo com o tamanho dos grãos: micrita (<4 μm), microesparita (5 – 30 μm , mais comumente entre 5 – 7 μm) e calcisiltito (2 – 62 μm). Enquanto Deville de Periere *et al.* (2011), propõe uma subdivisão granulométrica para a micrita: micrita fina (0,1 – 2 μm), micrita grossa (2 – 4 μm) e micrita muito grossa (4 – 10 μm).

Segundo Tucker & Wright (1990), a origem das micritas permanece um dos grandes desafios na sedimentologia de carbonatos. Assim como outros componentes das rochas carbonáticas, as micritas podem ser formadas por diferentes processos, o que torna sua identificação e classificação complexas, especialmente após as alterações que ocorrem durante a diagênese.

As micritas podem se formar por precipitação química, geralmente associada a condições de altas temperaturas e salinidade, ou por variações na pressão parcial de CO₂, como ocorre em alguns lagos. A formação biogênica das micritas também é comum, resultante do acúmulo de fragmentos esqueléticos de invertebrados e plantas calcárias, como os coccolitoforídeos, e de bioclastos similares. Organismos que raspam, trituram ou perfuram substratos carbonáticos geram lama micrítica por meio de bioerosão. A precipitação induzida biologicamente também é uma fonte importante de micrita, sendo a fotossíntese de algas o principal fator que desencadeia a precipitação de carbonato. Em pântanos algais, regiões marinhas marginais e ambientes de água doce, grandes quantidades de micrita podem ser formadas, principalmente devido à precipitação promovida por cianobactérias (Tucker & Wright, 1990).

Algumas micritas são diagenéticas e representam cimentos, muitos calcretes (rochas carbonáticas secundárias, originadas do solo) possuem matriz de micrita, as quais são secundárias, sendo parte cimento e parte substituição de grãos originais. Esses cimentos também ocorrem em ambientes marinhos, sedimentos do recife e do talude da Jamaica contêm extensos depósitos de micrita e pellets de micrita, produtos da erosão biológica e da cimentação de calcita micrítica com alto teor de Mg, cimentos de micrita semelhantes também podem ser encontrados em recifes antigos (Tucker & Wright, 1990).

Dessa forma, Tucker & Wright (1990), propõem que o termo micrita seja utilizado de maneira mais ampla, como um termo genérico para se referir à calcita microcristalina, não sendo restrito à definição de matriz composta por grãos micríticos. Atualmente, a micrita é compreendida como uma matriz fina em rochas carbonáticas, bem como os constituintes finos de grãos carbonáticos, com tamanhos variando de criptocristalina a microcristalina (Flügel, 2010).

Flügel (2010), classifica as micritas em três grandes grupos, baseados nos processos de formação (FIGURA 2):

Automicrita (micrita autóctone) – precipitada *in situ*

- Abiogênica (inorgânica) – precipitação físico-química causada por mudanças na temperatura e salinidade da água;
- Biologicamente induzida – precipitação mediada por matéria orgânica, causando organomineralização e formação de organomicrita;

- Biologicamente controlada – processos metabólicos de bactérias heterótrofas e quimiolitotróficas e de cianobactérias e algas fototróficas causam mudanças no ambiente, favorecendo a precipitação.

Alomicrita (micrita alóctone) – deposição de material esquelético desintegrado e detritos erosionais

- Desintegração da biota bentônica – desintegração de algas calcárias e esqueletos de invertebrados, bioerosão causando abrasão detrital e microperfurações causando “micritização”;
- Desintegração da biota pelágica – acumulação de plâncton calcáreo (coccolitoforídeos, foraminíferos, litoforídeos e outros nanofósseis);
- Erosão e abrasão – erosão mecânica de calcáreo

Pseudomicrita – micrita diagenética

- Diagênese – cimento carbonático micro e criptocristalino e recristalização e diminuição no tamanho dos grãos (substituição de grãos maiores por agregados de grãos menores).

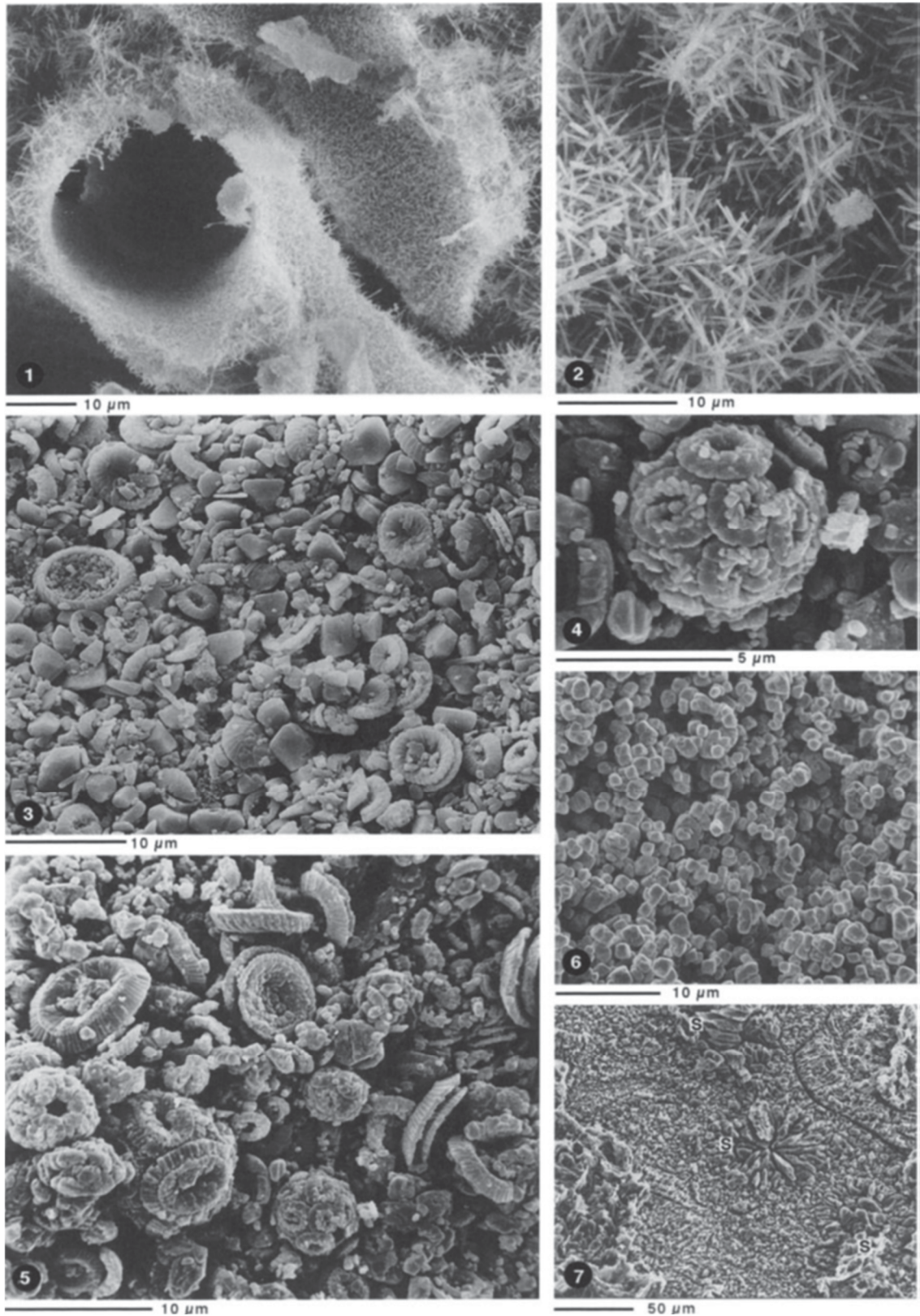


Figura 2: Imagens de microscópio eletrônico de varredura. 1) Alga verde (*Halimeda*) produtora de carbonato em recifes tropicais e subtropicais, com filamentos orgânicos preservados; 2) Agulhas de Aragonita de *Halimeda*; 3) Sedimento pelágico composto predominantemente por fósseis calcínicos, incluindo coccolitos, com muitos foraminíferos planctônicos e calcisferas; 4) *Cocosfera*; 5) *Cocosferas* bem preservadas e coccolitos quebrados; 6) *Micrita microbiana* formada por cianobactérias; 7) Calcário de águas profundas composto por *Schizosphaerella* (alga calcárea). Fonte: Retirado de Flügel (2010).

Entretanto, é importante ressaltar a diferença entre micrita e processo de micritização, Bathurst (1966), criou o conceito de micritização para descrever um processo em que as características originais dos grãos de carbonato são transformadas em texturas criptocristalinas devido às repetidas microperfurações causadas por algas, seguidas pelo preenchimento das cavidades com precipitados micríticos. Posteriormente, o conceito de micritização foi expandido para abranger outros processos diagenéticos em ambientes marinhos rasos, nos quais ocorre a eliminação da microestrutura original do carbonato devido a uma alteração gradual para texturas criptocristalinas (Alexandersson, 1972; Sibley & Murray, 1972; Reid *et al.*, 1992; Reid & Macintyre, 2000).

De acordo com Deville de Periere *et al.* (2011), a cristalometria das partículas de micrita, a morfologia dos cristais e os tipos de contato intercristalino são os parâmetros mais importantes que controlam as propriedades de reservatórios carbonáticos. Os autores propuseram uma classificação morfológica de micritas com base na forma dos cristais e no tipo de contato entre eles, complementando a classificação de Lambert *et al.* (2006). A classificação de Deville de Periere *et al.* (2011) inclui seis microtexturas micríticas: micritas arredondadas, micritas subarredondadas, micritas escaleno-romboédricas, micritas microrrômbricas a poliédricas, micritas anédricas compactas e micritas fundidas (FIGURA 3).

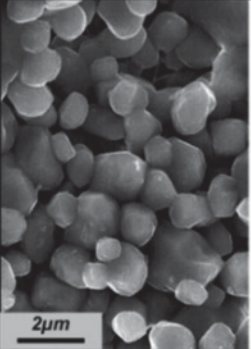
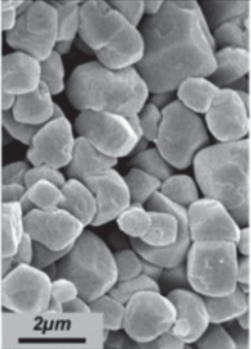
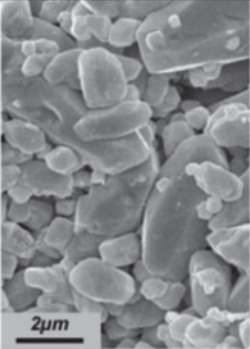
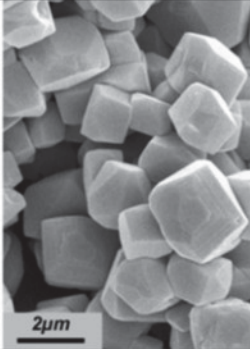
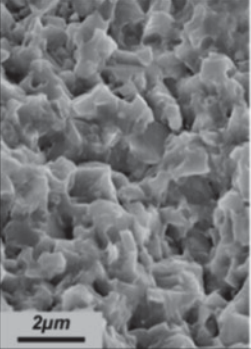
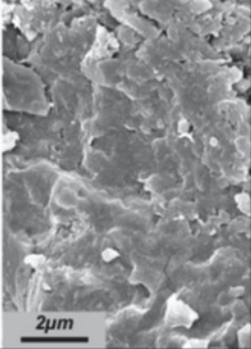
Porous Micrites				
	Rounded	Subrounded	Scaleno-Rhomboedral	Micro-rhombic / Polyhedral
S.E.M.				
Crystal shape	Anhedral / Subhedral / Roundness	Subhedral	Scaleno-hedral / Scaleno-rhomboedral	Euhedral / Rhombic
Inter-Crystalline Contacts	Punctic / Partially coalescent			
Tight Micrites				
	Anhedral compact	Fused		
S.E.M.				
Crystal shape	Subhedral / Anhedral	Anhedral		
Inter-Crystalline Contacts	Fully coalescent but distinct	Fused - Mostly indistinct		

Figura 3: Classificação de microtexturas micríticas, observadas em reservatórios do Cretáceo no Oriente Médio, baseada principalmente na morfologia dos cristais e no tipo de contato entre os cristais. Microtexturas porosas, com contatos pontuais a parcialmente coalescentes, são distintas das microtexturas compactas com contatos intercristalinos totalmente coalescentes. Fonte: Retirado de Deville de Periere *et al.* (2011).

2.1.4 Tipos de rochas carbonáticas

Os carbonatos podem ser classificados em dois grupos principais: bioquímicos e químicos. Os carbonatos bioquímicos se formam por meio de processos biológicos, enquanto os químicos resultam de processos inorgânicos, ou seja, ocorrem sem a participação de organismos vivos.

Segundo Dupraz *et al.* (2009), os carbonatos bioquímicos podem ser subdivididos em biominerais, que são diretamente precipitados por organismos, e organominerais, cuja formação envolve uma interação entre processos biológicos e químicos.

Os biominerais, produtos da mineralização biologicamente controlada, são formados por processos internos aos organismos, regulados geneticamente (DNA). A atividade celular desses organismos controla a nucleação, o crescimento e a morfologia dos cristais, que resultam na formação de estruturas como esqueletos e carapaças, presentes em foraminíferos, ostracodes, coccolitoforídeos, corais e gastrópodes (Dupraz *et al.*, 2009).

Já os organominerais são subdivididos em dois tipos: mineralização biologicamente induzida e mineralização biologicamente influenciada. A mineralização biologicamente induzida resulta diretamente da atividade metabólica de organismos vivos, como bactérias ou algas, que modificam ativamente as condições químicas do ambiente, promovendo a precipitação de minerais (Dupraz *et al.*, 2009).

Enquanto na mineralização biologicamente influenciada, embora haja a presença de matéria orgânica, a precipitação mineral não é diretamente controlada por organismos vivos. Nesse caso, fatores como pH e concentração de íons são alterados pela matéria orgânica presente no ambiente, sem que ocorra uma ação biológica direta induzindo a mineralização (Dupraz *et al.*, 2009).

Microrganismos, como bactérias e cianobactérias, secretam uma substância conhecida como EPS (substância polimérica extracelular). Essa substância cria um ambiente favorável para o crescimento da comunidade microbiana, resultando na formação de biofilmes e tapetes microbianos. Os biofilmes e tapetes microbianos favorecem a precipitação mineral, além de atuarem como sítios de nucleação mineral (Shiraishi *et al.*, 2008).

Por fim, a mineralização inorgânica refere-se à formação de minerais exclusivamente por processos químicos e físicos, sem a participação de organismos

vivos. Esse processo ocorre em resposta a mudanças no ambiente, como saturação do meio aquoso, composição química, pH ou temperatura (Dupraz *et al.*, 2009).

2.2 TUFAS

Os carbonatos continentais incluem dois tipos principais: tufas e travertinos, diferenciados principalmente pela temperatura de formação. As tufas se formam pela precipitação de carbonato de cálcio em águas com temperaturas próximas à ambiente, apresentando frequentemente restos de macrófitas, briófitas, invertebrados e bactérias. O CO₂ nas tufas provém do solo e da atmosfera, e esses depósitos apresentam uma depleção em ¹³C. As tufas são mais comuns em áreas calcárias, onde ocorrem pela dissolução e subsequente precipitação do carbonato de cálcio (Pedley, 1990; Pentecost, 1993; Pentecost & Viles, 1994; Ford & Pedley, 1996).

Os travertinos, por sua vez, formam-se pela precipitação de carbonato de cálcio em ambientes hidrotermais, onde predominam processos de precipitação físico-química e microbiana. Geralmente, esses depósitos apresentam menos restos de plantas e animais em comparação com as tufas. O CO₂ nos travertinos pode ter origem em processos de hidrólise, descarbonação de calcário ou diretamente do manto terrestre, e esses depósitos são tipicamente enriquecidos em ¹³C. Travertinos ocorrem com maior frequência em áreas de atividade vulcânica, onde as condições hidrotermais favorecem sua formação (Pedley, 1990; Pentecost, 1993; Pentecost & Viles, 1994; Ford & Pedley, 1996).

Os depósitos de tufa se formam em sistemas cársticos, associados a sistemas fluviais, como nascentes, cachoeiras e cascatas, além de áreas palustres e lacustres. Eles ocorrem em regiões com desníveis topográficos ou variações de gradiente, o que gera turbulência, acelera o fluxo e provoca o processo de desgaseificação ou perda de CO₂ (Capezzuoli *et al.*, 2014).

De acordo com Pedley (1990), o desenvolvimento das tufas é mais lento em climas frios e semiáridos, enquanto climas quentes e úmidos favorecem seu crescimento. Essas rochas apresentam uma estrutura esponjosa, com alta porosidade, sendo pouco laminadas e estratificadas, compostas predominantemente por calcita nas formas de micrita e microesparita (Capezzuoli *et al.*, 2014).

A presença de microrganismos, como bactérias e cianobactérias, e sua substância polimérica extracelular (EPS), podem influenciar na precipitação das tufas,

atuando como substrato para a nucleação dos cristais ou induzindo a precipitação por meio de alterações no ambiente. Sendo assim, a formação das tufas pode ser resultado da associação de processos físico-químicos e biológicos (Pedley, 2009; Capezzuoli *et al.*, 2014).

Segundo Chen *et al.* (2004), os principais fatores que controlam a formação de tufas em sistemas fluviais são as mudanças hidrológicas, enquanto fatores como presença de organismos, evaporação e a interface sólido-água têm papel menor. A presença de organismos pode auxiliar na precipitação através da fotossíntese, que consome CO₂ e contribui para a supersaturação. No entanto, o CO₂ liberado nas cachoeiras supera o CO₂ consumido pelos organismos, limitando sua influência, sendo assim, a desgaseificação de CO₂ é o principal processo que leva a supersaturação da água, induzindo a precipitação. A expansão da área de contato entre o ar e a água, juntamente com o aumento da velocidade do fluxo, provocados pelos efeitos de aeração, baixa pressão e fluxo em jato, são apontados como os principais fatores que causam o processo de desgaseificação e perda de CO₂.

Além disso, condições climáticas e hidrológicas específicas, como temperaturas moderadas a quentes, recarga adequada de água e fluxo rápido, são essenciais para a formação das tufas. Os fatores que influenciam esse processo incluem variáveis externas, como o clima, topografia, litologia e tectônica, e internas, como as características da água e a presença de vegetação. Entretanto, a influência relativa de cada variável na precipitação de tufas ainda não está totalmente elucidada. (Arenas-Abad *et al.*, 2010).

As propriedades químicas da água, especialmente a pressão parcial de CO₂, variam sazonalmente, sendo maiores no verão e outono, e menores no inverno e primavera. Esses processos são influenciados por fatores subterrâneos associados a condições climáticas, como temperatura e precipitação, que afetam a dissolução do carbonato de cálcio. A formação de tufas depende da pressão de CO₂ no solo, que é influenciada pela atividade biológica e matéria orgânica. A textura laminada das tufas reflete essas variações sazonais, funcionando como registros paleoclimáticos de alta resolução (Kano *et al.*, 2003; Kawai *et al.*, 2006).

2.2.1 Classificação das tufas

A classificação de fácies de tufa mais amplamente utilizada atualmente foi desenvolvida por Pedley (1990), que apresentou um sistema de classificação abrangente, baseado em observações petrográficas e ambientais, separando os depósitos de tufa em autóctones e alóctones.

Depósitos autóctones de tufa:

1. Tufa fitohermal *framestone*

A estrutura fitohermal é um sistema vivo fixo formado por macrófitas hidrofíticas e semi-aquáticas, cobertas por um microfilme de cianobactérias, bactérias, fungos e diatomáceas, cimentados por calcita de baixo teor de magnésio. Essas estruturas abrigam uma fauna diversificada, como anelídeos, ostracodes e moluscos, e, ao se decompor, a estrutura torna-se porosa e permeável.

2. Tufa fitohermal *boundstone*

O tipo mais comum é a tufa estromatolítica, caracterizada por grandes cabeças de estromatólitos, variando de alguns centímetros a mais de 1 metro. Essas cabeças se formam associadas com cianobactérias e são frequentemente cobertas por franjas de cimento. A presença de depósitos intraclásticos detritais e oncóides associados a essa formação é comum.

Depósitos alóctones de tufa:

1. Tufa fitoclástica

Esse tipo de tufa é composto por fragmentos de plantas alóctones, como folhas e ramos transportados, que, após sua deposição, são cimentados, formando uma estrutura de suporte para os grãos.

2. Tufa cianolítica oncoidal

Essa tufa é composta por oncóides, que são estromatólitos subesféricos ou oblados formados por cianobactérias e franjas de cimento. A sua forma varia de acordo com a energia ambiental: em rios, os oncóides tendem a ser esféricos e bem definidos, enquanto em águas de fluxo lento ou estáticas apresentam formas alongadas ou irregulares. Fragmentos de madeira e gastrópodes podem atuar como núcleos desses oncóides, que geralmente têm diâmetros variando entre 4 e 150 mm.

3. Tufa intraclástica

Essa fácies é caracterizada por fragmentos de tufa, resultantes da desagregação das estruturas fitohermais e transportados por cheias. Esses fragmentos formam estruturas de suporte para grãos em canais fluviais ou se acumulam em corpos d'água estáticos.

4. Tufa microdetrítica

4.1. Tufa micrítica

A tufa micrítica é constituída por micrita, que predomina em depósitos de lagos, lagoas e áreas pantanosas. Ocorre como camadas delgadas sobre encostas, associada a briófitas e ao preenchimento de fitohermas, apresentando-se maciça ou com textura aglutinada. Sua origem é incerta, sendo atribuída por diversos autores à precipitação extracelular de calcita induzida pela fotossíntese. Frequentemente está associada a gastrópodes dulcícolas e terrestres, carófitas e ostracodes.

4.2. Tufa peloidal

Embora sua identificação dependa de análise petrográfica, a tufa peloidal pode apresentar maior ocorrência em comparação à micrita maciça. Os peloides, caracterizados por contornos elípticos suaves ou formas irregulares, tendem a aglomerar-se em massas polinucleadas com diâmetro variando entre 10 e 70 μm , raramente ultrapassando esse limite individualmente. Esses depósitos ocorrem predominantemente como clastos sustentados, especialmente em estruturas fitohermais, embora seja comum que se desenvolvam ou se compactem, resultando em texturas aglutinadas.

5. Paleossolo

Os depósitos de tufa podem passar por ciclos hidrológicos, alternando entre fases de formação e erosão. Em tufas expostas a variações nos níveis da água, é comum encontrar perfis de solo pedocal. Esses solos apresentam camadas inferiores de tufa degradada, sobrepostas por camadas superiores ricas em húmus, frequentemente habitadas por gastrópodes.

2.2.2 Modelos ambientais

Os ambientes deposicionais das tufas podem ser definidos por diversos critérios, como geometria do depósito, associação com a biota, proximidade e tipo da fonte hídrica. Com base nesses fatores, Pedley (1990) propôs cinco modelos ambientais para a formação de depósitos de tufa.

1. Modelo alongado de surgência

Em áreas montanhosas, fontes ricas em carbonato surgem em encostas íngremes, formando depósitos em leque com camadas mais espessas próximas à

fonte. Essas fontes podem se unir, criando grandes depósitos que se espalham por vários quilômetros ao longo da encosta.

2. Modelo de cascata

Em cachoeiras, o fluxo intenso forma cortinas de musgo cobertas por carbonato e cavernas com estalactites atrás das tufas. Esse modelo difere do de barragem fluvial pela falta de sedimentos lacustres. A preservação desse modelo no registro geológico é limitada devido à rápida erosão.

3. Modelos fluviais

3.1 Modelo fluvial entrelaçado

O modelo fluvial entrelaçado é caracterizado por depósitos de oncóides, que variam de 1 a 5 cm, em córregos rasos. Esses depósitos apresentam bases erosivas e camadas que se afinam para cima. Sustentados por clastos, são preenchidos por tufas intraclastos e frequentemente contêm acúmulos de folhas e galhos. Os canais de água podem desviar ao redor desses depósitos e de macrófitas cimentadas.

3.2 Modelo de barragem

O modelo de barragem ocorre em regiões de fluxo não entrelaçado, onde barreiras fitohermais bloqueiam o fluxo da água. Essas estruturas surgem em áreas de constrição no vale ou por acúmulo de troncos que causam represamento. O desenvolvimento é cíclico, com a barreira mais a montante crescendo e inundando as superiores. A erosão acontece quando a barragem principal se rompe.

4. Modelo lacustrino

Em grandes corpos d'água, as margens rasas são colonizadas por macrófitas e micrófitas, a ocorrência de oncóides é comum nessas áreas. O aquecimento da água eleva a saturação de carbonato de cálcio, levando à formação de tufas, que consistem em biohermas algais, que se formam como estromatólitos em substratos duros, crescendo em direção à superfície da água. A altura das tufas pode indicar a profundidade da água.

5. Modelo palustre

As tufas se formam em encostas sombreadas e planícies aluviais, onde águas de nascentes fluem lentamente por briófitas, formando revestimentos de tufa na vegetação. Esse fluxo reduzido impede a formação de oncóides e favorece o acúmulo de folhas e carbonato. Os depósitos frequentemente se interdigitam com litoclásticos e podem ocorrer próximos a tufas de surgência.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A região do Pantanal Mato-Grossense e da Serra da Bodoquena insere-se em um contexto geológico e geomorfológico complexo, marcado pela interação entre estruturas pré-cambrianas reativadas e bacias sedimentares fanerozoicas. A Faixa Paraguai, associada ao Ciclo Brasileiro, constitui a principal unidade tectono-estrutural, sobre a qual se desenvolveram, em tempos mais recentes, depósitos quaternários vinculados ao sistema do Pantanal e aos ambientes cársticos da Serra da Bodoquena (Boggiani *et al.*, 2002; Campanha *et al.*, 2011).

A Faixa Paraguai é interpretada como um cinturão de dobramentos e empurrões com vergência para oeste, desenvolvido durante a amalgamação do Gondwana Ocidental no Neoproterozoico. A deformação ocorreu em pelo menos três fases coaxiais, acompanhadas por metamorfismo de fácies xisto-verde e reativação de falhas lítricas associadas ao estágio rifte (Alvarenga & Trompette, 1993; Campanha *et al.*, 2011). A colisão não foi frontal, apresentando caráter oblíquo, com vetores de convergência WNW–ESE (Campanha *et al.*, 2011).

Inserido neste contexto, o Grupo Corumbá (Neoproterozoico–Cambriano) constitui o principal arcabouço litológico da Serra da Bodoquena. Este grupo é subdividido em cinco formações (Cadineus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus), que registram uma evolução desde depósitos continentais e glacio-marinhos até ambientes de plataforma carbonática rasa e profunda (Almeida, 1965; Boggiani, 1998; Campanha *et al.*, 2011). A Formação Tamengo, de particular relevância, contém fósseis ediacaranos como *Cloudina* e *Corumbella*, além de cinzas vulcânicas datadas em aproximadamente 543 Ma, marcando o limite Neoproterozoico–Cambriano (Gaucher *et al.*, 2003; Boggiani *et al.*, 2010).

A oeste da Serra da Bodoquena desenvolveu-se a Bacia do Pantanal, uma depressão tectônica preenchida por sedimentos quaternários com espessura máxima estimada em até 550 m (Ussami *et al.*, 1999). Sua evolução está associada tanto à reativação de falhas vinculadas ao Lineamento Transbrasileiro quanto à subsidência diferencial gerada pela *forebulge* andina, intensificada durante os eventos compressivos da orogenia andina, há cerca de 2,5 Ma (Assine & Soares, 2004). Essa dinâmica tectônica e sedimentar condicionou a formação de megaleques aluviais, como o megaleque do Taquari, além de influenciar a configuração atual da planície úmida do Pantanal (Assine & Soares, 2004).

A Serra da Bodoquena constitui um planalto alongado na direção norte-sul, com cerca de 200 km de extensão e altitudes médias de aproximadamente 800 m, delimitado a oeste pelo Pantanal e a leste pelas depressões do rio Apa e do rio Miranda (Sallun Filho & Karmann, 2007). Estruturalmente, integra o contexto da Faixa Paraguai e é sustentada por rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, especialmente calcários e dolomitos da Formação Tamengo (Boggiani *et al.*, 2002). A região apresenta um dos sistemas cársticos mais expressivos do Brasil, caracterizado pela ocorrência de dolinas, sumidouros, cavernas, ressurgências, além de drenagens autogênicas que alimentam rios de águas límpidas e bicarbonatadas, condição atribuída à dissolução de calcários de alta pureza do Grupo Corumbá (Boggiani *et al.*, 2002).

No Quaternário, a Serra da Bodoquena foi, e continua sendo, palco da formação de tufas calcárias em rios e cachoeiras de águas bicarbonatadas, com baixa carga de sedimentos siliciclásticos, associadas à atividade de algas e musgos, que constituem registros paleoambientais e paisagísticos relevantes (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho *et al.*, 2009). Esses depósitos, juntamente com espeleotemas e calcários lacustres do Pantanal, fornecem informações sobre variações hidrológicas e climáticas ao longo do Holoceno (Boggiani & Coimbra, 1995; Boggiani *et al.*, 2002).

Os depósitos carbonáticos quaternários da região foram inicialmente atribuídos à Formação Xaraiés (Almeida, 1945). Contudo, diferenças litológicas e estratigráficas levaram Sallun Filho *et al.* (2009) a redefini-los como Formação Serra da Bodoquena, a qual é composta por diversos corpos sedimentares que, embora não apresentem continuidade lateral, pertencem ao mesmo contexto deposicional e compartilham semelhanças em litologia e idade. Essa formação é caracterizada por depósitos, tanto antigos quanto recentes, de tufas, que ocorrem de maneira restrita na Serra da Bodoquena e em áreas adjacentes.

Sallun Filho *et al.* (2009) subdividiram a Formação Serra da Bodoquena em dois membros: o Membro Fazenda São Geraldo, representado por depósitos de micritos inconsolidados de ampla distribuição, muitas vezes contendo gastrópodes, ostracodes e algas caráceas fósseis, que são interpretados como registros de fases de maior aridez relativa, nas quais corpos lacustres rasos acumularam sedimentos carbonáticos finos (Oliveira, 2009); e o Membro Rio Formoso, caracterizado por tufas fitohermais, que se desenvolveram principalmente nas margens e leitos de rios, que refletem períodos mais úmidos do Quaternário, quando a maior disponibilidade hídrica

e a intensa atividade biológica favoreceram a construção de barragens naturais e cachoeiras carbonáticas, a formação de tufas no Membro Rio Formoso ainda ocorre de maneira significativa, embora atualmente esteja limitada ao leito de cursos d'água perenes ou intermitentes (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho *et al.*, 2009).

Diversas fácies deposicionais já foram descritas nesses depósitos, incluindo estromatólitos, fitohermas de algas e briófitas, shruvs carbonáticos e rudstones fitoclásticos (Oste *et al.*, 2018). Esses litotipos se distribuem em diferentes subambientes fluviais, como poços, barragens e cachoeiras, e registram a interação entre processos físicos (degaseificação de CO₂, variação de pH, turbulência da água) e biológicos (atividade de cianobactérias, algas e microrganismos produtores de EPS) (Oste *et al.*, 2024).

Adicionalmente, a presença de oncóides nos terraços aluviais do rio Sucuri indica condições de águas rasas, fluxo laminar e luminosidade suficiente para a colonização por cianobactérias. Esses grãos revestidos constituem importantes indicadores paleoambientais e sugerem nucleação e crescimento em condições climáticas mais amenas que as atuais, possivelmente durante a transição Pleistoceno-Holoceno (Rodrigues *et al.*, 2021).

Datações por radiocarbono indicam que a deposição das tufas da Serra da Bodoquena ocorreu majoritariamente no Holoceno, entre 6.530 e 550 anos cal A.P., com pico de precipitação carbonática entre 6.530 e 2.700 anos cal A.P., interpretado como fase climática mais úmida (Sallun Filho *et al.*, 2009; Utida *et al.*, 2017). Idades mais antigas, do Pleistoceno, são registradas em áreas vizinhas, como a Serra das Araras (Corrêa *et al.*, 2011). Estudos paleoambientais baseados em moluscos e microfósseis do Membro Fazenda São Geraldo confirmam a deposição em ambientes lacustres e palustres de águas calmas e rasas, influenciados por nascentes carbonatadas e vegetação aquática (Oliveira *et al.*, 2017; Utida *et al.*, 2017).

Em contraste, a Formação Xaraiés, definida originalmente por Almeida (1945) na região de Corumbá, é composta por calcretes conglomeráticos e wackestones micríticos, depositados em condições climáticas mais secas, possivelmente no Pleistoceno (Almeida, 1945; Boggiani & Coimbra, 1995). Embora parte da literatura anterior tenha erroneamente correlacionado as tufas da Serra da Bodoquena à Formação Xaraiés, diferenças litológicas, contextos deposicionais e idades distintas justificam sua separação (Sallun Filho *et al.*, 2009). Além disso, as tufas da Formação Serra da Bodoquena nunca estiveram fisicamente conectadas aos depósitos da

Formação Xaraiés, ocorrendo em bacias hidrográficas e sistemas cársticos distintos (Sallun Filho *et al.*, 2009).

Em síntese, o contexto regional da Serra da Bodoquena e do Pantanal Mato-Grossense evidencia a interação entre substratos neoproterozoicos, tectônica cenozoica e os processos cársticos e as variações paleoclimáticas do Quaternário. A Formação Serra da Bodoquena constitui um registro paleoambiental importante, refletindo oscilações climáticas do Holoceno e servindo como importante arquivo natural para reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas no Centro-Oeste brasileiro (Utida *et al.*, 2017).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo, foram selecionadas nove amostras provenientes de diferentes afloramentos e ambientes deposicionais da região de Bonito (MS) (FIGURA 4). No Rio Sucuri, as amostras de oncóides foram coletadas no leito, as amostras de micrita e matéria orgânica particuladas foram coletadas na coluna d'água da nascente, já as amostras de alga carácea foram coletadas na Praia da Figueira e por fim, as amostras de micritos inconsolidados foram coletadas na Cachoeira da Mineração Calcário Xaraés. No Rio Mimoso, as amostras de micrita e matéria orgânica particuladas foram coletadas na coluna d'água da porção proximal da Cachoeira dos Desejos, enquanto as tufas foram amostradas em porções de *moss* e crostas carbonáticas presentes na ilha da mesma cachoeira. As coletas foram realizadas em 2019 pela Prof. Dra. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger, acompanhada pelas pesquisadoras Dra. Larissa da Rocha Santos, Me. Adelita Carolina Rodrigues e Ângela Rodizes. Desde então, as amostras permaneceram armazenadas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná (iLAMIR - UFPR).

Além das amostras, foram analisadas duas lâminas petrográficas provenientes de tufas do Rio Mimoso e quatro lâminas petrográficas correspondentes a oncóides e oncólitos do Rio Sucuri. Todas essas lâminas haviam sido previamente confeccionadas e utilizadas em estudos anteriores (FIGURA 5).

Também foram utilizadas duas amostras de água do Rio Mimoso (Cachoeira do Surucuá e Cachoeira do Sol) e duas amostras do Rio Sucuri (uma coletada na nascente e outra a aproximadamente 1 km a jusante da nascente). As coletas foram realizadas em abril de 2025 pela técnica do iLamir Joicy Micheletto.

A TABELA 1 apresenta os códigos e as descrições de todas as amostras utilizadas no estudo.

Tabela 1: Relação de amostras de rocha, sedimento, água e lâminas petrográficas dos sistemas Rio Sucuri e Rio Mimoso.

Amostras de Rocha/Sedimento		
Número da Amostra	Sistema	Descrição
075/24-01		Oncóides - Rio Sucuri
075/24-02		Micritos inconsolidados - Cachoeira Calcário Xaraés
075/24-03	Rio Sucuri	Micrita particulada - Nascente do Rio Sucuri
075/24-04		Matéria orgânica particulada - Nascente do Rio Sucuri
075/24-05		Alga carácea - Praia da Figueira
075/24-07		Micrita particulada - Cachoeira dos Desejos
075/24-08	Rio	Matéria orgânica particulada - Cachoeira dos Desejos
075/24-21	Mimoso	Tufa moss - Cachoeira dos Desejos
075/24-23		Tufa crosta - Cachoeira dos Desejos
Amostras de Água		
Número da Amostra	Sistema	Descrição
066/25-01	Rio	Cachoeira do Surucuá
066/25-02	Mimoso	Cachoeira do Sol
066/25-03		Nascente
066/25-04	Rio Sucuri	1 km da Nascente
Lâminas Petrográficas		
Número da Amostra	Sistema	Descrição
MIM_3_C	Rio	Tufa
MIM_4_L	Mimoso	Tufa
133-34		Oncóides
A-1	Rio Sucuri	Oncóides
A-2		Oncóides
B-1		Oncóides

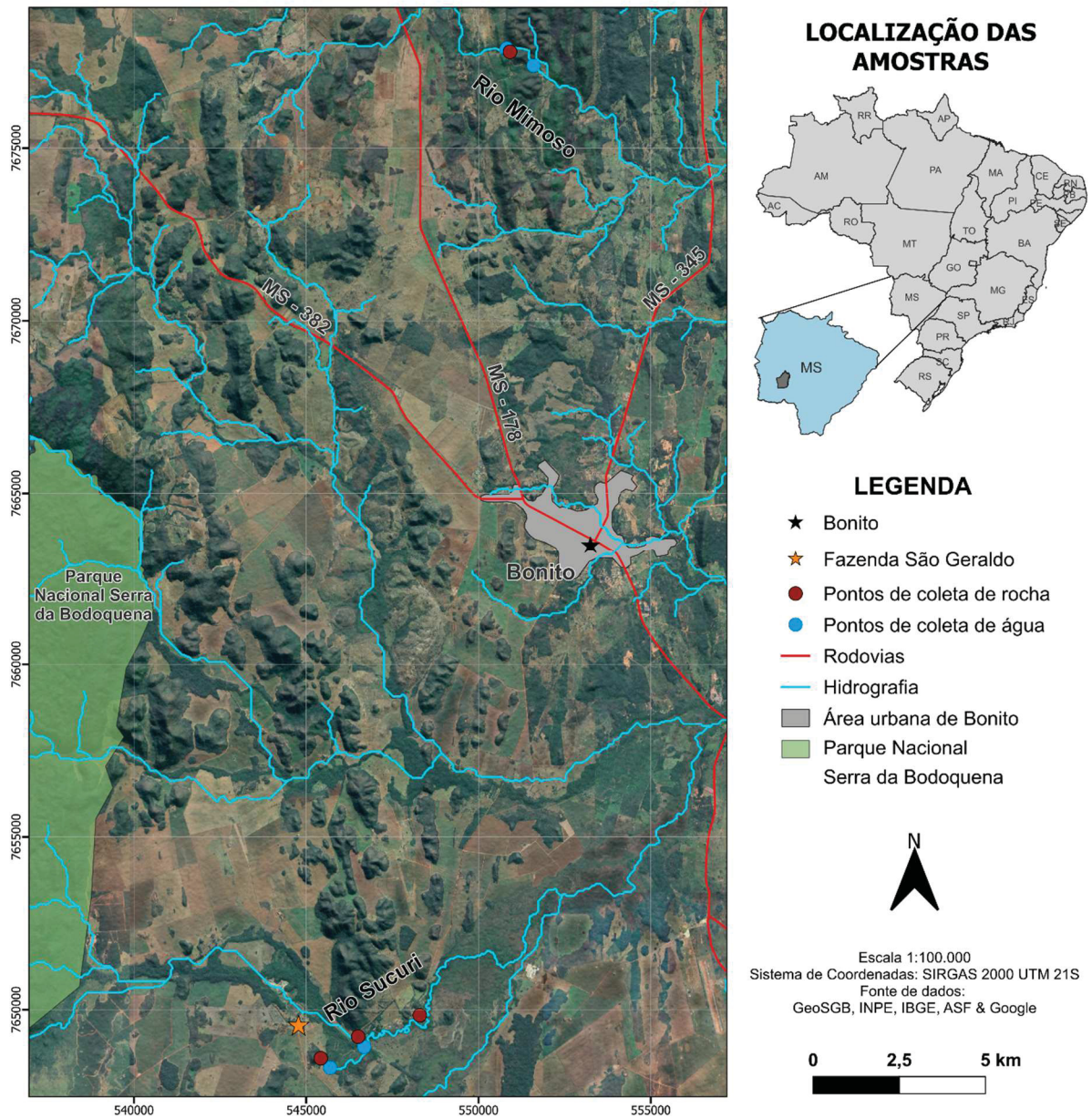


Figura 4: Contexto regional e distribuição espacial dos pontos de coleta de amostras de rocha e água na área de estudo, destacando a proximidade com o Parque Nacional da Serra da Bodoquena e a área urbana de Bonito, além da hidrografia e malha rodoviária.

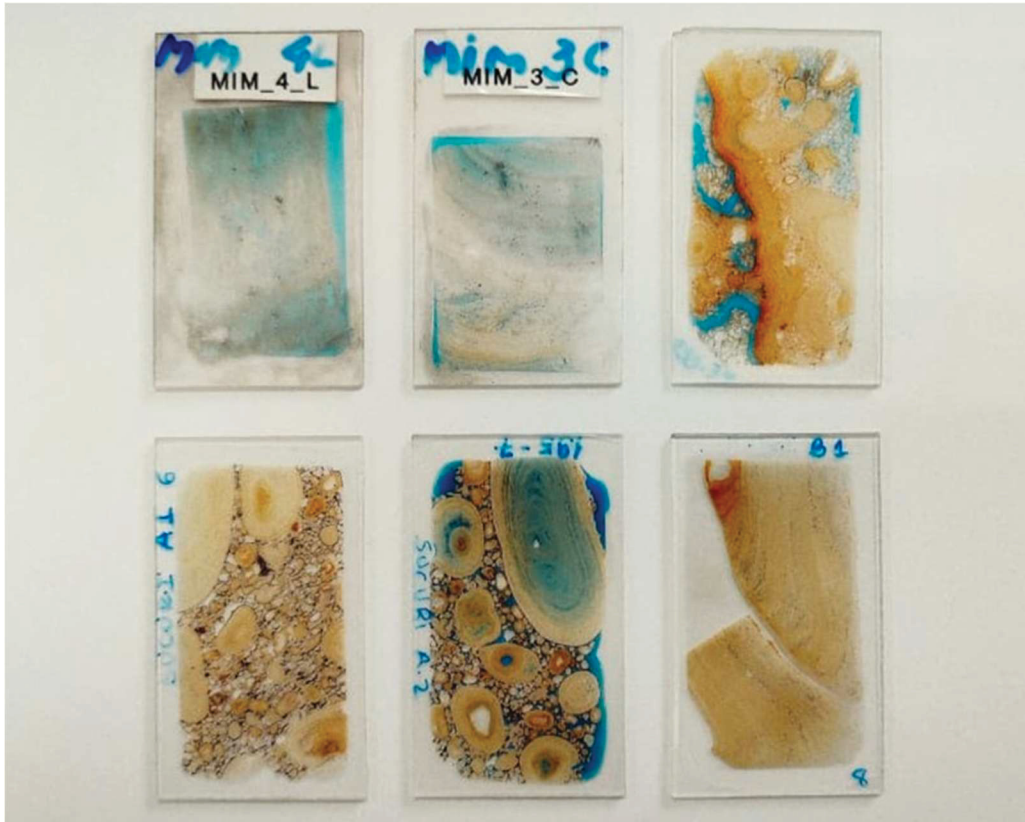


Figura 5: Lâminas petrográficas utilizadas no trabalho.

3.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras de micrita e de matéria orgânica particuladas utilizadas neste estudo foram previamente coletadas e preparadas por outra pesquisadora, em trabalho anterior. A coleta consistiu na amostragem de água contendo micrita nos rios Sucuri e Mimoso. O material foi submetido a peneiramento, sendo retidas as frações correspondentes à peneira de 170 *mesh* e à bandeja de fundo. Em seguida, as amostras permaneceram em repouso por 24 horas, de modo a permitir a decantação das partículas mais finas. Decorrido esse período, o sobrenadante foi descartado e o material decantado transferido para tubos Falcon de 50 mL, posteriormente centrifugados por aproximadamente 5 minutos. Esse procedimento teve como objetivo separar os sedimentos finos da matéria orgânica. Ambas as frações foram, então, submetidas à secagem. Após a secagem, o material apresentou-se predominantemente na forma de agregados, que foram desagregados mecanicamente com auxílio de almofariz e pistilo de ágata.

Para as análises de Fluorescência de Raios X (FRX), Difração de Raios X (DRX) e Isótopos Estáveis, as amostras de tufa, oncóides, micritos inconsolidados e algas caráceas foram inicialmente moídas em moinho de carbeto de tungstênio e, em seguida, homogeneizadas por meio de almofariz e pistilo de ágata. Para as análises em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), as amostras dos mesmos materiais foram lavadas, secas em estufa a 50 °C e, posteriormente, metalizadas com liga de ouro-paládio.

3.2 GEOPROCESSAMENTO

O geoprocessamento foi empregado para delimitar as bacias, sub-bacias e micro-bacias da região, além de gerar imagens detalhadas de relevo. Para isso, foram utilizados os softwares *ArcGIS 10.8* e *QGIS 3.38.3*. A área de estudo está situada na Zona UTM 21K, e os dados vetoriais foram projetados no sistema UTM_WGS_84_21K. As imagens de radar, obtidas através do *Alaska Satellite Facility*, especificamente do sensor *RADAR – ALOS PALSAR*, foram usadas para criar um mosaico de imagens que serviu de base para o processamento.

O processamento focou no mosaico do Modelo Digital de Elevação (*DEM*), gerado a partir das imagens de radar, utilizando as ferramentas da *HYDROLOGY TOOL* do *ArcGIS*. O primeiro passo foi aplicar a ferramenta *FILL*, que corrige depressões em um *raster* de superfície, eliminando pequenas imperfeições nos dados. Em seguida, foi usada a ferramenta *FLOW DIRECTION*, que cria um *raster* indicando a direção do fluxo de cada célula em relação à sua vizinha, empregando os métodos *D8*, *MULTIPLE FLOW DIRECTION (MFD)* ou *D-INFINITY (DINF)*. Posteriormente, foi aplicada a ferramenta *FLOW ACCUMULATION*, gerando um *raster* que mostra o fluxo acumulado em cada célula, com a opção de atribuir um fator de peso.

Para identificar as confluências dos principais cursos d'água e segmentos relevantes, como a confluência do Rio Sucuri (micro-bacia do primeiro segmento do Rio Formoso), Formoso/Mimoso e Mimoso/Miranda, foram analisadas imagens de satélite. A definição dos outlet *catchments* (pontos de saída da bacia) exigiu ajustes na localização desses pontos, de modo a alinhá-los com as drenagens identificadas no *raster* de *FLOW DIRECTION*, otimizando os cálculos.

A ferramenta *WATERSHED* foi utilizada para determinar a área de contribuição a montante de um conjunto de células em um *raster*. Após a identificação do ponto de referência para calcular a área, o resultado gerado pela ferramenta *WATERSHED* foi convertido de *raster* para polígono com a ferramenta *RASTER TO POLYGON*.

Além disso, o *DEM* foi utilizado para gerar imagens de hipsometria e relevo sombreado, utilizando as ferramentas *CURVAS HIPSOMÉTRICAS* e *SOMBREAMENTO* do *QGIS*, proporcionando uma análise mais detalhada do terreno.

3.3 ESTEREOMICROSCÓPIO

As análises mesoscópicas permitem identificar texturas e estruturas na amostra, além de detectar a atividade microbiana e a presença de restos vegetais. O equipamento utilizado no iLamir é um Estereomicroscópio da marca *Zeiss*, modelo *Stereo Discovery V12*, com ampliação de 5x a 60x. O software utilizado para a captura de imagens é o *Axion Vision*.

3.4 MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO

A análise petrográfica consistiu na descrição microscópica das amostras, focando na observação detalhada das características texturais, estruturais e composicionais, incluindo aspectos de porosidade, a presença de matéria orgânica e possíveis sinais de atividade microbiana nas amostras.

A descrição das amostras e a captura de fotomicrografias foram realizadas no iLamir, utilizando-se um microscópio petrográfico *Zeiss Imager A2m*, equipado com sistema de câmera *AxioCam HRc*.

3.5 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é uma ferramenta avançada para obter imagens detalhadas e identificar a morfologia e microtexturas de partículas sólidas, como minerais. Além disso, ele permite a detecção de possíveis restos orgânicos e a estimativa da composição química das amostras (Dedavid *et al.*, 2007; Klein & Dutrow, 2012).

Utilizando um filamento de tungstênio, o MEV emite feixes de elétrons que varrem a amostra em vácuo, gerando imagens por meio de detectores. Os elétrons secundários (SE), com energia abaixo de 50 eV, destacam o relevo da amostra, enquanto os elétrons retroespalhados (BSE), com energia entre 50 e o nível do elétron primário, refletem a composição dos materiais, mas com menor profundidade de campo (Dedavid *et al.*, 2007).

O MEV pode ser acoplado a um Espectrômetro de Raios X por Dispersão de Energia (EDS), que possibilita a identificação qualitativa e semiquantitativa da composição da amostra. Essa análise pode ser realizada por varredura do campo ou de forma pontual, permitindo a avaliação de variações composicionais dentro de minerais e entre diferentes componentes da amostra (Dedavid *et al.*, 2007).

As análises foram realizadas no iLamir e no Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR (CME-UFPR). O equipamento utilizado no iLamir é um Microscópio Eletrônico de Varredura modelo 6010LA, acoplado a um Espectrômetro de Raios X por Dispersão de Energia modelo EX-94410T1L11, ambos da marca JEOL. Já no CME, o equipamento utilizado é um Microscópio Eletrônico de Varredura modelo Vega3 LMU, da marca Tescan Orsay Holding, acoplado a um Espectrômetro de Raios X por Dispersão de Energia da marca Oxford Instruments, modelo 50mm.

3.6 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

A Fluorescência de Raios X (FRX), é uma técnica analítica utilizada para determinar a composição química quantitativa ou semiquantitativa de uma amostra. Através dessa técnica é possível identificar e quantificar os óxidos principais (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2), além de elementos traço (As, Ba, Cl, Cu, Nb, Pb, Rb, S, Sr, V, Zn e Zr) e elementos terras raras (Ce, La, Nd, Y).

O método consiste na emissão de raios X fluorescentes por elétrons excitados após serem atingidos por um feixe de raios X. Quando a radiação incide sobre o material, ocorre a absorção da radiação primária e a subsequente emissão de radiação secundária. Isso acontece quando a energia de um fóton é absorvida por um elétron, que é então expelido de uma camada eletrônica interna do átomo. Para retornar ao estado de equilíbrio, o átomo permite que um elétron de uma camada mais externa ocupe a posição deixada pelo elétron removido. Durante essa transição, a diferença de energia entre as camadas é liberada na forma de radiação fluorescente,

caracterizando o efeito fotoelétrico. Ao medir os ângulos de reflexão e as intensidades da radiação secundária, é possível identificar e quantificar os elementos químicos presentes no material, uma vez que essas características são exclusivas para cada elemento (Brouwer, 2010).

O equipamento utilizado no iLamir é um Espectrômetro de Fluorescência de Raios X da marca *PANalytical*, modelo *AXIOS MAX*. O qual permite a identificação de dez óxidos (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2) e quatro elementos traço (Ba, Cl, S e Sr), o software utilizado para interpretação dos resultados é o *SuperQ 5i*. Complementando a composição química, realiza-se também a análise de perda ao fogo para determinar a porcentagem em massa de substâncias voláteis presentes na amostra, como água absorvida, matéria orgânica, CO_2 , N e S.

3.7 MICROFLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

A caracterização química das amostras de oncóides (075/24-01) e micritos inconsolidados (075/24-02) também foi realizada por meio de microfluorescência de raios X (μ FRX), na linha de luz Carnaúba (*Coherent X-ray Nanoprobe Beamline*) do Sirius, acelerador de partículas localizado no Laboratório Nacional de Luz Síncrotron (LNLS), vinculado ao Centro Nacional de Pesquisa em Energia e Materiais (CNPEM), em Campinas – SP.

As amostras foram previamente selecionadas e preparadas, no iLamir, em um *mount* polido, compatível com as condições experimentais da linha de luz. As análises foram conduzidas no modo panorâmico, permitindo a aquisição de imagens hiperespectrais de grandes áreas com alta eficiência.

A excitação foi realizada com feixe de radiação síncrotron com energia de 9725 eV, valor suficiente para excitar elementos como ferro (Fe), manganês (Mn), cobalto (Co), zinco (Zn) e outros metais de transição com bordas K nessa faixa de energia. O feixe foi focalizado a aproximadamente 400 nm \times 800 nm, e os mapas elementares bidimensionais foram obtidos com resolução espacial de 2 μ m.

Essa abordagem permitiu a geração de mapas 2D de distribuição elementar (*XRF maps*) com resolução micrométrica, possibilitando a identificação de heterogeneidades composicionais nos constituintes micríticos e nas laminações e núcleos dos oncóides. Todos os mapas elementares adquiridos foram processados e analisados utilizando o software *PyMca 5.3.0*, desenvolvido pela *European*

Synchrotron Radiation Facility (ESRF) (Solé *et al.*, 2007), permitindo a extração de espectros pontuais, análise semiquantitativa e a construção de mapas de distribuição química por regiões de interesse (*ROIs*).

3.8 DIFRAÇÃO DE RAIOS X

A Difração de Raios X (DRX), é uma técnica analítica utilizada para determinar a composição mineralógica de uma amostra, ou seja, permite identificar, de maneira semiquantitativa, quais fases minerais estão presentes na amostra. Os minerais têm uma organização atômica ordenada em sua estrutura cristalina, formando uma estrutura tridimensional com um padrão regular ao longo dos eixos cristalográficos. As distâncias entre os planos atômicos são conhecidas como espaçamentos “d”.

O método explora a interação entre ondas eletromagnéticas e a amostra em análise, um feixe de raios X é direcionado na amostra e essa interação resulta na difração de raios X. Quando o feixe monocromático de raios X incide sobre a amostra, várias difrações acontecem ao mesmo tempo, no entanto, o detector de raios X é ajustado para registrar cada máxima de difração individualmente. Essas difrações representam os espaçamentos “d” entre os planos atômicos da estrutura cristalina de um mineral específico. Os resultados da análise são apresentados em um difratograma, que relaciona a intensidade (número de contagens) com o ângulo 2θ , o qual corresponde ao ângulo de incidência do feixe de raios X sobre a amostra (Klein & Dutrow, 2012).

O equipamento utilizado no iLamir é um Difrátometro de Raios X da marca *PANalytical*, modelo *EMPYREAN* com detector *X'Celerator*, com ânodo de Cu ($\text{CuK}\alpha = 1,5406 \text{ \AA}$), voltagem de 40kV e corrente de 30mA, o qual realiza varreduras na faixa de 3° a $70^\circ 2\theta$, com *stepsize* de $0,01^\circ$ e tempo de 10,1s por *step*. O software utilizado para interpretação dos resultados é o *X'Pert High Score Plus*, com banco de dados *Powder Diffraction File*.

3.8.1 Identificação de Argilominerais

Para identificar argilominerais, as amostras devem passar por um processo de lavagem com água deionizada em centrífuga, seguido por três etapas de preparação: secagem ao ar, solvatação com etilenoglicol e aquecimento até o colapso

das camadas expansivas. A análise combinada dos resultados dessas etapas permite a identificação do argilomineral. No entanto, se as amostras já pertencem a um grupo conhecido, uma das etapas pode ser dispensada.

A identificação é realizada com base nas reflexões basais (d001) dos argilominerais, cujos padrões de difração diferem em posição, intensidade, forma e largura dos picos. A intensidade é influenciada pela composição química e pela disposição atômica, enquanto a largura dos picos aumenta com a diminuição do tamanho dos cristais. Assim, cada mineral possui padrões de difração específicos, permitindo a identificação qualitativa das fases minerais (Moore & Reynolds, 1997).

3.9 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

3.9.1 Carbono e Oxigênio - $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$

As análises isotópicas de carbono e oxigênio corroboram com informações sobre as condições de precipitação dos carbonatos, como assinatura do oxigênio presente no fluido formador, ambiente e influência/ausência de atividade biológica, utilizando espectrometria de massa para quantificar átomos com base na massa dos isótopos. O equipamento principal é o espectrômetro de massa para razão isotópica (IRMS), seguindo rotinas analíticas estabelecidas por Spötl & Vennemann (2003) e Paul & Skrzypek (2006, 2007). A amostra pulverizada é transferida para um tubo de ensaio de 10 mL, o qual é preenchido com gás hélio para criar um ambiente inerte. Em seguida, a amostra reage com ácido ortofosfórico (H_3PO_4) a 72°C , para extrair o $\text{CO}_2(\text{g})$ do carbonato.

Os resultados são expressos em notação “ δ ” ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$), que representa a diferença em partes por mil entre a razão isotópica ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) da amostra e um padrão de referência, o VPDB (*Viena Pee Dee Belemnite*).

O equipamento utilizado no iLamir é um Espectrômetro de Massa para Razão Isotópica da marca *Thermo Fischer Scientific*, modelo *Delta V Advantage*, acoplado ao sistema preparador de gases *GasBench II* de fluxo contínuo. O software utilizado para interpretação dos resultados é o *Isodat 3.0 Gas Isotope Ratio MS*. Os materiais de referência padrão utilizados são IAEA-603, IAEA-CO-9, NBS18 e NBS19.

3.9.2 Carbono e Nitrogênio - $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{15}\text{N}$

Para determinar $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ em matéria orgânica, a amostra é inserida em uma cápsula de estanho e, em seguida, o amostrador automático a insere no analisador elementar. Nesse equipamento, a amostra é submetida à combustão dinâmica em um forno especializado a 1020 °C, com a temperatura podendo chegar a até 1800 °C. Os gases resultantes são transportados por fluxo de hélio e passam por um catalisador de combustão de óxido de Cr (III), seguido por óxido de Co (II, III) revestido com prata, para remover enxofre e halogenetos, sendo então reduzidos por fio de cobre puro. A água é eliminada com uma armadilha de perclorato de magnésio.

Os resultados são expressos em notação “ δ ” ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), que representa a diferença em partes por mil entre a razão isotópica ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) da amostra e os padrões de referência, o VPDB (*Viena Pee Dee Belemnite*) para carbono e o N_{air} (Nitrogênio do Ar) para nitrogênio.

O equipamento utilizado no iLamir é um Espectrômetro de Massa para Razão Isotópica da marca *Thermo Fischer Scientific*, modelo *Delta V Advantage*, acoplado ao sistema preparador de gases *GasBench II* de fluxo contínuo. O software utilizado para interpretação dos resultados é o *Isodat 3.0 Gas Isotope Ratio MS*. Os materiais de referência padrão utilizados são Ureia IVA, GLICOSE, IAEA-N-2, USGS-40 e USGS-41.

3.9.3 Deutério e Oxigênio – $\delta^2\text{H}$ & $\delta^{18}\text{O}$

Para as análises isotópicas de hidrogênio e oxigênio foram utilizadas alíquotas de 0,2 mL, analisadas em duas etapas, com base em métodos padrões de equilíbrio isotópico a 24°C: 24 horas de troca isotópica $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ para $\delta^{18}\text{O}$ e 4 horas de troca $\text{H}_2\text{--H}_2\text{O}$ para $\delta^2\text{H}$.

Os resultados isotópicos são expressos na notação “ δ ” ($\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$), que representa a diferença em partes por mil entre a razão isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) da amostra e um padrão de referência, o VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*).

O equipamento utilizado no iLamir é um Espectrômetro de Massa para Razão Isotópica da marca *Thermo Fischer Scientific*, modelo *Delta V Advantage*, acoplado ao sistema preparador de gases *GasBench II* de fluxo contínuo. O software utilizado para interpretação dos resultados é o *Isodat 3.0 Gas Isotope Ratio MS*. Os materiais

de referência utilizados são os padrões internacionais VSMOW2 e SLAP2 e padrões internos do iLamir LAMIR-1A e LAMIR-2A.

3.9.4 Tratamentos para remoção de Carbono Inorgânico e Matéria Orgânica

Foram selecionadas duas amostras representativas: uma de matéria orgânica particulada do Rio Sucuri (N. LAMIR 075/24-04) e uma de micrita particulada do Rio Mimoso (N. LAMIR 075/24-07). As amostras foram submetidas a diferentes tratamentos químicos visando a remoção seletiva de componentes específicos, de forma a avaliar a influência da matéria orgânica na composição isotópica.

O tratamento com ácido clorídrico (HCl) foi realizado com aproximadamente 0,5 g de amostra, utilizando-se 5 mL de solução para promover a remoção do carbono inorgânico. Para o tratamento com peróxido de hidrogênio (H_2O_2), destinado à oxidação e remoção de matéria orgânica, foram utilizados cerca de 0,5 g de amostra e 3,5 mL de solução. Já o tratamento com hipoclorito de sódio (NaClO a 3,5%) foi conduzido com aproximadamente 0,3 g de amostra e 30 mL de reagente, também visando a eliminação de matéria orgânica.

Durante os tratamentos, as amostras foram acondicionadas em béqueres, onde se observou a liberação de bolhas, indicativa das reações químicas. Ao término das reações, foi iniciado o processo de lavagem, no qual as amostras foram transferidas para tubos Falcon de 50 mL preenchidos com água deionizada. Em seguida, os tubos foram submetidos a seis ciclos de lavagem, cada um envolvendo agitação manual, sonicação em lavadora ultrassônica por 2 minutos e centrifugação por 20 minutos a 3.000 rpm. Após a separação, o sobrenadante foi descartado e o procedimento repetido até a eliminação completa dos resíduos dos reagentes.

As amostras resultantes foram depositadas em béqueres previamente pesados e deixadas para secagem em temperatura ambiente por aproximadamente uma semana. Após a secagem, os béqueres foram novamente pesados para determinação da perda de massa em cada tratamento (TABELA 2).

A amostra de matéria orgânica particulada do Rio Sucuri apresentou perdas significativas tanto nos tratamentos oxidativos (H_2O_2 : 0,2038 g; NaClO: 0,2059 g) quanto no tratamento ácido (HCl: 0,1638 g). Já a amostra de micrita particulada do Rio Mimoso apresentou maior perda quando submetida ao HCl (0,4494 g), refletindo

a dissolução do material carbonático, enquanto as perdas associadas aos tratamentos oxidativos foram reduzidas (H_2O_2 : 0,0494 g; NaClO : 0,0264 g).

Por fim, as amostras tratadas com HCl foram destinadas às análises isotópicas de carbono e nitrogênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), enquanto as amostras submetidas a H_2O_2 e NaClO foram analisadas quanto aos isótopos de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$).

Tabela 2: Resultados das massas iniciais, finais e perdas nos diferentes tratamentos químicos.

Número da Amostra	Sistema	Litotipo	Tratamentos químicos								
			HCl			H_2O_2			NaClO		
			Massa Inicial	Massa Final	Perda	Massa Inicial	Massa Final	Perda	Massa Inicial	Massa Final	Perda
075/24-04	Rio Sucuri	Matéria orgânica particulada	0,5015	0,3377	0,1638	0,5018	0,2980	0,2038	0,3006	0,0947	0,2059
075/24-07	Rio Mimoso	Micrita particulada	0,5015	0,0521	0,4494	0,5012	0,4518	0,0494	0,3018	0,2754	0,0264

4 RESULTADOS

4.1 GEOPROCESSAMENTO

A análise espacial realizada revelou que a bacia hidrográfica do Rio Formoso é a principal na área estudada. Dentro dessa, a bacia do Rio Mimoso se classifica como uma sub-bacia e a do Rio Sucuri como uma micro-bacia do Rio Formoso. A bacia do Rio Formoso abrange uma área de 1.474 km², com drenagens que chegam até a quinta ordem. A sub-bacia do Rio Mimoso cobre 260 km² e apresenta drenagens de até terceira ordem, enquanto a micro-bacia do Rio Sucuri ocupa 55 km², com drenagens de até quarta ordem. A bacia do Rio Mimoso apresenta drenagens assimétricas, com padrão em treliça à jusante, enquanto o Rio Sucuri exibe um padrão de drenagem dendrítico, a densidade de drenagem é pouco variável entre as duas bacias (FIGURA 6).

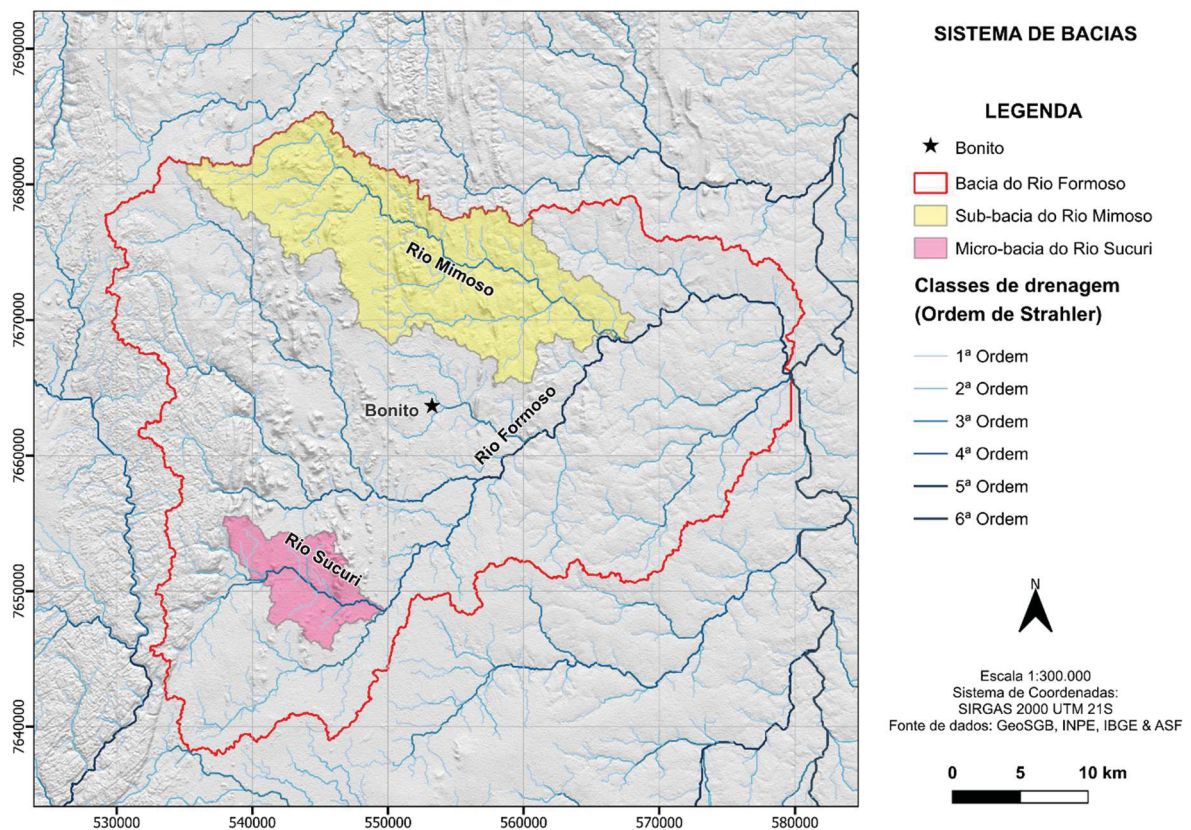


Figura 6: Mapa hidrográfico da área de estudo, sobreposto a um modelo de relevo sombreado. O mapa delimita a Bacia do Rio Formoso (contorno vermelho) e destaca a Sub-bacia do Rio Mimoso (amarelo) e a Microbacia do Rio Sucuri (rosa) nela inseridas. A rede de drenagem é classificada de acordo com a ordem de Strahler.

As imagens de relevo, incluindo o mapa hipsométrico e o modelo de relevo sombreado, destacaram diferenças geomorfológicas significativas entre os rios Sucuri e Mimoso. O Rio Sucuri está inserido em uma região predominantemente plana, enquanto o Rio Mimoso percorre um terreno mais acidentado, caracterizado por múltiplas quebras de relevo, que favorecem a formação de várias cachoeiras e cascatas ao longo do seu curso. Além disso, observa-se uma diferença na cor e turbidez das águas: o Rio Sucuri possui águas límpidas e azuladas (FIGURA 7), enquanto o Rio Mimoso apresenta águas mais turvas, de tonalidade castanho-esverdeada (FIGURA 8). Foram gerados três perfis topográficos para a análise: um perfil transversal entre os rios Mimoso e Sucuri, um perfil para o Rio Sucuri e outro para o Rio Mimoso (FIGURA 9).



Figura 7: Trecho do Rio Sucuri com águas cristalinas e azuladas. Foto: Almério França.



Figura 8: Cascata de tufas do Rio Mimoso, com águas turvas e acastanhadas. Foto: Almério França.

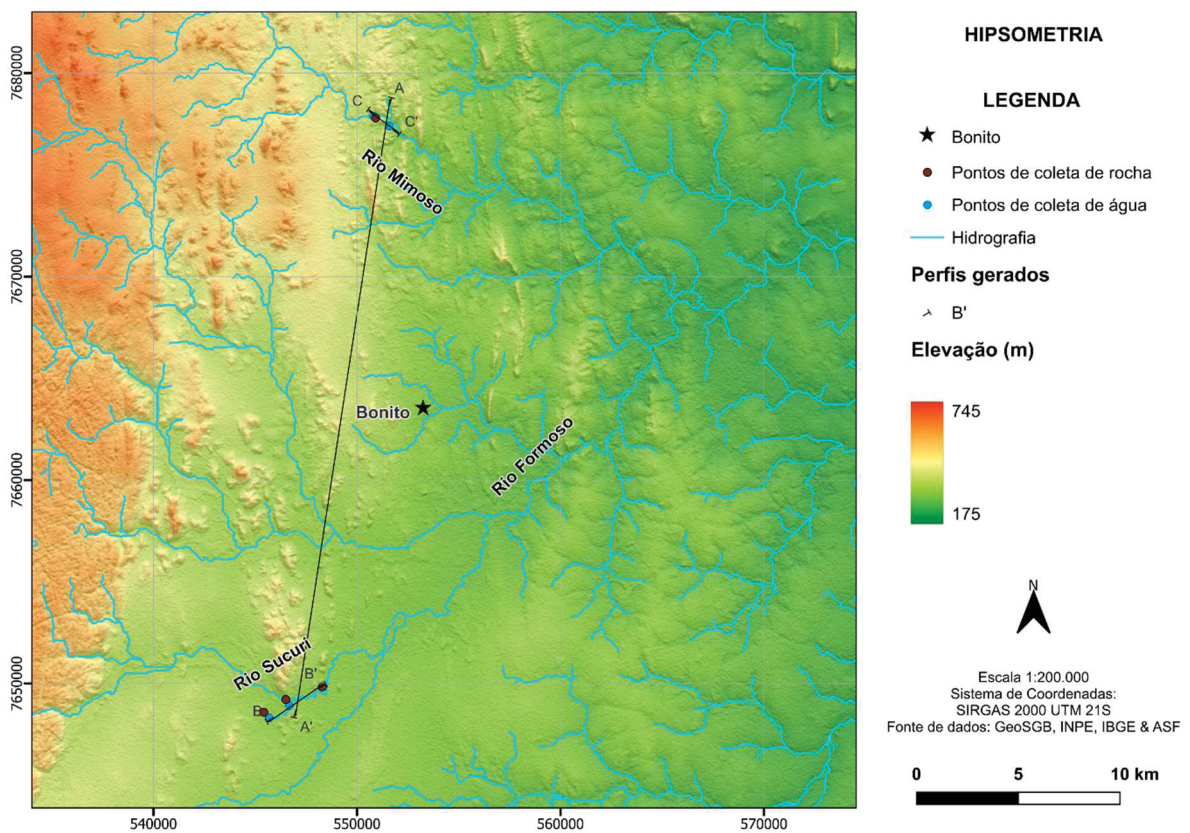


Figura 9: Mapa hipsométrico dos sistemas Mimoso e Sucuri, destacando a hidrografia, a localização do município de Bonito, a localização dos pontos de amostragem e o traçado dos perfis topográficos elaborados.

No perfil transversal (FIGURA 10), observa-se a diferença de relevo entre os dois rios, bem como a presença de um divisor de águas entre eles. No perfil do Rio Sucuri, percebe-se um relevo mais plano, com elevações que variam entre 318 e 335 metros (FIGURA 11). Em contraste, o perfil do Rio Mimoso revela um relevo mais irregular, com elevações que variam de 304 a 438 metros (FIGURA 12).

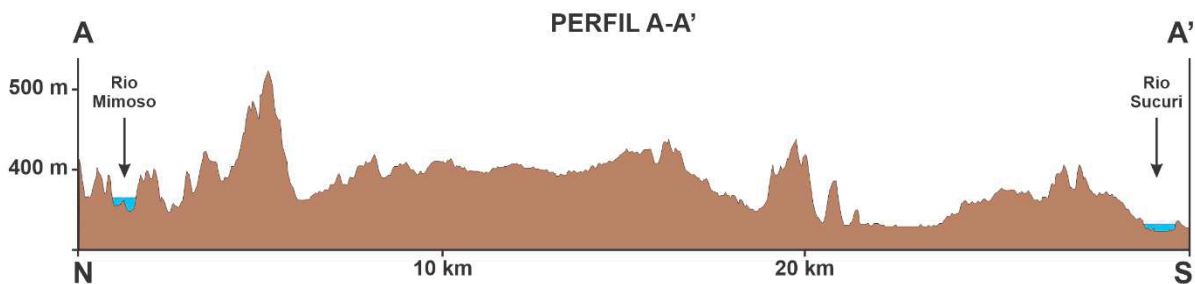


Figura 10: Perfil topográfico regional N-S (~25 km) ilustrando a pronunciada mudança de relevo, partindo de terrenos mais acidentados e de maior elevação ao norte (Rio Mimoso) para a planície de baixa altitude ao sul (Rio Sucuri). Exagero vertical = 20x.

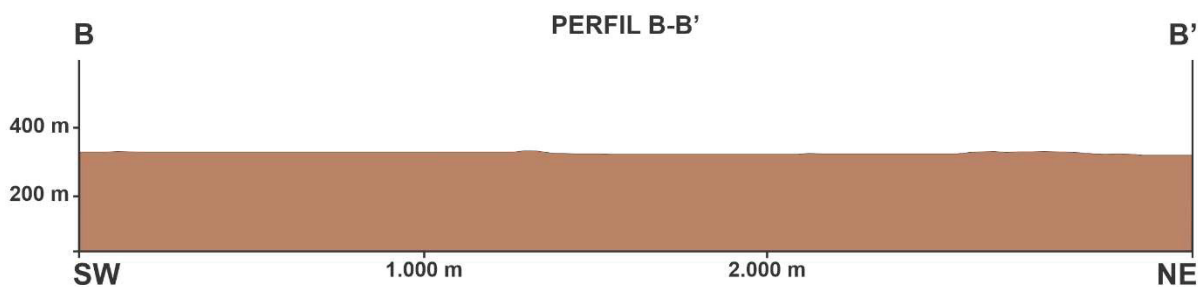


Figura 12: Perfil topográfico do Rio Sucuri. Em contraste com o Rio Mimoso, este perfil, orientado de SW a NE, exibe uma topografia extremamente plana e de baixo relevo. Exagero vertical = 2,5x.

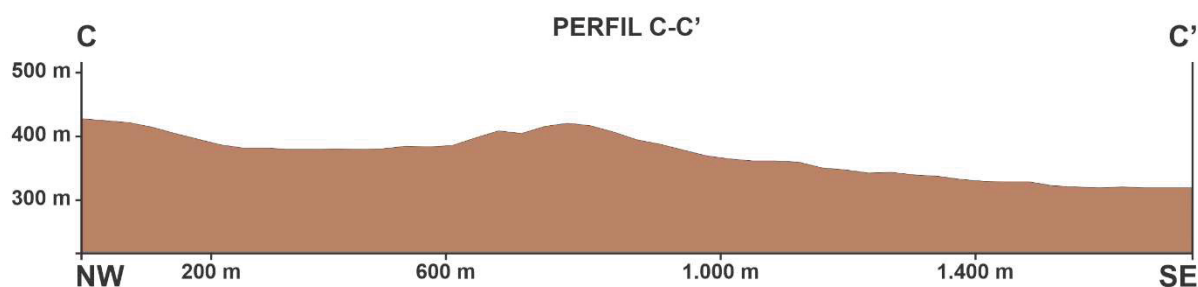


Figura 11: Perfil topográfico do Rio Mimoso. O perfil é orientado de NW a SE e detalha a topografia do vale fluvial, com uma maior variação no relevo. Exagero vertical = 4x.

No mapa geomorfológico (FIGURA 13), observa-se que o Rio Sucuri está localizado na unidade geomorfológica da Depressão do Rio da Prata. Esta unidade é marcada por uma superfície de aplainamento, formada ao longo de fases sucessivas de erosão, resultando em sistemas de planos inclinados, ocasionalmente com leve

concauidade. Por outro lado, o Rio Mimoso pertence à unidade geomorfológica dos Alinhamentos Serranos da Bodoquena Oriental, que se caracteriza por uma dissecação fluvial em litologias diversas, sem um controle estrutural significativo. Essa unidade é predominantemente composta por colinas, morros e interflúvios tabulares (IBGE, 2009).

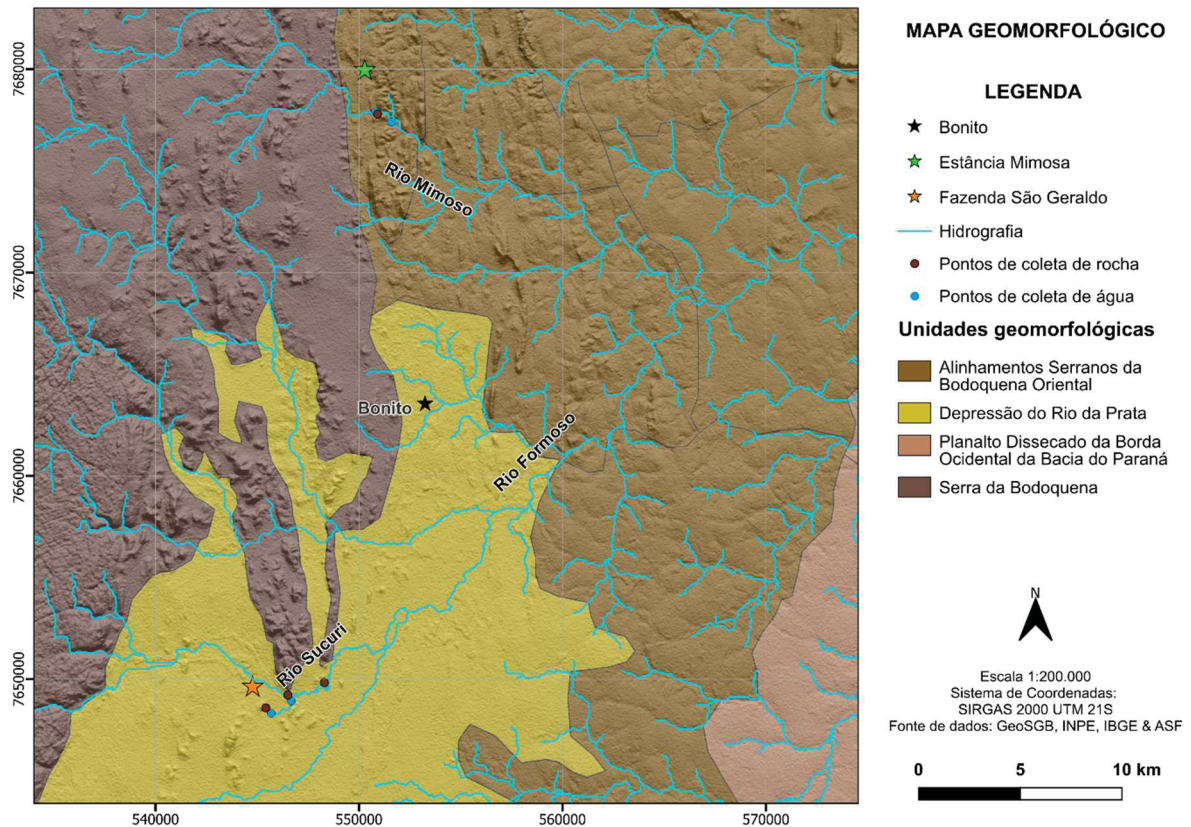


Figura 13: Mapa geomorfológico da área de estudo. O mapa exhibe a distribuição espacial das unidades geomorfológicas: Serra da Bodoquena, Alinhamentos Serranos da Bodoquena Oriental, Depressão do Rio da Prata e Planalto Dissecado da Borda Ocidental da Bacia do Paraná. A rede hidrográfica (incluindo os rios Formoso, Mimoso e Sucuri) é apresentada, juntamente com a localização dos pontos de amostragem de rocha e água. Locais de referência principais (município de Bonito, Estância Mimosa e Fazenda São Geraldo) também estão indicados.

No mapa de vegetação (FIGURA 14), o Rio Sucuri está inserido na unidade de Floresta Estacional Semidecidual Aluvial, caracterizada por um clima estacional que leva à queda parcial das folhas das árvores. Essa vegetação ocorre em solos areníticos pobres em nutrientes e é marcada por chuvas no outono e inverno, seguidas de uma seca intensa no verão, que induz o repouso fisiológico das plantas e a perda parcial das folhas. Em contrapartida, o Rio Mimoso atravessa a unidade de Savana Florestada, com um dossel fechado e espécies predominantemente de troncos

grossos, ramificados e, muitas vezes, com espinhos ou acúleos. Essa vegetação é densa e perde totalmente suas folhas durante a estação desfavorável (IBGE, 2012).

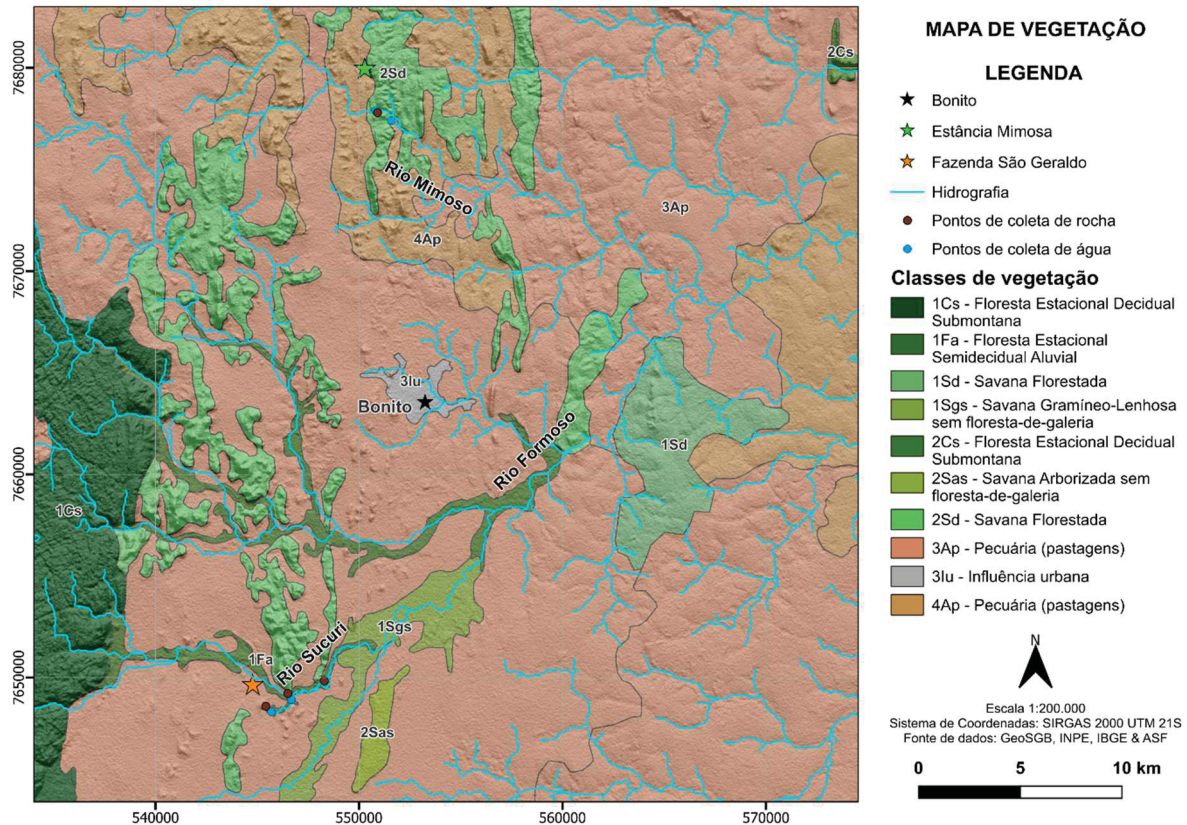


Figura 14: Mapa de uso e cobertura da terra da área de estudo. O mapa exhibe a distribuição espacial das classes de vegetação e do uso antrópico. A rede hidrográfica (incluindo os rios Formoso, Mimoso e Sucuri) é apresentada, juntamente com a localização dos pontos de amostragem de rocha e água. Principais locais de referência (município de Bonito, Estância Mimosa e Fazenda São Geraldo) também estão indicados.

No mapa geológico (FIGURA 15), o Rio Sucuri está inserido na Formação Bocaina, caracterizada por dolomitos neoproterozoicos, além de uma planície aluvial e da Formação Serra da Bodoquena, composta por depósitos de tufa quaternários. Nas proximidades do rio também ocorre a Formação Cerradinho, constituída por arenitos, arcóseos, conglomerados, argilitos, siltitos e margas do Neoproterozoico. Em relação à geologia estrutural, não há estruturas que interfiram diretamente no curso do rio, o qual está inserido em uma planície.

Por outro lado, a maior parte do Rio Mimoso encontra-se inserida na Formação Bocaina. O rio também atravessa uma porção da Formação Puga, caracterizada por arenitos, diamictitos e lamitos neoproterozoicos, no entanto, essa unidade ocorre a jusante dos pontos de coleta de amostras. Quanto à geologia

estrutural, o Rio Mimoso está localizado em um terreno bastante acidentado, com diversos trechos encaixados em falhas e fraturas (CPRM, 2004).

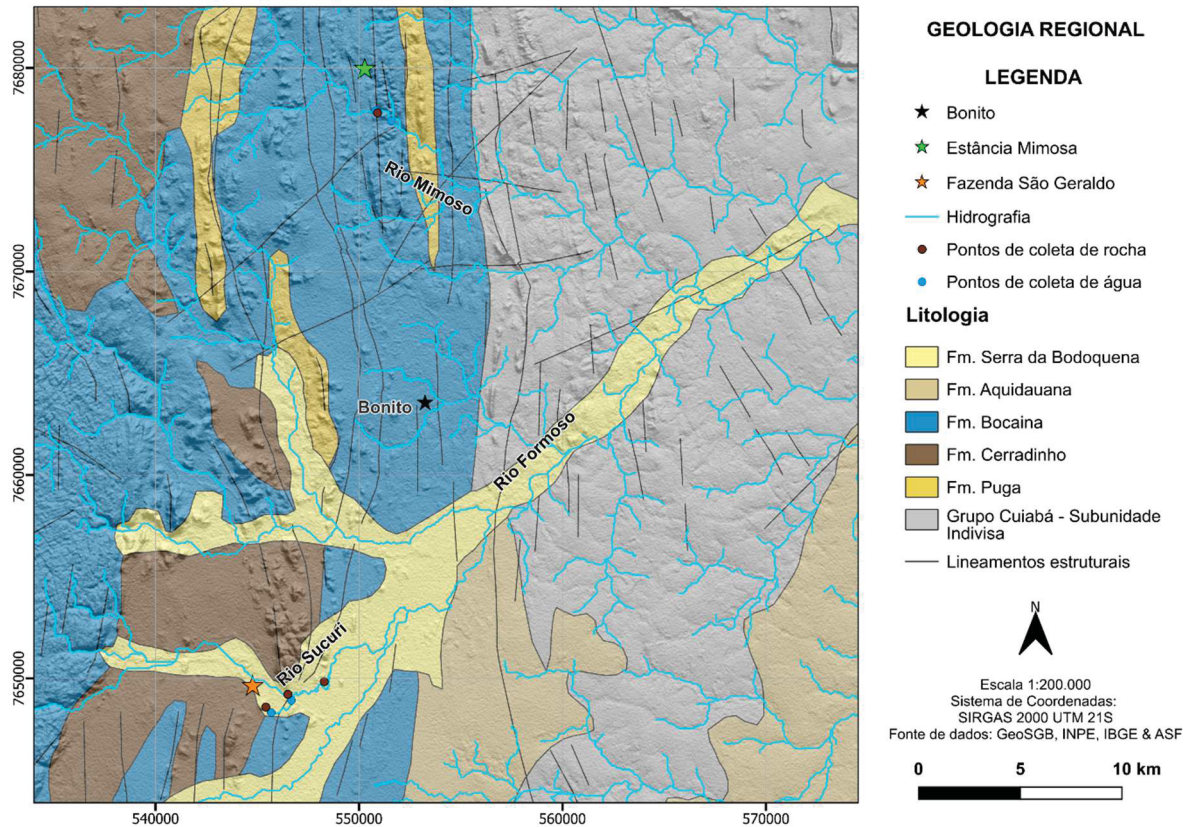


Figura 15: Contexto geológico da área de estudo. O mapa detalha a distribuição superficial das principais litologias e lineamentos estruturais em relação ao sistema de drenagem principal, composto pelos rios Mimoso, Formoso e Sucuri. A localização dos pontos de amostragem de rocha (círculos marrons) e de água (círculos azuis) está destacada, assim como o município de Bonito, a Estância Mimosa e a Fazenda São Geraldo.

4.2 PETROGRAFIA

Este capítulo apresenta a descrição detalhada das amostras, os litotipos foram caracterizados com base em análises macroscópicas e microscópicas, incluindo observações petrográficas, microscopia eletrônica de varredura acoplada à espectroscopia por dispersão de energia (MEV-EDS) e análise por microfluorescência de raios X (μ FRX). A classificação das tufas seguiu a tipologia proposta por Pedley (1990) e Ford & Pedley (1996), considerando as litofácies e os modelos ambientais associados.

As amostras foram descritas segundo critérios texturais, estruturais e composicionais, com atenção à presença de estruturas microbianas, restos vegetais

e bioclastos. As características morfológicas das micritas e a ocorrência de estruturas do tipo *bacterial shrub* e EPS (substâncias poliméricas extracelulares) também foram registradas, uma vez que esses elementos são relevantes para a caracterização dos processos de formação e preservação dos depósitos carbonáticos estudados.

Abaixo, são apresentadas as descrições sistematizadas de cada litotipo por rio de ocorrência, contemplando desde os aspectos visuais observados macroscopicamente até as feições microscópicas identificadas nas análises laboratoriais.

No Rio Sucuri, foram identificados três litotipos distintos: oncóides, micritos inconsolidados e alga carácea. O litotipo oncóide foi classificado como tufa cianolítica oncoidal e está associado ao modelo ambiental fluvial entrelaçado. Macroscopicamente, caracteriza-se por estruturas subsféricas e elípticas com diâmetros variando entre 0,1 mm e 3 cm, coloração castanha e laminações concêntricas bem definidas. Em microscopia, observam-se grãos subsféricos e elípticos com laminações concêntricas desenvolvidas em torno de núcleos compostos por quartzo, bioclastos ou fragmentos de oncóides. As laminações apresentam variações de coloração (clara e escura), composição química e porosidade. As camadas mais escuras apresentam maior concentração de matéria orgânica. Enquanto os núcleos mostram enriquecimento relativo em ferro e manganês. As laminações mais porosas contêm estruturas do tipo *bacterial shrub*, com preservação de moldes de bainhas de EPS (substâncias poliméricas extracelulares). Os cristais de micrita associados exibem morfologias variadas, incluindo formas fundidas, anédricas compactas, subarredondadas e *smooth rhomb* (FIGURAS 16 e 17).

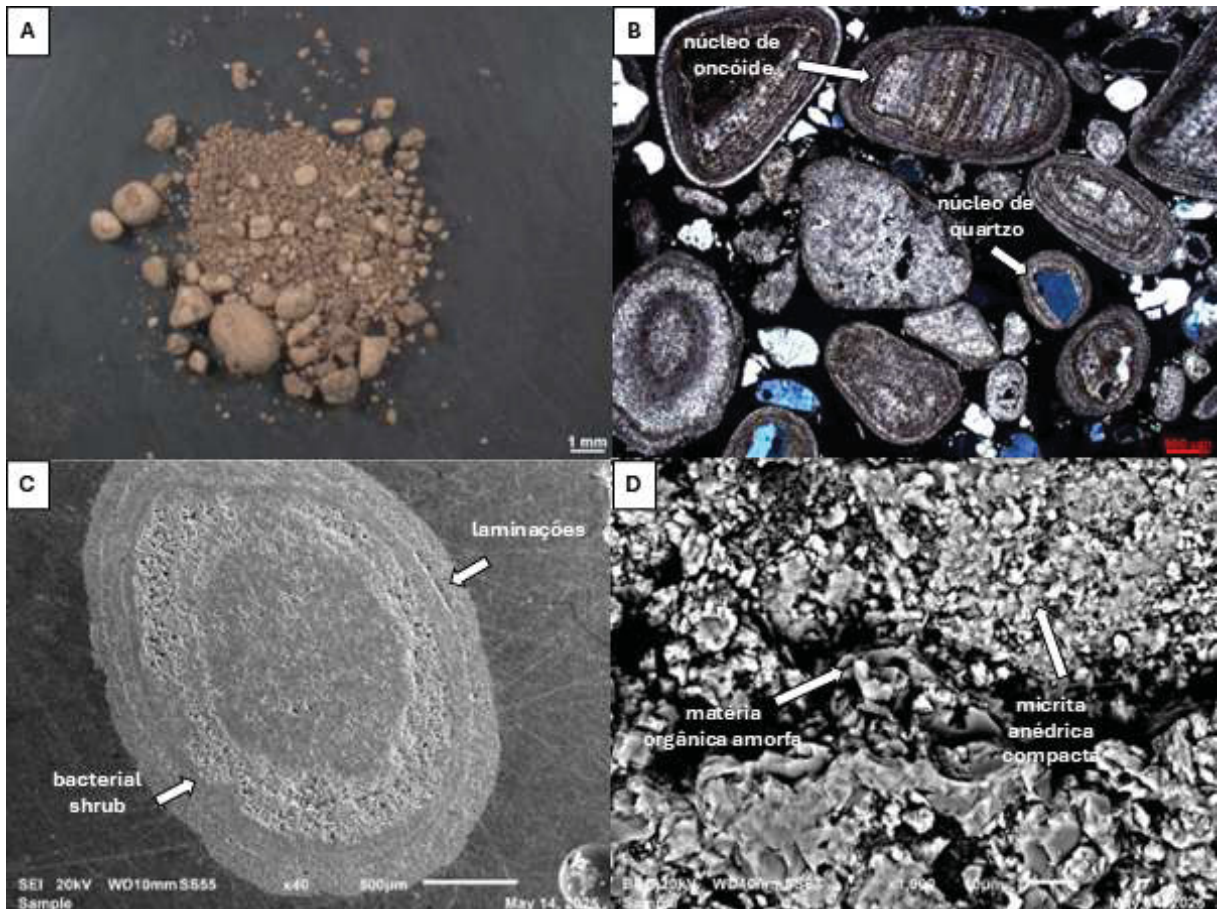


Figura 16: Caracterização petrográfica do litotipo oncóide. (A) Imagem de estereomicroscópio exibindo a morfologia macroscópica dos grãos, caracterizados por formas subs esféricas a elípticas e coloração castanha. (B) Fotomicrografia em luz polarizada cruzada, detalhando laminações concêntricas desenvolvidas ao redor de diferentes tipos de núcleos, as setas indicam um núcleo composto por fragmento de oncóide e um núcleo de quartzo. (C) Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) de um oncóide seccionado, destacando as laminações concêntricas e a presença de estruturas do tipo *bacterial shrub* nas zonas de maior porosidade. (D) Detalhe em MEV evidenciando a associação entre matéria orgânica amorfa e cristais de micrita anédrica compacta.

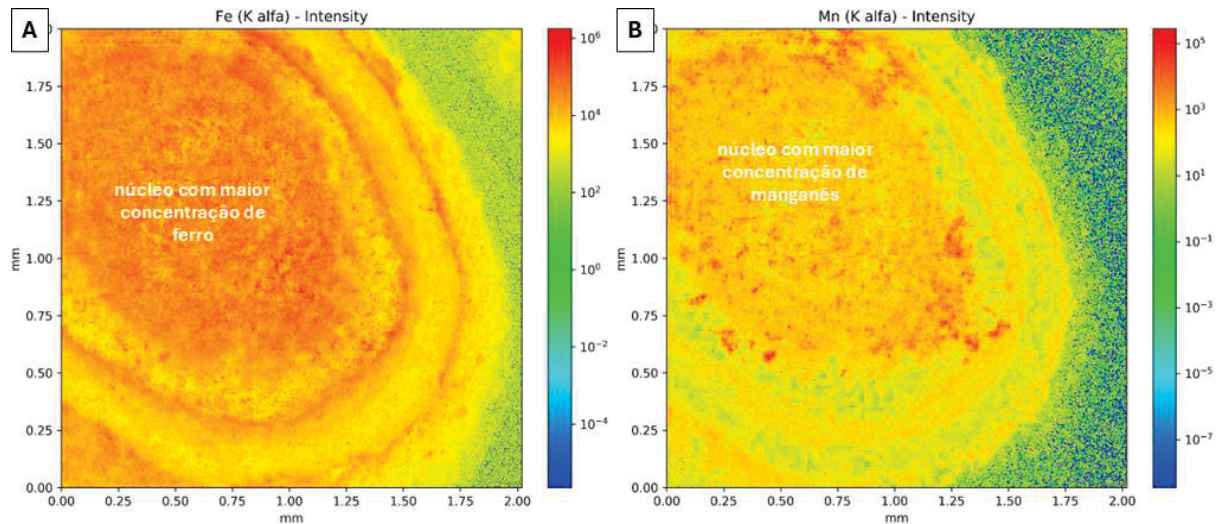


Figura 17: Mapas de distribuição elemental (intensidade de raios-X) evidenciando a variação da composição química em seção de um oncóide do Rio Sucuri. (A) Mapa de intensidade de Ferro, onde as cores quentes (vermelho/laranja) destacam o enriquecimento relativo deste elemento na região do núcleo, contrastando com as laminações externas. (B) Mapa de intensidade de Manganês, demonstrando um padrão de concentração similar ao do ferro.

O litotipo micritos inconsolidados foi classificado como tufa micrítica, associado ao modelo ambiental lacustre. Macroscopicamente, é composto por grãos subsféricos, conchas calcificadas e tubos de algas calcárias, com dimensões variando entre 0,1 mm e 2 mm e coloração cinza-claro. Em microscopia, é caracterizado por agregados esféricos a subsféricos de micrita, com textura grumosa, sem estrutura interna e com presença associada de matéria orgânica amorfa e EPS (substâncias poliméricas extracelulares). Nas imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura (MEV), observam-se agregados mais claros, compostos por cristais de esparita com morfologias predominantemente anédricas e *smooth rhomb*. Enquanto os cristais de micrita exibem morfologias diversas, incluindo formas fundidas, anédricas compactas, subarredondadas, *smooth rhomb* e *needle*. A matriz micrítica apresenta teores relativos mais elevados de ferro e manganês em comparação aos agregados de esparita (FIGURAS 18 e 19).

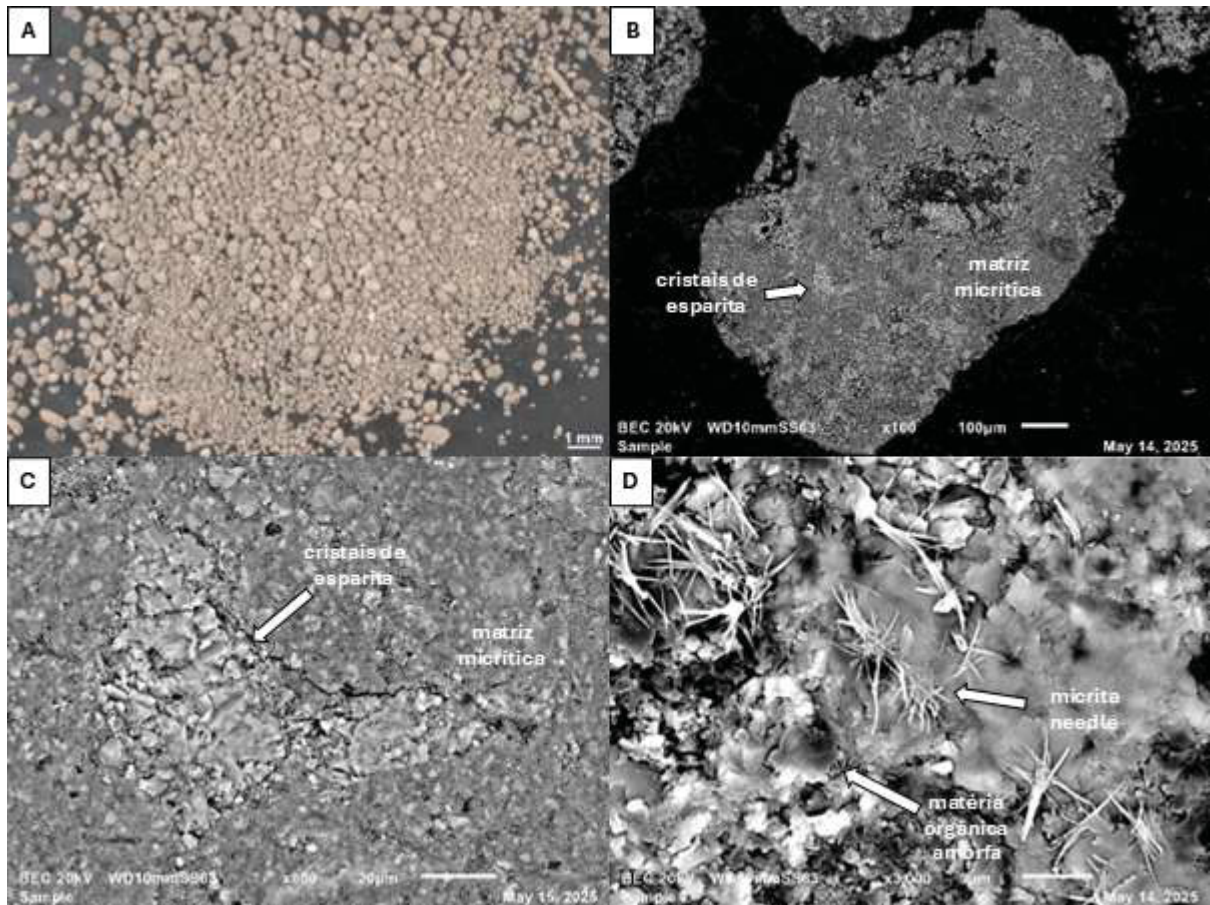


Figura 18: Caracterização petrográfica do litotipo micrito. (A) Imagem de estereomicroscópio evidenciando a textura granular inconsolidada, composta por grãos subesféricos, conchas e tubos de algas de coloração cinza-claro. (B) Imagem geral em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) de um agregado micrítico, exibindo textura grumosa e zonas contrastantes contendo cristais de esparita. (C) Detalhe em MEV mostrando a relação textural entre os cristais de esparita (mais claros) e a matriz micrítica. (D) Imagem de MEV destacando a diversidade morfológica cristalina, especificamente a presença de micrita *needle* associada a restos de matéria orgânica amorfa.

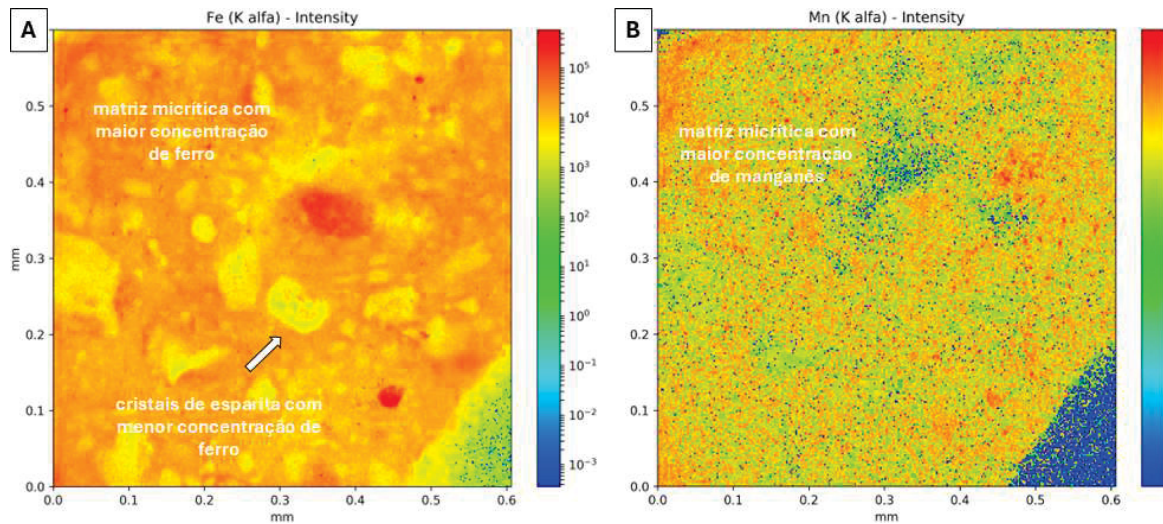


Figura 19: Mapas de distribuição elemental (intensidade de raios-X) ilustrando a heterogeneidade química do litotipo micritos inconsolidados. (A) Mapeamento de intensidade de Ferro, onde se observa um nítido contraste composicional: as áreas de cores quentes (vermelho/laranja) indicam a matriz micrítica enriquecida em ferro, enquanto as zonas de menor intensidade (amarelo/verde) correspondem aos cristais de esparita. (B) Mapeamento de intensidade de Manganês, exibindo um padrão de distribuição espacial análogo ao do ferro.

O litotipo alga carácea foi classificado como tufa fitohermal *framestone*, igualmente associado ao modelo ambiental lacustre. Macroscopicamente, apresenta fragmentos de algas caráceas calcificadas, com dimensões entre 0,1 mm e 1 cm, coloração cinza-esbranquiçada, frequentemente associados a bioclastos, como gastrópodes e ostracodes. Em microscopia, observam-se fragmentos calcificados com preservação parcial da estrutura vegetal, associados a gastrópodes e diatomáceas. Observa-se a precipitação de silvita sobre as estruturas carbonáticas. Também são observados restos de EPS (substâncias poliméricas extracelulares) e filamentos de cianobactérias. Os cristais de micrita associados apresentam morfologias variadas, incluindo formas fundidas, anédricas compactas e subarredondadas (FIGURA 20).

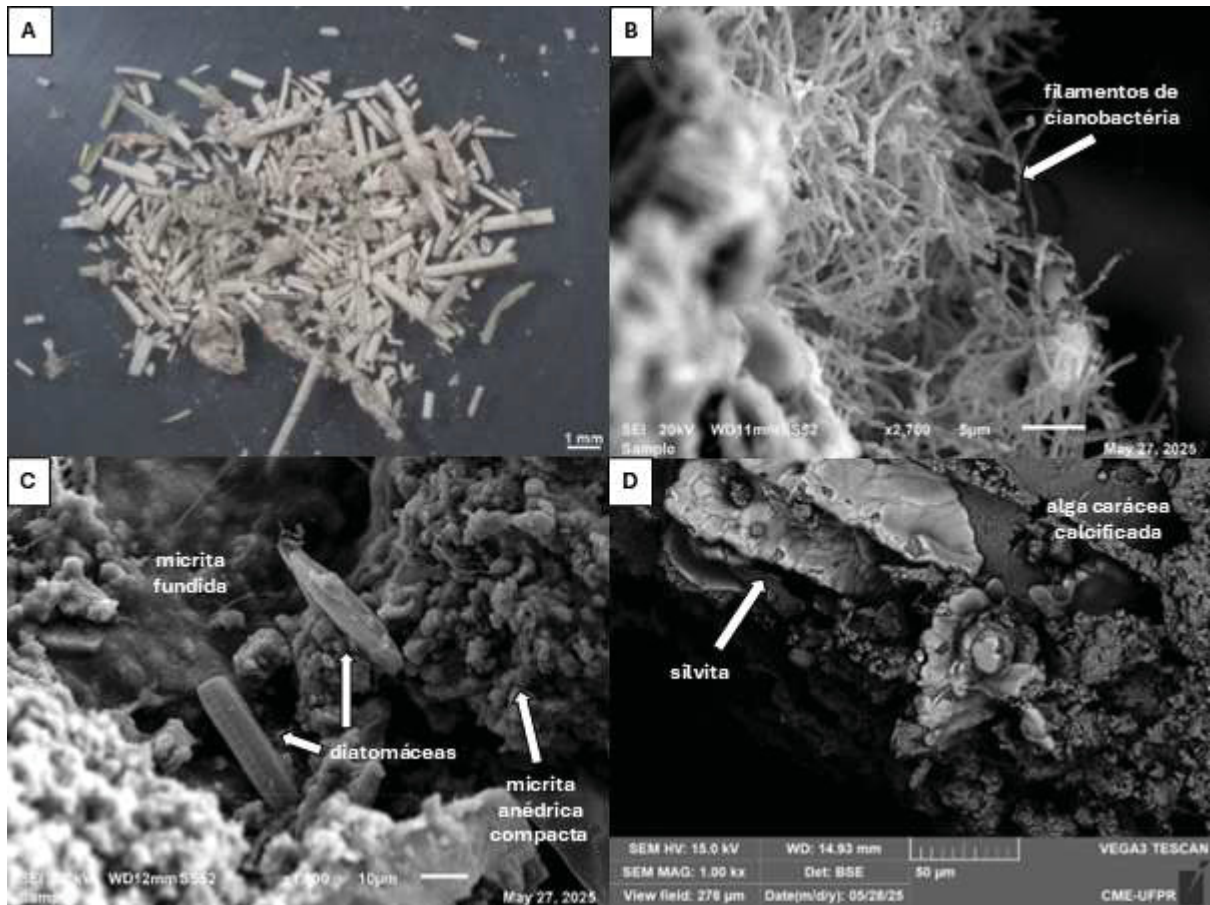


Figura 20: Caracterização petrográfica do litotipo alga carácea. (A) Imagem de estereomicroscópio exibindo fragmentos tubulares de talos de caráceas calcificadas, de coloração cinza-esbranquiçada. (B) Detalhe em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) revelando a presença de uma densa trama de filamentos de cianobactérias associada à estrutura. (C) Fotomicrografia em MEV destacando a associação biológica e mineralógica, com a presença de frústulas de diatomáceas junto a cristais de micrita de morfologias fundida e anédrica compacta. (D) Imagem de MEV evidenciando a estrutura da alga carácea calcificada e a precipitação de cristais de silvita (mais claros) sobre o substrato carbonático.

No rio Mimoso, o litotipo tufa foi classificado como tufa fitohermal *framestone*, tufa fitohermal *boundstone* e tufa fitoclástica, associado aos modelos ambientais cascata e barragem. Macroscopicamente, os fragmentos são centimétricos, de coloração castanha, apresentando laminações bem definidas, com porosidade expressiva, estruturas do tipo *bacterial shrub* e presença frequente de restos vegetais. Em microscopia, os fragmentos apresentam laminações e crostas carbonáticas, com ocorrência de estruturas do tipo *bacterial shrub*, filamentos de cianobactérias incrustados por micrita e recobrimentos de EPS (substâncias poliméricas extracelulares) sobre os sedimentos, as porosidades mais representativas são do tipo *vug* e fenestral. As bainhas de EPS se apresentam em diferentes estados de preservação, parcial ou totalmente calcificadas. Restos vegetais incrustados também

foram identificados. Os cristais de micrita associados exibem morfologias variadas, incluindo formas do tipo “couve-flor”, *dumbbell*, domínios triangulares, fundidas, anédricas compactas, subarredondadas e *smooth rhomb*. As morfologias anédrica compacta, “couve-flor” e domínios triangulares são predominantes nas amostras (FIGURAS 21 e 22).

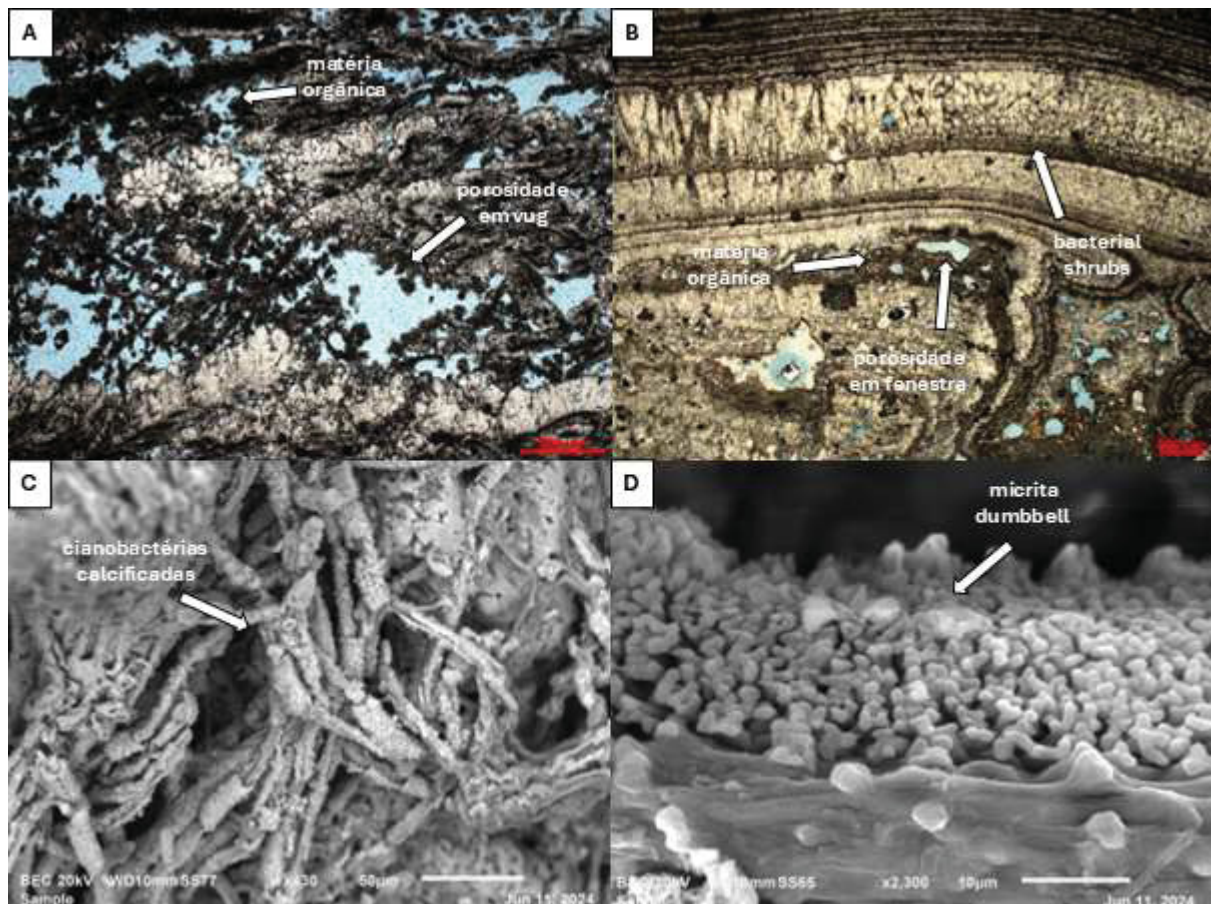


Figura 21: Caracterização petrográfica do litotipo tufa. (A) Fotomicrografia em luz natural destacando a trama da rocha com abundante matéria orgânica escura e porosidade do tipo *vug* (preenchida por resina azul). (B) Fotomicrografia em luz natural das laminações e crostas carbonáticas, exibindo o desenvolvimento de estruturas do tipo *bacterial shrubs* alternadas com níveis de matéria orgânica e porosidade fenestral. (C) Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) mostrando uma densa rede de filamentos de cianobactérias calcificadas. (D) Detalhe em MEV evidenciando cristais com morfologia *dumbbell*.

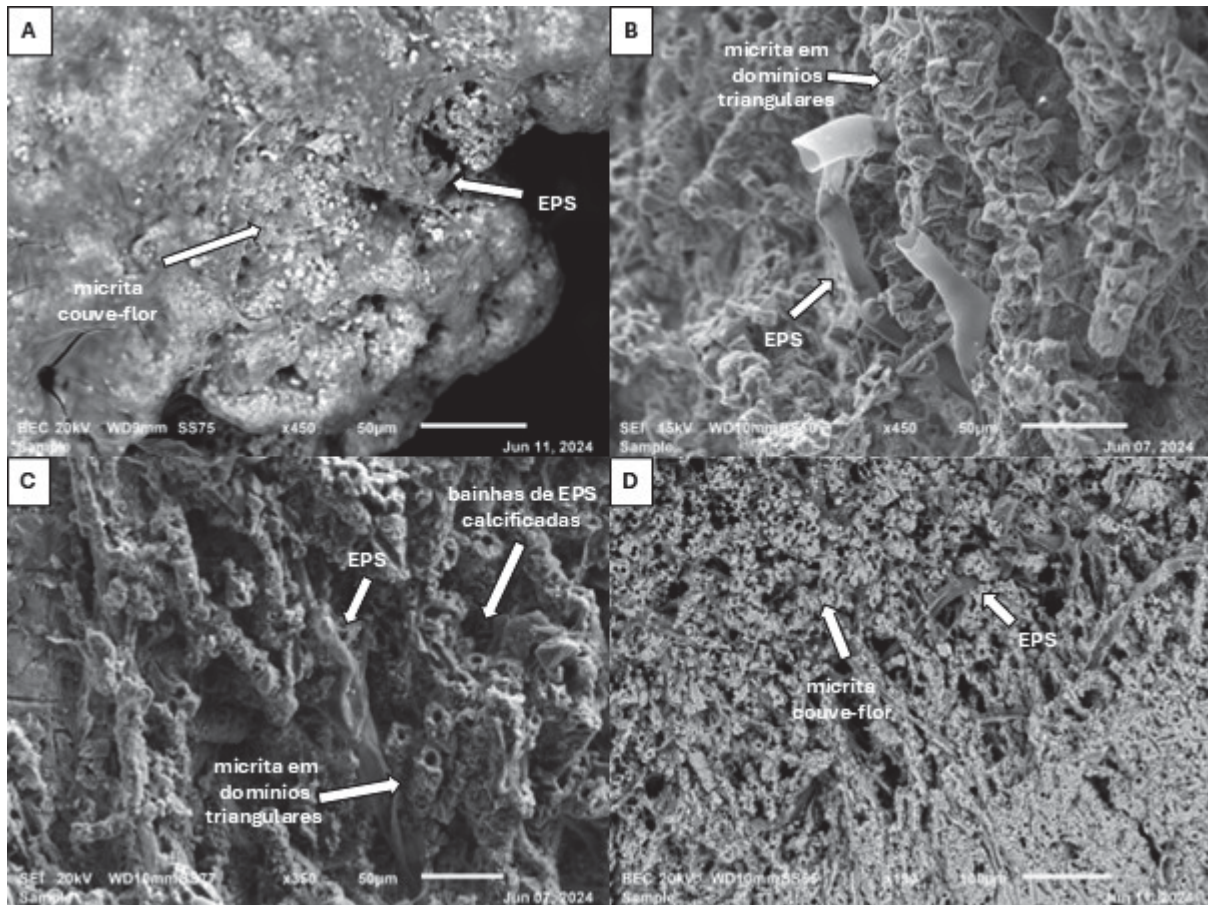


Figura 22: Caracterização petrográfica do litotipo tufa. (A) Imagem de MEV destacando a morfologia de micrita do tipo "couve-flor" em associação com filmes de EPS. (B) Detalhe em MEV mostrando a preservação de estruturas orgânicas de EPS (estruturas tubulares) e cristais de micrita organizados em domínios triangulares. (C) Imagem de MEV evidenciando processos de calcificação, com a presença de bainhas de EPS calcificadas (estruturas tubulares) junto a micrita em domínios triangulares. (D) Visão geral (MEV) da textura da rocha, dominada pela morfologia micrítica "couve-flor" entremeadada por restos de EPS.

As amostras de micrita e matéria orgânica particuladas dos rios Sucuri e Mimoso não foram submetidas à análise petrográfica, por se tratarem de sedimentos finos e inconsolidados, o que inviabiliza a confecção de lâminas. Além disso, o processo de maceração realizado durante a preparação resulta na destruição da morfologia original dos cristais.

4.3 GEOQUÍMICA

4.3.1 Composição Química

A composição química dos diferentes litotipos amostrados nos sistemas fluviais Sucuri e Mimoso foi determinada por fluorescência de raios X (FRX), sendo os

resultados para os óxidos maiores (CaO, SiO₂, CO₂ + H₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, P₂O₅, TiO₂, MnO, SrO, em %) e óxidos menores e elementos traço (SO₃, ZrO₂, Cl, em ppm) detalhados, respectivamente, na TABELA 3 e na TABELA 4. As concentrações de CO₂ + H₂O representam os valores detectados no ensaio de Perda ao Fogo (LOI).

Para melhor visualização nas representações gráficas, foram considerados óxidos maiores (CaO, SiO₂, CO₂ + H₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃, em %) aqueles presentes em teores superiores a 1% nas amostras (FIGURA 23), enquanto óxidos menores (MgO, K₂O, P₂O₅, TiO₂, MnO, SrO, SO₃, ZrO₂, Cl, em ppm) foram considerados aqueles com teores inferiores a esse valor (FIGURA 24).

Tabela 3: Resultados de FRX para os óxidos maiores (em %).

Número da Amostra	Sistema	Litotipo	FRX - Óxidos Maiores (%)										
			CaO	SiO ₂	CO ₂ + H ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	SrO
075/24-01		Oncóides	36,4	23,4	25,5	10,1	3,0	0,5	0,4	-	0,6	0,1	-
075/24-02		Micritos inconsolidados	48,2	7,1	39,0	3,6	1,3	0,3	0,2	-	0,2	-	0,1
075/24-03	Rio Sucuri	Micrita particulada	19,4	49,2	16,6	10,0	3,2	0,4	0,3	-	0,6	-	-
075/24-04		Matéria orgânica particulada	10,2	23,7	43,4	14,9	5,4	0,6	0,5	0,1	0,7	-	-
075/24-05		Alga carácea	46,5	5,9	43,5	0,7	0,3	1,3	0,5	-	0,1	-	0,1
075/24-07		Micrita particulada	47,4	7,6	40,3	2,4	0,7	1,1	0,3	-	0,2	0,1	-
075/24-08	Rio Mimoso	Matéria orgânica particulada	22,0	23,9	33,4	11,4	5,1	1,6	1,8	-	0,5	0,1	-
075/24-21		Tufa moss	45,6	7,5	41,2	3,0	0,8	1,3	0,3	-	0,1	-	-
075/24-23		Tufa crosta	51,6	1,8	43,9	1,1	0,3	1,1	0,1	-	-	-	-

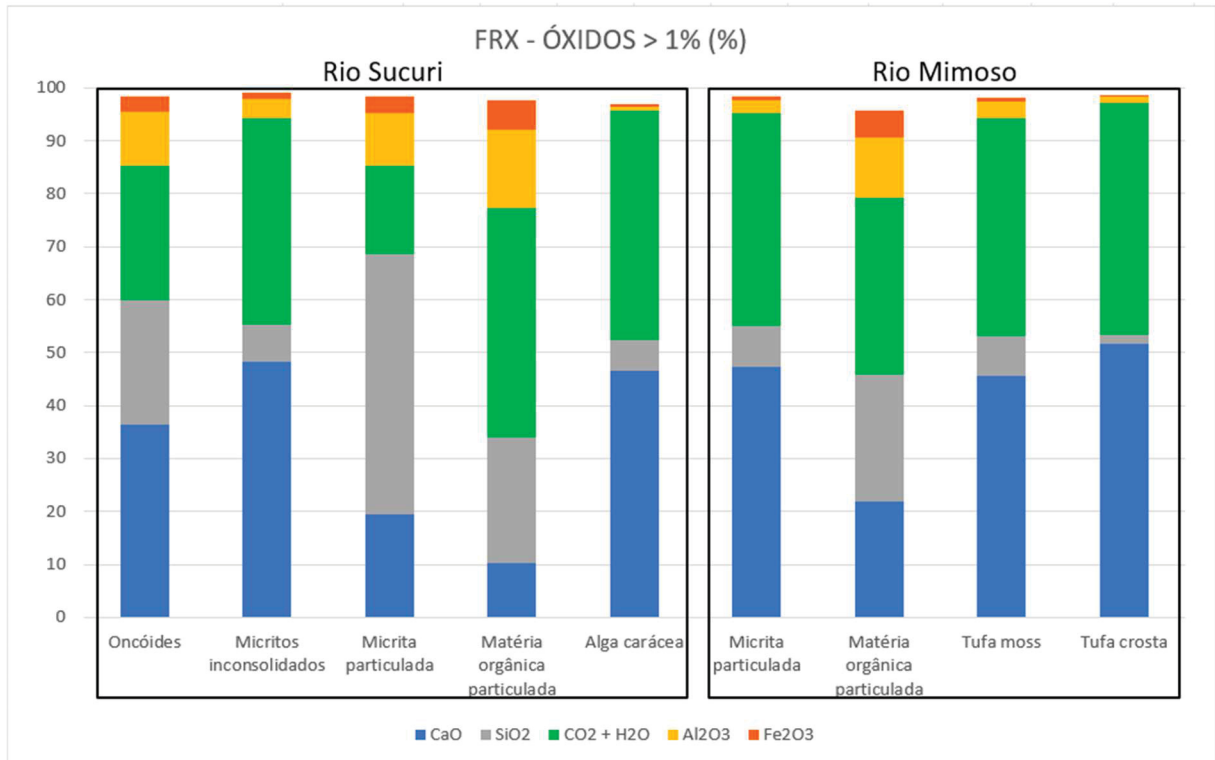


Figura 23: Gráfico ilustrando a distribuição percentual dos óxidos maiores (>1%) nos diferentes litotipos dos rios Sucuri e Mimoso. As barras representam a proporção relativa de CaO, SiO₂, CO₂+H₂O (perda ao fogo), Al₂O₃ e Fe₂O₃. Observa-se a predominância dos componentes carbonáticos (CaO em azul e CO₂+H₂O em verde) nos litotipos de alta pureza, como a tufa crosta, tufa *moss* e alga carácea. Em contraste, observa-se a contribuição significativa de componentes siliciclásticos (SiO₂ em cinza e Al₂O₃ em amarelo) nas amostras de micrita particulada do Rio Sucuri e nas amostras de matéria orgânica, evidenciando a natureza mista destes depósitos.

Tabela 4: Resultados de FRX para óxidos menores e elementos traço (em ppm).

Número da Amostra	Sistema	Litotipo	FRX - Óxidos Menores e Elementos Traço (ppm)		
			SO ₃	ZrO ₂	Cl
075/24-01		Oncóides	-	-	-
075/24-02		Micritos inconsolidados	-	-	-
075/24-03	Rio Sucuri	Micrita particulada	1000	1000	-
075/24-04		Matéria orgânica particulada	4000	-	-
075/24-05		Alga carácea	3000	-	7000
075/24-07		Micrita particulada	-	-	-
075/24-08	Rio	Matéria orgânica particulada	2000	-	-
075/24-21	Mimoso	Tufa moss	-	-	-
075/24-23		Tufa crosta	-	-	-

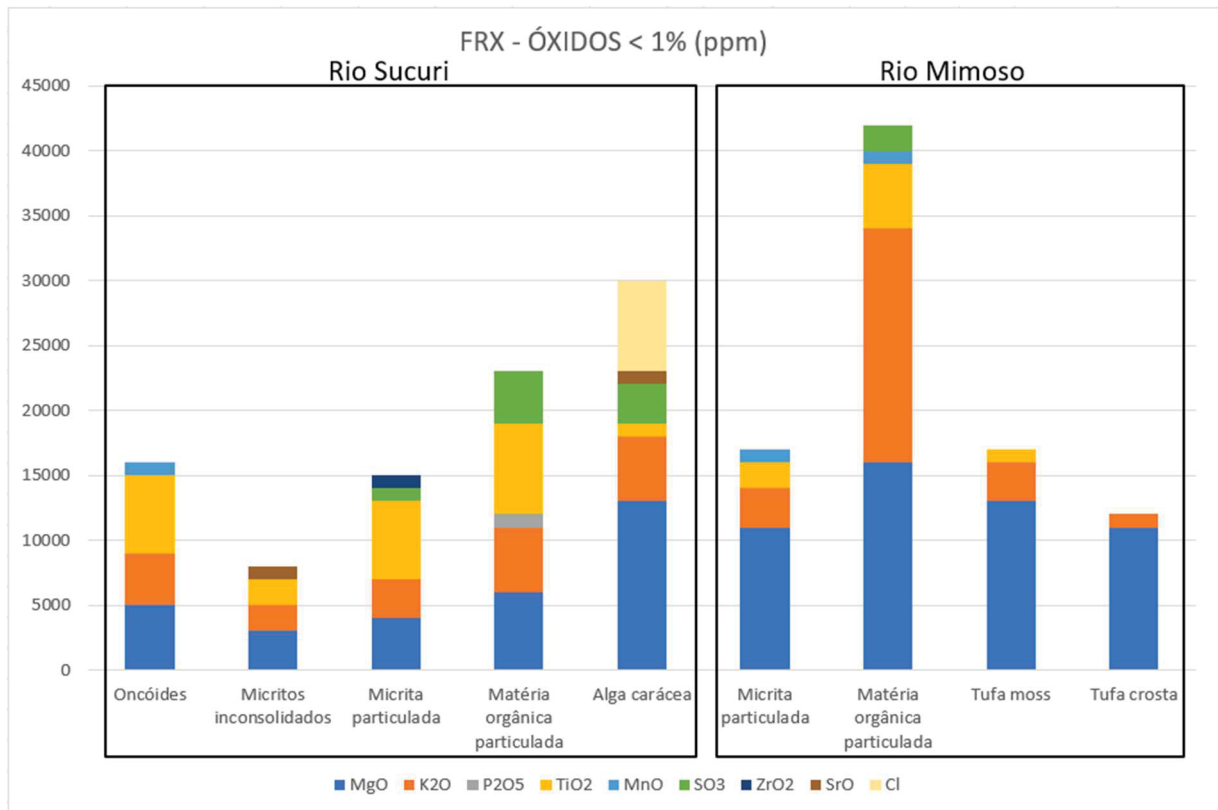


Figura 24: Gráfico representando as concentrações de óxidos menores e elementos traço (em ppm) nos litotipos dos rios Sucuri e Mimoso. No Rio Sucuri, destaca-se a anomalia de Cl na alga carácea (barra creme) e a presença exclusiva de ZrO_2 na micrita particulada (barra azul escura). A matéria orgânica particulada, em ambos os sistemas, mostra um enriquecimento relativo em SO_3 (barra verde). No Rio Mimoso, a amostra de matéria orgânica apresenta a maior concentração acumulada de elementos menores, impulsionada pelos elevados teores de K_2O (barra laranja) e MgO (barra azul), enquanto as tufas (*moss* e *crosta*) exibem concentrações totais inferiores, dominadas essencialmente pelo MgO .

A análise geoquímica revela diferenças composicionais marcantes entre os litotipos de cada sistema. No Rio Sucuri, os litotipos dividem-se claramente em dois grupos geoquímicos distintos. O primeiro grupo, caracterizado por carbonatos de alta pureza, engloba os micritos inconsolidados (075/24-02) e a alga carácea (075/24-05), que apresentam altos teores de CaO (48,2% e 46,5%, respectivamente) e baixa contribuição siliciclástica, com SiO_2 variando entre 5,9% e 7,1% e Al_2O_3 entre 0,7% e 3,6%. O segundo grupo exhibe uma composição mista (carbonática-siliciclástica) e inclui os oncóides (075/24-01), a micrita particulada (075/24-03) e a matéria orgânica particulada (075/24-04). Estas amostras exibem teores de CaO mais baixos, situados entre 10,2% e 36,4%, e um enriquecimento acentuado em óxidos siliciclásticos. Neste conjunto, destaca-se a micrita particulada (075/24-03), que apresentou o maior teor de sílica do sistema (49,2%), e a matéria orgânica, com o maior teor de alumínio (14,9%). A análise de elementos menores e traços no sistema Sucuri detectou

concentrações específicas de SO_3 associado principalmente à fase orgânica e micrítica (1000 a 4000 ppm), ZrO_2 (1000 ppm) restrito à micrita particulada, e uma anomalia de Cl (7000 ppm) restrita à alga carácea.

No Rio Mimoso, a maioria dos litotipos analisados demonstra uma assinatura de carbonato de alta pureza, diferindo ligeiramente do padrão observado no Sucuri. A micrita particulada (075/24-07), a tufa *moss* (075/24-21) e a tufa crosta (075/24-23) apresentam altos teores de CaO (variando de 45,6% a 51,6%) e $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (de 40,3% a 43,9%). O aporte siliciclástico é mínimo nestas amostras, com valores de SiO_2 situados entre 1,8% e 7,6% e de Al_2O_3 entre 1,1% e 3,0%. A exceção neste sistema é a matéria orgânica particulada (075/24-08), que possui uma composição mista (22,0% CaO; 23,9% SiO_2 ; 11,4% Al_2O_3) e registrou a presença de SO_3 (2000 ppm). Em ambos os sistemas, os teores de Fe_2O_3 acompanham a divisão siliciclástica, sendo mais elevados nas amostras de composição mista (3,0% a 5,4%), especialmente na matéria orgânica, e baixos nos carbonatos puros (0,3% a 1,3%).

Por fim, os teores de MgO mantiveram-se consistentemente baixos em todas as amostras de ambos os rios ($\leq 1,6\%$), indicando que a fase carbonática precipitada é predominantemente calcita de baixo magnésio (*low-magnesium calcite*).

4.3.2 Composição Mineralógica

Com base na análise mineralógica semiquantitativa realizada nas amostras coletadas nos rios Sucuri e Mimoso, foi possível estimar a composição relativa dos principais minerais presentes nos diferentes litotipos carbonáticos analisados (TABELA 5). Todas as amostras foram analisadas através do pó total, e as amostras de oncóides (075/24-01), micritos inconsolidados (075/24-02), micrita particulada (075/24-03) e matéria orgânica particulada (075/24-04 e 075/24-08) passaram ainda por tratamento para identificação de argilominerais, cuja análise teve caráter exclusivamente qualitativo. A FIGURA 25 apresenta o gráfico referente à composição mineralógica principal das amostras.

Tabela 5: Resultados semiquantitativos (%) e qualitativos de DRX.

Número da Amostra	Sistema	Litotipo	DRX				Outros minerais detectados
			Calcita	Quartzo	Caulinita	Ilita	
075/24-01		Oncóides	71,0	29,0	-	-	Caulinita, Ilita, esmectita
075/24-02	Rio	Micritos inconsolidados	96,6	3,4	-	-	Caulinita
075/24-03	Sucuri	Micrita particulada	25,2	74,8	-	-	Caulinita, Ilita
075/24-04		Matéria orgânica particulada	21,0	14,0	65,0	-	Ilita
075/24-05		Alga carácea	88,6	11,4	-	-	Silvita
075/24-07		Micrita particulada	93,5	6,5	-	-	-
075/24-08	Rio	Matéria orgânica particulada	57,2	5,2	25,2	12,4	-
075/24-21	Mimoso	Tufa moss	96,3	3,7	-	-	-
075/24-23		Tufa crosta	100,0	-	-	-	-

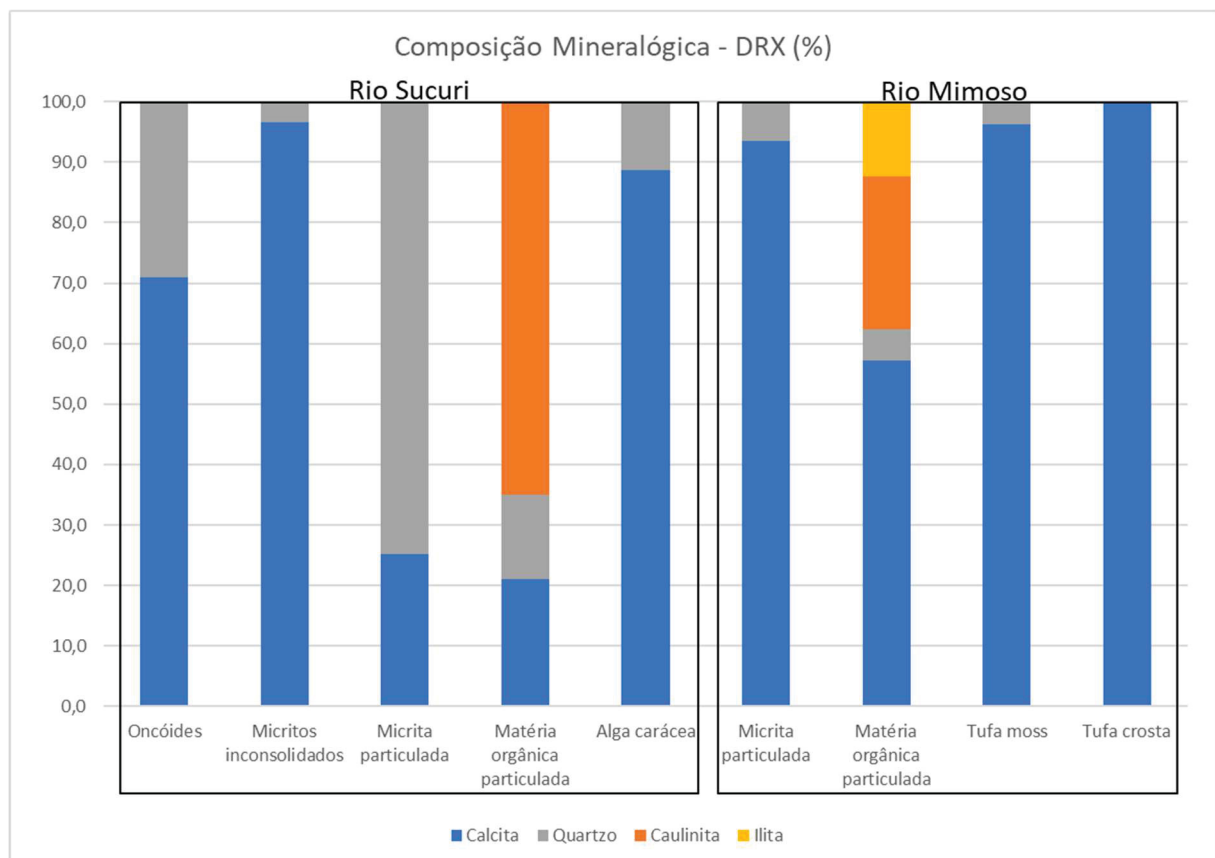


Figura 25: Gráfico representando a composição mineralógica semiquantitativa (DRX) dos litotipos dos rios Sucuri e Mimoso. O gráfico evidencia o contraste entre as fácies de precipitação autigênica, dominadas por calcita (azul), como as tufas e micritos inconsolidados, e as fácies com influência terrígena, com predomínio de quartzo (cinza) na micrita particulada do Rio Sucuri e o enriquecimento em argilominerais (caulinita e ilita) nas amostras de matéria orgânica particulada de ambos os sistemas.

4.3.3 Composição Isotópica

4.3.3.1 Carbono e Oxigênio – $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$

Os valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) foram determinados em diferentes litotipos coletados nos rios Sucuri e Mimoso, conforme apresentado na TABELA 6.

Tabela 6: Resultados de isótopos estáveis de C & O antes do tratamento químico.

Número da Amostra	Sistema	Litotipo	Isótopos Estáveis de C & O (‰)	
			Sem tratamento $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
075/24-01		Oncóides	-6,16	-7,82
075/24-02		Micritos inconsolidados	-8,42	-6,96
075/24-03	Rio Sucuri	Micrita particulada	-8,48	-6,03
075/24-04		Matéria orgânica particulada	-10,03	-9,75
075/24-05		Alga carácea	-4,38	-8,21
075/24-07		Micrita particulada	-9,06	-6,39
075/24-08	Rio Mimoso	Matéria orgânica particulada	-8,78	-7,60
075/24-21		Tufa moss	-7,89	-7,72
075/24-23		Tufa crosta	-8,72	-8,05

No Rio Sucuri, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -10,03‰ VPDB, observados na amostra de matéria orgânica particulada (075/24-04), até -4,38‰ VPDB, registrado na alga carácea (075/24-05). As amostras de micrita particulada (075/24-03) e micritos inconsolidados (075/24-02) apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8,48‰ VPDB e -8,42‰ VPDB, enquanto a amostra de oncóides (075/24-01) exibiu um valor intermediário de -6,16‰ VPDB. Em relação ao $\delta^{18}\text{O}$, os valores variaram entre -9,75‰ VPDB para a amostra de matéria orgânica particulada (075/24-04) e -6,03‰ VPDB para amostra de micrita particulada (075/24-03). A amostra de alga carácea (075/24-05) apresentou $\delta^{18}\text{O}$ de -8,21‰ VPDB, os oncóides (075/24-01) de -7,82‰ VPDB, enquanto a amostra de micritos inconsolidados (075/24-02) apresentou $\delta^{18}\text{O}$ de -6,96‰ VPDB.

No Rio Mimoso, a amostra de micrita particulada (075/24-07) apresentou $\delta^{13}\text{C}$ de $-9,06\text{‰}$ VPDB, e a matéria orgânica particulada (075/24-08) de $-8,78\text{‰}$ VPDB. As amostra de tufas apresentaram valores de $-7,89\text{‰}$ VPDB para a tufa *moss* (075/24-21) e $-8,72\text{‰}$ VPDB para a tufa crosta (075/24-23). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variaram de $-8,05\text{‰}$ VPDB na amostra de tufa crosta (075/24-23) a $-6,39\text{‰}$ VPDB na amostra de micrita particulada (075/24-07), com valores intermediários observados na matéria orgânica particulada (075/24-08) de $-7,60\text{‰}$ VPDB e na tufa *moss* (075/24-21) de $-7,72\text{‰}$ VPDB. A FIGURA 26 apresenta o gráfico referente aos dados isotópicos das amostras analisadas.

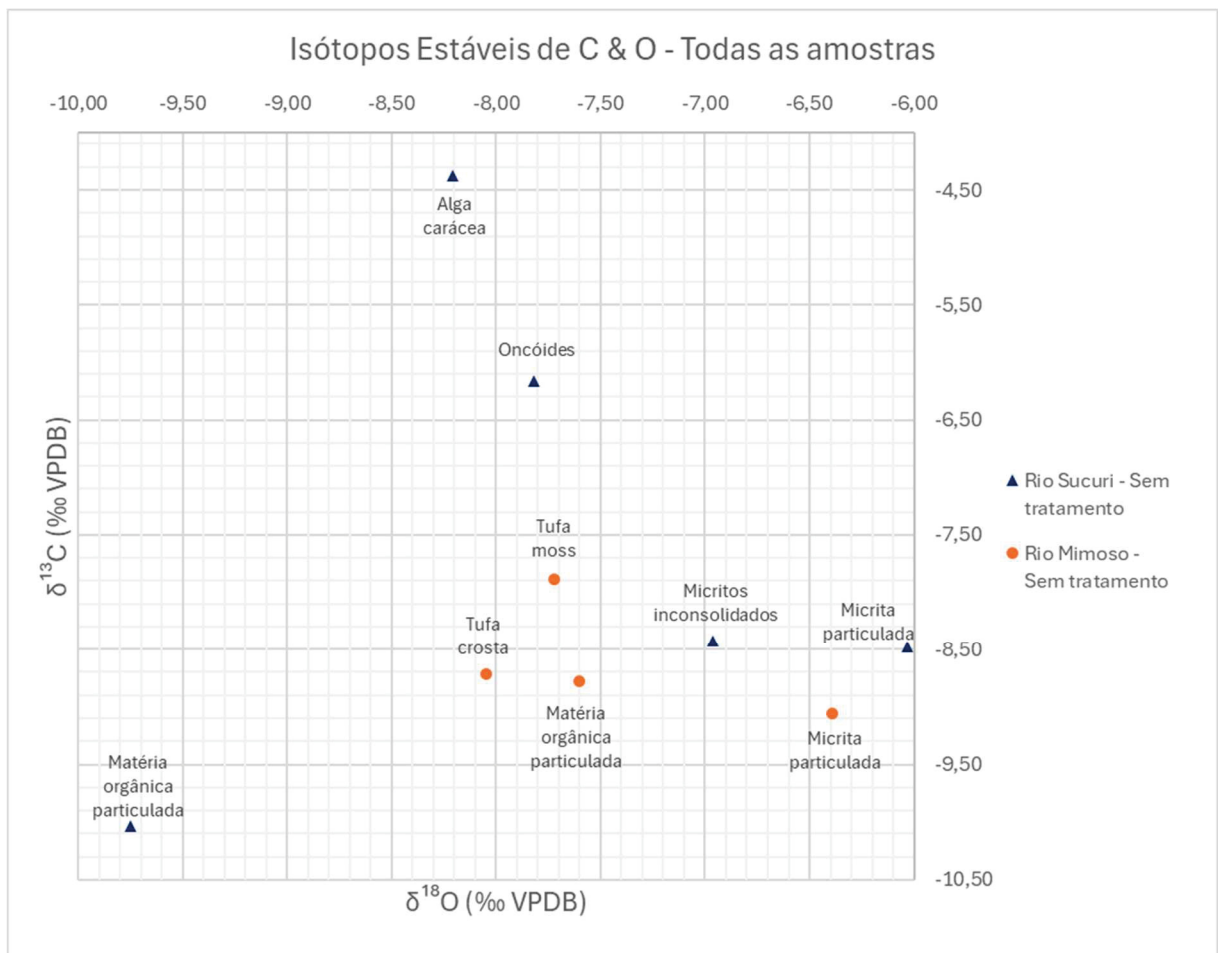


Figura 26: Gráfico de dispersão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$) evidenciando a ampla variabilidade do Rio Sucuri (azul), polarizada entre o enriquecimento em ^{13}C na alga carácea e o empobrecimento na matéria orgânica. No Rio Mimoso (laranja), os dados mostram-se mais agrupados. Destaca-se, em ambos os sistemas, a tendência da micrita particulada aos valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$.

4.3.3.2 Carbono e Oxigênio – $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$ e Carbono e Nitrogênio – $\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{15}\text{N}$ Pós-tratamento

As análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e nitrogênio ($\delta^{15}\text{N}$) foram realizadas em amostras dos rios Sucuri e Mimoso, comparando os resultados obtidos sem tratamento e após aplicação de reagentes químicos (NaClO e H_2O_2 para remoção de matéria orgânica e HCl para remoção do carbono inorgânico). Os valores encontram-se na TABELA 7.

Tabela 7: Resultados de isótopos estáveis de C, O & N antes e após os tratamentos químicos.

Número da Amostra	Sistema	Litotipo	Isótopos Estáveis de C, O & N (‰)							
			Sem tratamento		Tratamentos químicos					
			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	NaClO		H_2O_2		HCl	
		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰ Nair)	
075/24-04	Rio Sucuri	Matéria orgânica particulada	-10,03	-9,75	-9,07	-7,56	-9,67	-8,71	-30,80	5,30
075/24-07	Rio Mimoso	Micrita particulada	-9,06	-6,39	-8,75	-7,61	-8,54	-7,90	-26,90	2,30

No Rio Sucuri, a amostra de matéria orgânica particulada (075/24-04) apresentou, sem tratamento, $\delta^{13}\text{C}$ de $-10,03\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-9,75\text{‰ VPDB}$. Após tratamento com NaClO , os valores foram $\delta^{13}\text{C}$ de $-9,07\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-7,56\text{‰ VPDB}$; com H_2O_2 , $\delta^{13}\text{C}$ de $-9,67\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-8,71\text{‰ VPDB}$; e com HCl , $\delta^{13}\text{C}$ de $-30,80\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de $5,30\text{‰ Nair}$.

No Rio Mimoso, a amostra de micrita particulada (075/24-07) apresentou valores sem tratamento de $\delta^{13}\text{C}$ de $-9,06\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,39\text{‰ VPDB}$. Após o tratamento com NaClO , os valores foram $\delta^{13}\text{C}$ de $-8,75\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-7,61\text{‰ VPDB}$; com H_2O_2 , $\delta^{13}\text{C}$ de $-8,54\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-7,90\text{‰ VPDB}$; e com HCl , $\delta^{13}\text{C}$ de $-26,90\text{‰ VPDB}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de $2,30\text{‰ Nair}$. A FIGURA 27 apresenta o gráfico referente aos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos antes e após os tratamentos com NaClO e H_2O_2 .

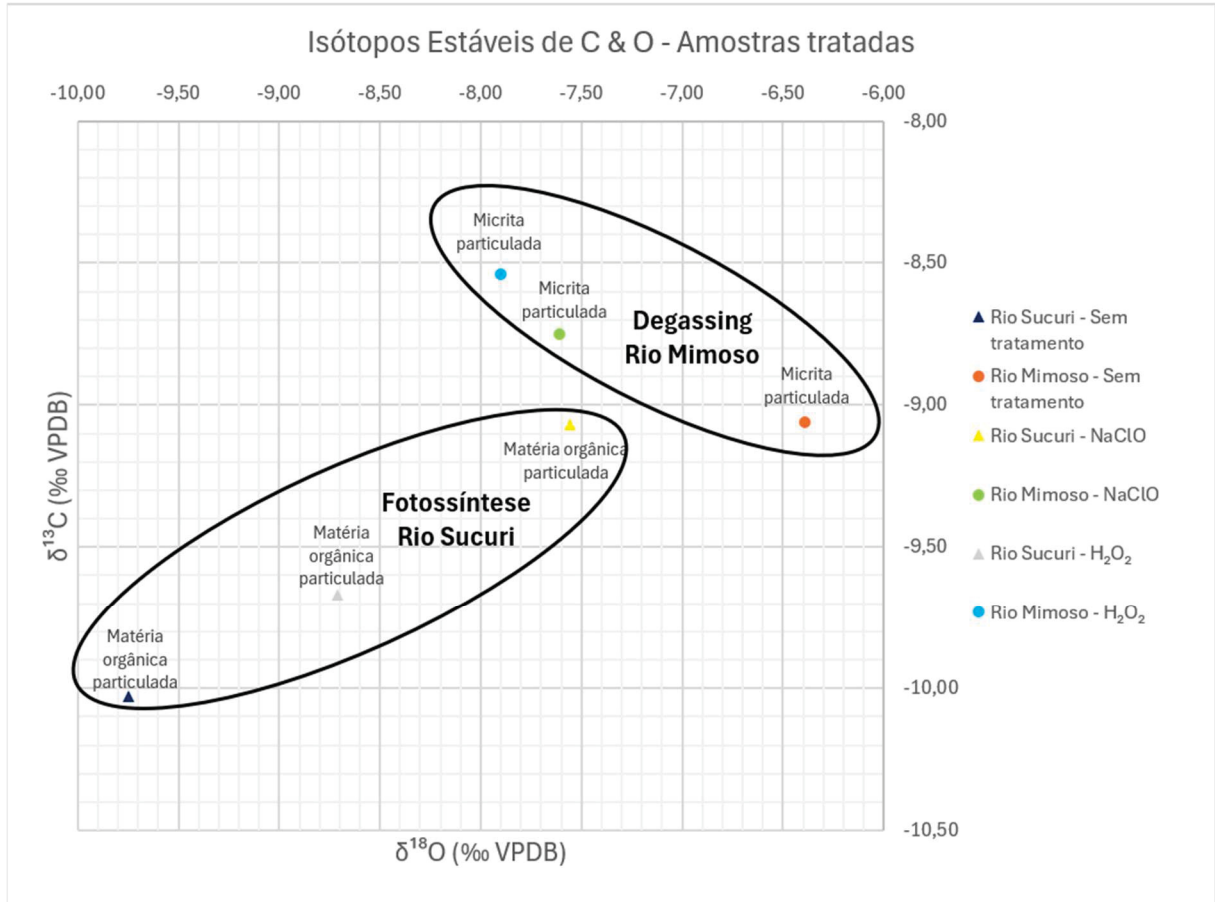


Figura 27: Gráfico de dispersão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$) comparando amostras naturais e submetidas a tratamentos químicos (NaClO , H_2O_2). A distribuição dos dados delimita dois campos genéticos distintos: o campo *Degassing*, que agrupa as amostras de micrita particulada do Rio Mimoso (valores mais enriquecidos), sugerindo a perda físico-química de CO_2 como mecanismo dominante; e o campo *Fotossíntese*, que reúne as amostras de matéria orgânica particulada do Rio Sucuri (valores mais negativos), refletindo a influência do fracionamento metabólico biológico.

4.3.3.3 Deutério e Oxigênio – $\delta^2\text{H}$ & $\delta^{18}\text{O}$

As análises isotópicas realizadas em amostras de água dos rios Mimoso e Sucuri revelaram valores consistentes de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao padrão VSMOW, bem como de $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao padrão VPDB (TABELA 8).

Tabela 8: Resultados de isótopos estáveis de H & O na água.

Número da Amostra	Sistema	Descrição	Isótopos Estáveis de H & O (‰)		
			$\delta^2\text{H}$ (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
066/25-01	Rio Mimoso	Cachoeira do Surucuá	-40,76	-6,28	-36,08
066/25-02		Cachoeira do Sol	-41,81	-6,32	-36,12
066/25-03	Rio Sucuri	Nascente	-39,21	-6,22	-36,02
066/25-04		1 km da Nascente	-41,50	-6,22	-36,02

No Rio Mimoso, os valores de $\delta^2\text{H}$ variaram entre $-40,76\text{‰}$ VSMOW na Cachoeira do Surucú (066/25-01) e $-41,81\text{‰}$ VSMOW na Cachoeira do Sol (066/25-02). Para o $\delta^{18}\text{O}$, os valores variaram entre $-6,28\text{‰}$ e $-6,32\text{‰}$ VSMOW. Quando expressos em relação ao padrão VPDB, os mesmos pontos apresentaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ de $-36,08\text{‰}$ e $-36,12\text{‰}$, respectivamente.

No Rio Sucuri, a nascente (066/25-03) apresentou $\delta^2\text{H}$ de $-39,21\text{‰}$ VSMOW e $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,22\text{‰}$ VSMOW, correspondente a $-36,02\text{‰}$ no padrão VPDB. Já a amostra coletada a 1 km da nascente (066/25-04) apresentou $\delta^2\text{H}$ de $-41,50\text{‰}$ VSMOW e $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,22\text{‰}$ VSMOW, com valor equivalente de $-36,02\text{‰}$ VPDB.

De forma geral, os valores de $\delta^2\text{H}$ variaram entre $-39,21\text{‰}$ e $-41,81\text{‰}$ VSMOW, enquanto o $\delta^{18}\text{O}$ apresentou pequena amplitude, entre $-6,22\text{‰}$ e $-6,32\text{‰}$ VSMOW, ou entre $-36,02\text{‰}$ e $-36,12\text{‰}$ no padrão VPDB.

5 DISCUSSÃO

5.1 SÍNTESE E CONTEXTUALIZAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos a partir das análises de geoprocessamento, petrografia e geoquímica revelam a existência de dois sistemas deposicionais distintos, porém geograficamente próximos, nos rios Mimoso e Sucuri, ambos inseridos na bacia hidrográfica do Rio Formoso. O Rio Mimoso caracteriza-se como um sistema fluvial de alta energia, com um perfil topográfico acidentado e forte controle estrutural, resultando na formação de tufas do tipo cascata e barragem. Em contrapartida, o Rio Sucuri representa um sistema de baixa energia, desenvolvido sobre uma planície de inundação com relevo suave, que favorece a deposição de tufas em ambientes lênticos, como os modelos lacustre e fluvial entrelaçado. Essa dualidade de ambientes, sob condições climáticas e litológicas de fonte semelhantes, permite uma análise comparativa aprofundada dos fatores que controlam a gênese, a faciologia e a assinatura geoquímica dos depósitos de tufa na região da Serra da Bodoquena.

5.2 CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS E GEOLÓGICOS NA DEPOSIÇÃO DE TUFAS

A geomorfologia exerce um controle primário sobre a hidrodinâmica e, conseqüentemente, sobre os processos de precipitação de carbonato. O Rio Mimoso, com seu perfil longitudinal escalonado e múltiplas quebras de relevo, promove uma intensa agitação da água, o que favorece a desgaseificação mecânica de CO₂ e eleva a taxa de precipitação de calcita, um cenário coerente com modelos deposicionais para sistemas fluviais escalonados (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Oste *et al.*, 2021). Este cenário de alta energia é consistente com a formação de fitohermas e fitoclastos, onde a precipitação rápida ocorre sobre substratos orgânicos, como briófitas e fragmentos vegetais, que atuam como *templates* para a incrustação (Chen *et al.*, 2004). A presença de falhas e fraturas ao longo do curso do Rio Mimoso, evidenciada pela análise geológica, não apenas condiciona o relevo acidentado, mas também pode atuar como conduto para águas subterrâneas ricas em bicarbonato, sustentando a contínua formação de tufas.

Em contrapartida, o Rio Sucuri flui sobre uma planície de aplainamento (Depressão do Rio da Prata), resultando em um sistema de baixa energia com fluxo predominantemente laminar. A ausência de turbulência significativa diminui a importância da desgaseificação mecânica, tornando os processos bioquímicos, como a fotossíntese por cianobactérias e algas, os principais indutores da precipitação de carbonato (Pedley, 1990; Arp *et al.*, 2001; Sallun Filho & Karmann, 2007). Este ambiente de águas calmas e límpidas é ideal para a formação de oncóides, que requerem condições de baixo hidrodinamismo para o crescimento concêntrico de suas lâminas microbianas. A deposição de micritos e a proliferação de algas caráceas reforçam a interpretação de um ambiente fluvio-lacustre a palustre, onde a sedimentação ocorre de forma mais lenta e sob forte influência biológica (Kang *et al.*, 2003; Alonso-Zarza & Wright, 2010; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Rodrigues *et al.*, 2021; Oste *et al.*, 2021, 2024).

5.3 GÊNESE DAS FÁCIES CARBONÁTICAS E A INFLUÊNCIA MICROBIANA

A petrografia detalhada das amostras confirma a influência biológica na gênese das tufas de ambos os rios. No Rio Mimoso, as tufas dos tipos fitohermal *framestone* e *boundstone* (Pedley, 1990) são dominadas por estruturas como *bacterial shrubs* e filamentos de cianobactérias incrustados por micrita, indicando que, mesmo em um ambiente de alta energia, a atividade microbiana contribui para a nucleação e o crescimento dos depósitos (Ford & Pedley, 1996; Oste *et al.*, 2024). As Substâncias Poliméricas Extracelulares (EPS) observadas atuam como um biofilme que aprisiona íons de cálcio e serve como sítio de nucleação para os cristais de calcita, um processo de mineralização biologicamente influenciado (Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2009). A diversidade de morfologias dos cristais de micrita, como "couve-flor", *dumbbell* e domínios triangulares, sugere uma precipitação rápida e sob condições de supersaturação elevadas, consistentes com a desgaseificação em cascatas (Chafetz & Folk, 1984; Oliveira, 2009; Manzo *et al.*, 2012; Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2022; Oste *et al.*, 2024).

No Rio Sucuri, a influência microbiana é ainda mais evidente na formação dos oncóides. As laminações concêntricas, com alternância de camadas ricas em matéria orgânica e camadas porosas com *bacterial shrubs* e moldes de EPS, registram os ciclos de crescimento das colônias cianobacterianas (Pedley, 1990; Rodrigues *et al.*,

2021; Shiraishi *et al.*, 2022). Os cristais do tipo *smooth rhomb*, observados nos oncóides, podem indicar precipitação pós-morte, ocorrendo sobre o biofilme já inativo (Rodrigues *et al.*, 2021). O litotipo micritos inconsolidados, com sua textura grumosa e associação com matéria orgânica, representa a precipitação direta a partir da coluna d'água, provavelmente induzida pela atividade metabólica do fitoplâncton e de comunidades bacterianas (Pedley, 1990; Dupraz *et al.*, 2004, 2009). As tufas fitohermais com algas caráceas e a presença de diatomáceas e ostracodes são diagnósticas de ambientes lacustres de água doce e bem oxigenada (Arenas-Abad *et al.*, 2010).

5.4 INTERPRETAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DOS DEPÓSITOS

A composição química e mineralógica das amostras reflete tanto a litologia da área-fonte quanto os processos deposicionais. A dominância de calcita, com teores de CaO que podem ultrapassar 50%, confirma que a principal fonte de íons é a dissolução das rochas carbonáticas neoproterozoicas do Grupo Corumbá, especificamente as formações Bocaina (dolomitos) e Cerradinho (margas e arenitos) (Boggiani *et al.*, 2002). A presença de quartzo, caulinita e illita, associada a teores elevados de SiO₂, Al₂O₃ e K₂O, indica um aporte detrítico siliciclástico para as bacias. A maior concentração desses componentes em amostras de matéria orgânica e em algumas micritas do Rio Sucuri sugere que os ambientes de menor energia atuam como aprisionadores eficientes de sedimentos finos carregados durante eventos de maior descarga fluvial (Oste *et al.*, 2021). A ocorrência de silvina na amostra de alga carácea pode estar relacionada a processos evaporíticos localizados em poças rasas durante períodos de baixa hidrometria, além de indicar possível contaminação de fertilizantes potássicos provenientes de plantações próximas.

A assinatura isotópica das águas ($\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$) confirma sua origem meteórica, alinhada com os padrões esperados para a região, sem evidências de evaporação significativa que pudesse alterar drasticamente a composição (Salati *et al.*, 1979; Paula, 2012; Gastmans *et al.*, 2017). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos (entre -6,03‰ e -9,75‰ VPDB) são consistentes com a precipitação a partir dessas águas meteóricas em temperaturas ambientes (Andrews, 2006).

A interpretação dos isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) é mais complexa, pois reflete a mistura de diferentes reservatórios e processos de fracionamento (Banner &

Hanson, 1990). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos variam de $-4,38\text{‰}$ a $-10,03\text{‰}$ VPDB. Os valores mais negativos, observados na matéria orgânica ($-10,03\text{‰}$) e em algumas micritas ($-9,06\text{‰}$), aproximam-se da assinatura de carbono orgânico derivado da decomposição de plantas terrestres do tipo C3, predominantes na região (Savana Florestada e Floresta Estacional Semidecidual). Isso é corroborado pelos valores extremamente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ ($-26,90\text{‰}$ a $-30,80\text{‰}$) obtidos para a fração orgânica das amostras após o tratamento com HCl, que são característicos da vegetação C3 (Kang *et al.*, 2003, Finley & Kendall, 2007).

Por outro lado, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos, como os da alga carácea ($-4,38\text{‰}$) e dos oncóides ($-6,16\text{‰}$), indicam uma influência de processos que enriquecem o carbonato em ^{13}C . A fotossíntese por algas e cianobactérias remove preferencialmente ^{12}C da coluna d'água, enriquecendo o reservatório de carbono inorgânico dissolvido (DIC) em ^{13}C , o que se reflete na calcita precipitada (Arp *et al.*, 2001; Shiraishi *et al.*, 2008). A desgaseificação rápida do CO_2 , em áreas de alta energia como no Rio Mimoso, também causa um fracionamento cinético que leva ao enriquecimento em ^{13}C no carbonato precipitado (Chen *et al.*, 2004; Andrews, 2006). Portanto, a assinatura isotópica de cada fácies representa um balanço entre a incorporação de carbono leve de origem orgânica (do solo e da decomposição *in situ*) e os processos de enriquecimento em ^{13}C (fotossíntese e desgaseificação). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ ($2,30\text{‰}$ a $5,30\text{‰}$) da matéria orgânica são consistentes com uma origem a partir de fontes terrestres, principalmente de plantas C3, e fixação biológica de nitrogênio em um ecossistema não impactado por fontes nitrogenadas antrópicas significativas (Finley & Kendall, 2007).

5.5 MODELOS DEPOSICIONAIS INTEGRADOS PARA OS RIOS SUCURI E MIMOSO

A integração dos dados permite a elaboração de modelos deposicionais distintos para cada sistema fluvial, baseados na classificação de Pedley (1990).

Modelo do Rio Sucuri: Caracteriza-se como um sistema fluvio-lacustre a palustre de baixa energia, desenvolvido em uma planície aluvial de baixo gradiente. A ausência de quebras de relevo significativas resulta em um fluxo lento e laminar, com águas claras e elevada penetração de luz. A precipitação de carbonato é predominantemente controlada por processos biológicos, com destaque para a

atividade fotossintética de cianobactérias e algas caráceas. As principais fácies associadas são (i) oncóides (modelo fluvial entrelaçado), formados em áreas de águas rasas e com movimentação constante, mas suave; (ii) micritos (modelo lacustrino), depositados em áreas mais profundas ou de menor energia, como lagoas e meandros abandonados, a partir da precipitação na coluna d'água; e (iii) tufas fitohermais de caráceas, indicativas de corpos d'água estáveis e rasos. Este sistema atua como um eficiente decantador de sedimentos finos siliciclásticos, que são incorporados principalmente nas fácies de menor energia.

Modelo do Rio Mimoso: Representa um sistema fluvial de alta energia, com perfil escalonado e forte controle estrutural por falhas e fraturas. A sucessão de cascatas e corredeiras promove intensa turbulência e rápida desgaseificação de CO₂, tornando a precipitação físico-química o processo dominante. A atividade biológica, embora presente e fundamental na nucleação (via EPS e biofilmes), atua em sinergia com a alta taxa de precipitação inorgânica. As fácies diagnósticas são (i) tufas fitohermais de briófitas (modelo de cascata), que colonizam zonas de *splash* em cascatas; (ii) tufas fitoclásticas (modelo de barragem), formadas pela rápida cimentação de detritos vegetais aprisionados em barragens; e (iii) *boundstones* estromatolíticos, que se desenvolvem em áreas de fluxo rápido e contínuo. A maior turbidez das águas reflete a maior capacidade de transporte de sedimentos do sistema.

6 CONCLUSÕES

Este estudo, ao investigar a gênese da micrita nos sistemas fluviais dos rios Sucuri e Mimoso, confirmou a hipótese central de que os processos de formação de carbonatos fluviais na região da Serra da Bodoquena são diretamente controlados pelas características geológicas e geomorfológicas de cada ambiente deposicional. A análise integrada de geoprocessamento, petrografia e geoquímica permitiu não apenas caracterizar os distintos litotipos de tufa, mas também elucidar a interação complexa entre fatores físico-químicos, biológicos e detríticos, validando a premissa de que múltiplos mecanismos coexistem e predominam sob diferentes condições hidrodinâmicas e ambientais.

As principais conclusões deste trabalho são:

1. Controle geomorfológico na gênese das tufas: A pesquisa demonstrou de forma conclusiva que a geomorfologia é o fator preponderante na diferenciação dos sistemas deposicionais. O Rio Mimoso, com seu relevo acidentado e perfil escalonado, representa um sistema de alta energia onde a desgaseificação mecânica de CO₂ em cachoeiras e corredeiras é o principal mecanismo indutor da precipitação de carbonato (Chen *et al.*, 2004; Oste *et al.*, 2021). Este ambiente favorece a formação de tufas do tipo cascata e barragem, como as fitohermas de briófitas e os fitoclastos (Pedley, 1990). Em contrapartida, o Rio Sucuri, inserido em uma planície de relevo suave, constitui um sistema de baixa energia onde a precipitação é dominada por processos bioquímicos, como a fotossíntese de cianobactérias e algas, levando à formação de oncóides, micritos inconsolidados e tufas fitohermais de caráceas em um ambiente fluvio-lacustre (Arp *et al.*, 2001; Rodrigues *et al.*, 2021).

2. Origem mista da micrita: A hipótese de que a micrita na região possui múltiplas origens foi corroborada. A maior parte dos depósitos é autóctone (automicrita), precipitada *in situ* por mecanismos distintos: no Rio Sucuri, predomina a precipitação biologicamente induzida e influenciada, evidenciada pela associação com EPS, biofilmes e estruturas como *bacterial shrubs* (Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2009); no Rio Mimoso, a precipitação é predominantemente inorgânica, impulsionada pela hidrodinâmica, embora a nucleação inicial seja frequentemente mediada por substratos biológicos (Shiraishi *et al.*, 2022). A presença constante, ainda que minoritária, de quartzo e argilominerais em ambos os sistemas confirma a contribuição

de uma componente alóctone (alomicrita), mais bem preservada nos ambientes de baixa energia do Rio Sucuri.

3. Assinatura geoquímica e isotópica como reflexo dos processos deposicionais: A geoquímica dos depósitos reflete claramente a dualidade dos sistemas. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, consistentes com as águas meteóricas locais, confirmam a ausência de processos evaporíticos intensos ou fontes termais (Andrews, 2006). A variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é o indicador mais sensível dos processos dominantes: os valores mais negativos, alinhados com a matéria orgânica de plantas C3, demonstram a forte influência do carbono derivado do solo (Finley & Kendall, 2007), enquanto os valores progressivamente mais positivos nos oncóides e algas caráceas do Rio Sucuri registram o fracionamento isotópico causado pela atividade fotossintética (Arp *et al.*, 2001). Nas tufas do Rio Mimoso, a assinatura isotópica reflete um balanço entre a fonte de carbono orgânico e o enriquecimento em ^{13}C promovido pela rápida desgaseificação de CO_2 (Chen *et al.*, 2004).

4. Validação dos Modelos Ambientais: As fácies identificadas permitiram enquadrar os depósitos nos modelos ambientais propostos por Pedley (1990). O Rio Sucuri corresponde a uma combinação dos modelos fluvial entrelaçado e lacustre, enquanto o Rio Mimoso se ajusta aos modelos de cascata e barragem. Essa correspondência valida a aplicabilidade de modelos clássicos a sistemas tropicais e reforça a importância da caracterização geomorfológica para a predição de fácies carbonáticas.

Portanto, este estudo avança no conhecimento sobre a formação de micrita em ambientes fluviais tropicais, demonstrando que não há um mecanismo único, mas sim uma combinação de processos cuja predominância é ditada pelo contexto físico do ambiente.

7 ARTIGO “MICRITE FACTORY IN TROPICAL FLUVIAL SYSTEMS: GEOMORPHOLOGICAL AND BIOGEOCHEMICAL CONTROLS IN THE QUATERNARY OF THE SERRA DA BODOQUENA (BONITO, MATO GROSSO DO SUL, BRAZIL)”

Abstract

Continental carbonate deposits, such as tufa, are key archives for reconstructing Quaternary environmental changes. Micrite, their main component, has a complex genesis controlled by physicochemical and biological factors. This study investigates micrite formation processes in two distinct fluvial systems in the Bonito region, Mato Grosso do Sul, Brazil: the low-energy Sucuri River, which flows across a plain, and the high-energy Mimoso River, characterized by a stepped profile with waterfalls. Through an integrated analysis of geoprocessing, petrography, geochemistry (XRF, μ XRF, and XRD), and stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$, and $\delta^2\text{H}$), we demonstrate that geomorphology exerts the primary control on precipitation mechanisms. In the Sucuri River, the formation of oncoids and micrite is dominated by biochemical processes, such as cyanobacterial photosynthesis, in a fluvio-lacustrine environment. In contrast, in the Mimoso River, precipitation is predominantly physicochemical, driven by rapid CO_2 degassing at waterfalls, forming phytoherms and phytoclasts. The results confirm that micrite in the region has a mixed (autochthonous and allochthonous) origin, and its isotopic signature reflects the balance between organic carbon from C3 plants, and the fractionation caused by photosynthesis or degassing. This study validates the application of classic depositional models to tropical systems and elucidates the interplay among hydrodynamics, biology, and geology in tufa formation.

Keywords: Micrite; Tufa; Quaternary; Biogeochemistry; Geomorphology; Freshwater Carbonates.

7.1 INTRODUCTION

Continental carbonate deposits represent fundamental geological archives that continuously record the environmental, climatic, and biological changes in Earth's history. The complexity of their formation, resulting from the interplay of

physicochemical, biological, geological, and geomorphological factors (Flügel, 2010), poses significant challenges to their interpretation. Among the constituents of these rocks, the genesis of micrite, or microcrystalline calcite, is considered one of the main enigmas in carbonate sedimentology (Bathurst, 1966; Tucker and Wright, 1990). Micrite formation involves multiple factors and can result from direct chemical precipitation in supersaturated waters, the activity of microorganisms inducing mineral nucleation, or the disaggregation and transport of larger crystals, making it a sensitive indicator of environmental and climatic processes (Reid and MacIntyre, 2000; Dupraz *et al.*, 2009).

Tufa deposits, formed by the precipitation of calcium carbonate in continental settings, offer an exceptional natural laboratory to investigate these processes. In these fluvial, lacustrine, and spring systems, deposition is driven by a combination of factors such as CO₂ degassing, pH increase, evaporation, and biological activity, generating high-resolution sedimentary records, especially relevant for the Quaternary period (Ford and Pedley, 1996; Capezzuoli *et al.*, 2014). The Serra da Bodoquena (Brazil) is one of the most remarkable global examples of active tufa-precipitating systems, hosting fluvial systems that drain an extensive carbonate plateau. The region's rivers are characterized by bicarbonate-rich, clear waters, fed by the dissolution of the karstic system developed in the rocks of the Corumbá Group, which provides the high concentrations of Ca²⁺ and HCO₃⁻ ions essential for the high deposition rates observed (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho and Karmann, 2007). Precipitation is governed by a dynamic chemical equilibrium, in which microbial action plays a crucial role, favoring mineral nucleation and accelerating deposition through a complex interaction with physicochemical factors (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho and Karmann, 2007; Sallun Filho *et al.*, 2009; Oste *et al.*, 2018; Rodrigues *et al.*, 2021).

Understanding the genesis of micrite in these systems has both theoretical and applied relevance. In the field of paleoclimatology, the isotopic and geochemical signals preserved in tufa micrite are effective tools for reconstructing past environmental and hydrological variations (Kano *et al.*, 2003; Kawai *et al.*, 2006). Economically, these deposits are considered analogous to the carbonate rocks of the Brazilian Pre-Salt petroleum reservoirs, where characteristics such as porosity, permeability, and the morphology of micrite crystals are crucial factors that control reservoir properties (Deville de Periere *et al.*, 2011). Furthermore, tufa deposits play a

relevant role in the global carbon cycle, acting as sources of atmospheric CO₂ through turbulent degassing in waterfalls and rapids (Chen *et al.*, 2004; Raymond *et al.*, 2013).

Despite this broad relevance, the specific mechanisms of micrite formation in the rivers of the Bonito/MS region remain poorly understood. A knowledge gap persists regarding the relative contribution of *in situ* processes, whether mediated by microorganisms or controlled by physicochemical factors like supersaturation and degassing, compared to the contribution of allochthonous, detrital micrite. This uncertainty limits the accuracy of paleoenvironmental interpretations and the understanding of the biogeochemical controls that regulate carbonate precipitation in these tropical systems. Therefore, the central hypothesis of this research is that the three formation processes (biochemical, chemical, and detrital) coexist in the region, and that the predominance of each is directly influenced by the specific geological and geomorphological characteristics of each depositional environment. Thus, the main objective of this research is to characterize and understand the processes involved in micrite formation, using a comparative approach between the Sucuri and Mimoso rivers. These rivers were selected as they represent contrasting natural laboratories: the Sucuri River, with its crystalline waters and slow flow, and the Mimoso River, with its waterfalls and high hydraulic energy. Through an integrated analysis of petrography, geochemistry, and stable isotopes, this study seeks not only to identify the mechanisms of micrite formation but also to discuss their implications for paleoenvironmental interpretations and for the characterization of analogous systems on a geological scale.

7.2 GEOLOGICAL SETTING

The Pantanal and Serra da Bodoquena region is situated within a complex geological and geomorphological context, defined by the interaction between a reactivated Precambrian basement and overlying Phanerozoic sedimentary basins (Boggiani *et al.*, 2002; Campanha *et al.*, 2011). The main tectono-structural unit is the Paraguay Belt, an orogenic belt associated with the Brasiliano Cycle, which is interpreted as a west-verging fold-and-thrust system developed during the amalgamation of Western Gondwana in the Neoproterozoic (Campanha *et al.*, 2011). The compressional deformation occurred in at least three coaxial phases, accompanied by greenschist-facies metamorphism and the reactivation of pre-existing

listric faults associated with an earlier rifting stage (Alvarenga and Trompette, 1993; Campanha *et al.*, 2011). The collisional process was not frontal, exhibiting an oblique character with WNW–ESE convergence vectors (Campanha *et al.*, 2011).

Underlying the Serra da Bodoquena and constituting its main lithological framework is the Neoproterozoic to Cambrian Corumbá Group (Campanha *et al.*, 2011). This group is subdivided into five formations (Cadineus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo, and Guaicurus), which collectively record a long evolution of depositional environments, from continental and glaciomarine systems to a shallow-to-deep carbonate platform (Almeida, 1965; Boggiani, 1998; Campanha *et al.*, 2011). The Tamengo Formation is of particular relevance, as it is composed of high-purity limestones and dolostones and contains Ediacaran fossils such as *Cloudina* and *Corumbella*, as well as volcanic ash layers dated at approximately 543 Ma, which mark the boundary between the Neoproterozoic and the Cambrian (Gaucher *et al.*, 2003; Boggiani *et al.*, 2010). The dissolution of these carbonate rocks has given rise to one of Brazil's most expressive karst systems, characterized by a relief with sinkholes, swallow holes, caves, and springs that feed rivers with clear, bicarbonate-rich waters (Boggiani *et al.*, 2002).

To the west of the Serra da Bodoquena lies the Pantanal Basin, a broad tectonic depression filled with a thick sequence of Quaternary sediments reaching up to 550 meters in thickness (Ussami *et al.*, 1999). The evolution of this basin is associated with a dual tectonic influence: the reactivation of ancient faults linked to the Transbrasiliano Lineament and differential subsidence generated by the Andean forebulge, which was intensified during the compressive events of the Andean orogeny, approximately 2.5 Ma ago (Assine and Soares, 2004). This tectonic and sedimentary dynamic was responsible for the formation of large depositional systems, such as the Taquari alluvial megafan, and influenced the current hydrological configuration of the Pantanal wetland (Assine and Soares, 2004).

In the Quaternary, the Serra da Bodoquena became an active stage for the formation of calcareous tufa, deposited in rivers and waterfalls with bicarbonate-rich waters and a low siliciclastic sediment load (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho *et al.*, 2009). These deposits, along with speleothems, provide important records of hydrological and climatic variations throughout the Quaternary (Boggiani and Coimbra, 1995; Boggiani *et al.*, 2002). Speleothem studies from caves in this same region, such as Jaraguá Cave, have utilized stable isotopes $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and other multi-proxy data

to detail these environmental shifts. These records document major changes, including the transition from sparse, C₄-dominated vegetation during the Last Glacial Maximum to denser C₃ forests in the Holocene, driven by increases in atmospheric pCO₂ and temperature. Furthermore, they track late Holocene hydroclimate variability linked to the South American Monsoon System (Novello *et al.*, 2019, 2021).

Initially attributed to the Xaraiés Formation (Almeida, 1945), lithological and stratigraphic differences led Sallun Filho *et al.* (2009) to redefine them as the Serra da Bodoquena Formation. This formation is composed of several ancient and recent tufa bodies that, although discontinuous, share the same depositional context (Sallun Filho *et al.*, 2009). The formation has been subdivided into two members that reflect climatic oscillations: the Fazenda São Geraldo Member, represented by unconsolidated micrite (*micrito*) deposits with gastropod and ostracod fossils, interpreted as records of relatively arid phases in shallow lacustrine bodies (Oliveira, 2009); and the Rio Formoso Member, characterized by phytohermal tufas (stromatolites, carbonate shrubs, and phytoclastic rudstones) that developed in riverbeds during wetter Quaternary periods and whose formation is still significant in present-day watercourses (Boggiani *et al.*, 2002; Sallun Filho *et al.*, 2009; Oste *et al.*, 2018, 2024).

Radiocarbon dating indicates that tufa deposition occurred predominantly in the Holocene, between 6,530 and 550 cal yr BP, with a peak in carbonate precipitation between 6,530 and 2,700 cal yr BP, interpreted as a wetter climatic phase (Sallun Filho *et al.*, 2009; Utida *et al.*, 2017). Detailed paleoenvironmental studies based on mollusks and microfossils confirm deposition in lacustrine and palustrine environments with calm, shallow waters (Oliveira *et al.*, 2017; Utida *et al.*, 2017).

It is crucial to distinguish these deposits from the Xaraiés Formation, which is composed of conglomeratic calcretes and micritic wackestones deposited under drier climatic conditions, possibly in the Pleistocene, and occurs in distinct hydrographic basins and karst systems with no physical connection to the Bodoquena tufas (Almeida, 1945; Boggiani and Coimbra, 1995; Sallun Filho *et al.*, 2009).

In summary, the regional context highlights the complex interaction among the Neoproterozoic basement, Cenozoic tectonics, and Quaternary paleoclimatic variations, establishing the Serra da Bodoquena Formation (and the region's speleothem archives) as an important natural archive for paleoenvironmental reconstructions in Central-West Brazil (Utida *et al.*, 2017; Novello *et al.*, 2019, 2021).

The study area comprises the Sucuri and Mimoso rivers, near the municipality of Bonito, Mato Grosso do Sul, Brazil (Fig. 1). Samples from the Sucuri River were collected at São Geraldo Farm (UTM 7,649,388S / 544,775W), while those from the Mimoso River were obtained at Estância Mimosa Farm (UTM 7,679,709S / 550,283W).

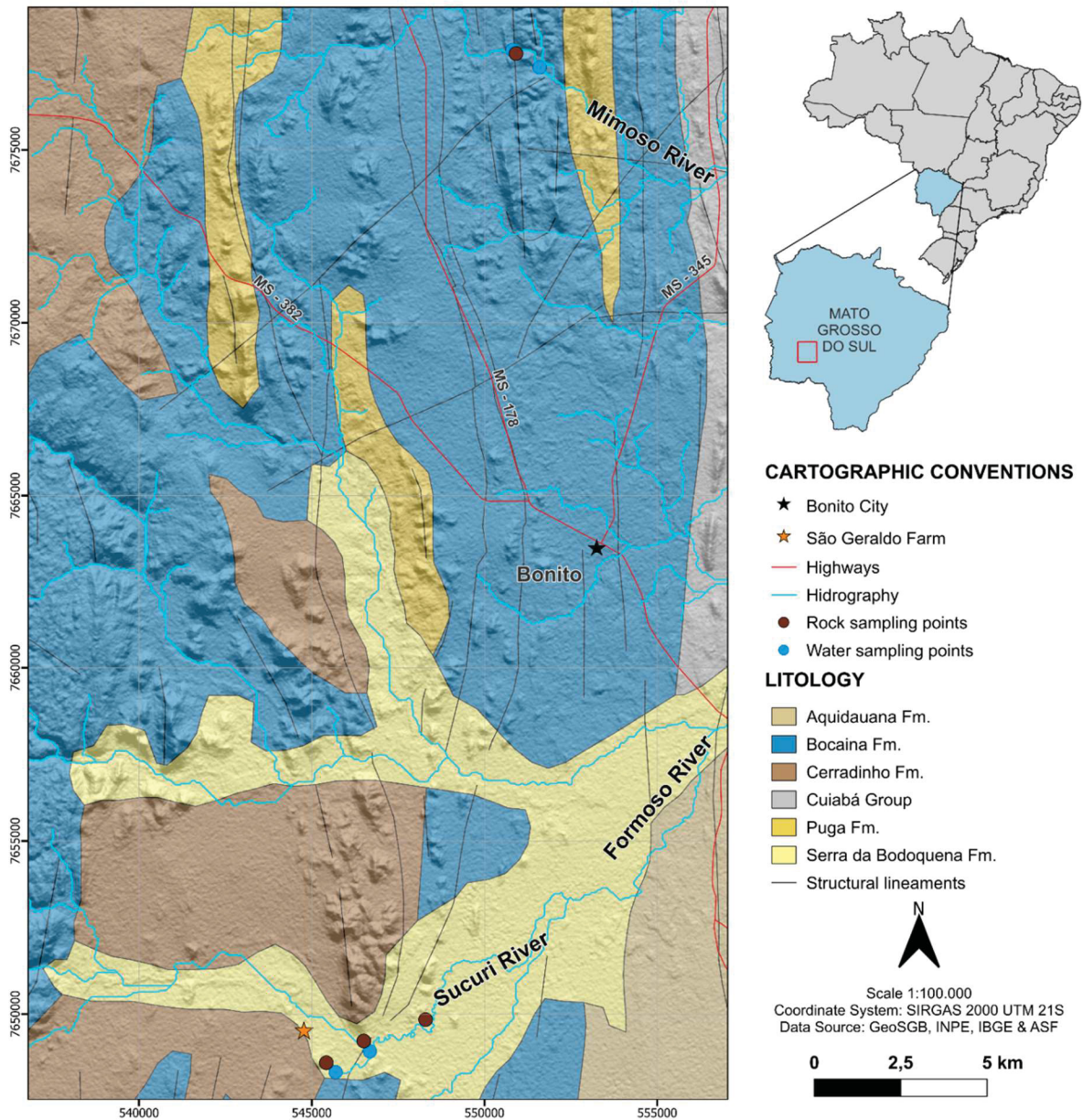


Figure 1: Location and geological framework of the study area near Bonito, Mato Grosso do Sul state, Brazil. The map details the surface distribution of the main lithologies and structural lineaments, in relation to the primary drainage system, composed of the Mimoso, Formoso, and Sucuri rivers. The locations of rock sampling points (brown circles) and water sampling points (blue circles) are highlighted.

7.3 METHODS AND MATERIAL

This study is based on a set of nine solid samples, four water samples, and six petrographic thin sections, all originating from distinct depositional environments in the Bonito region (MS), encompassing the Sucuri and Mimoso fluvial systems (Table 1).

The solid samples were collected in 2019, during fieldwork for previous studies, and are stored at the Laboratory of Mineral and Rock Analysis (iLAMIR - UFPR). From the Sucuri River, samples include oncoids collected from the riverbed, particulate micrite and particulate organic matter from the water column (spring), charophyte algae from Figueira Beach, and unconsolidated micrites from a waterfall in the Mineração Calcário Xaraés. From the Mimoso River, samples of particulate micrite and particulate organic matter were collected from the water column in the proximal portion of the Desejos Waterfall, in addition to tufas (carbonate moss and crusts) from the island within the same waterfall.

The six petrographic thin sections, derived from previous studies, correspond to two tufa samples from the Mimoso River and four oncoids and oncolites samples from the Sucuri River. The water samples were collected in April 2025 (by a technician from iLamir), with two from the Mimoso River (Surucuá Waterfall and Sol Waterfall) and two from the Sucuri River (one at the spring and another 1 km downstream from the spring).

Table 1: List of all rock/sediment samples, water samples, and thin sections analyzed in this study. The table provides the unique sample number, the corresponding river system (Sucuri or Mimoso), and a brief description for each entry.

Rock/Sediment Samples		
Sample Number	System	Description
075/24-01		Oncoids - Sucuri River
075/24-02	Sucuri River	Unconsolidated micrites - Calcário Xaraés Waterfall
075/24-03		Particulate micrite - Sucuri River spring
075/24-04		Particulate organic matter - Sucuri River spring
075/24-05		Charophyte algae - Figueira Beach
075/24-07		Particulate micrite - Desejos Waterfall
075/24-08	Mimoso River	Particulate organic matter - Desejos Waterfall
075/24-21		Tufa moss - Desejos Waterfall
075/24-23		Tufa crust - Desejos Waterfall
Water Samples		
Sample Number	System	Description
066/25-01	Mimoso River	Surucuá Waterfall
066/25-02		Sol Waterfall
066/25-03	Sucuri River	Spring
066/25-04		1 km from the Spring
Thin Sections		
Sample Number	System	Description
MIM_3_C	Mimoso River	Tufa
MIM_4_L	River	Tufa
133-34		Oncoids
A-1	Sucuri River	Oncoids
A-2		Oncoids
B-1		Oncoids

7.3.1 Sample Preparation

The particulate micrite and particulate organic matter samples from the water column, originating from previous collections, underwent a preparation protocol. This consisted of sieving the material (retaining the 170 mesh and pan fractions), followed by 24 hours of decantation. The supernatant was discarded, and the decanted material was transferred to 50 mL Falcon tubes and centrifuged for 5 minutes to separate the fine sediments from the organic matter. Both fractions were then dried. The dried

material, which was presented as aggregates, was mechanically disaggregated using an agate mortar and pestle.

For X-ray Fluorescence (XRF), X-ray Diffraction (XRD), and Stable Isotope analyses, the solid samples (tufas, oncoids, unconsolidated micrites, and charophyte algae) were pulverized in a tungsten carbide mill and subsequently homogenized in an agate mortar and pestle. For Scanning Electron Microscopy (SEM), aliquots of the samples were washed, dried in an oven at 50°C, and coated with a gold-palladium (Au-Pd) alloy.

7.3.2 Geoprocessing

The geomorphological and hydrological context of the study area was established using geoprocessing in ArcGIS 10.8 and QGIS 3.38.3 software. Vector data were projected in the UTM_WGS_84_21K system. A Digital Elevation Model (DEM) mosaic, generated from ALOS PALSAR radar sensor images (obtained from the Alaska Satellite Facility), was used as the basis for hydrological processing.

The DEM processing, utilizing the Hydrology Tool (ArcGIS), began with the application of the FILL function to correct depressions and imperfections in the raster. Subsequently, flow direction was determined using the FLOW DIRECTION tool (D8 method), and flow accumulation was calculated using the FLOW ACCUMULATION tool. Outlet points (outlet catchments), such as the confluences of the Sucuri, Formoso, Mimoso, and Miranda rivers, were identified via satellite imagery and aligned with the flow direction raster. The WATERSHED tool was used to delineate the contribution areas (basins, sub-basins, and micro-basins), and the resulting polygons were generated using the RASTER TO POLYGON tool. The DEM was also used to generate hypsometric and shaded relief maps in QGIS.

7.3.3 Morphological and Textural Characterization

The mesoscopic characteristics of the solid samples were evaluated to identify textures, structures, microbial activity, and the presence of plant remains. This analysis was performed at iLamir using a Zeiss Stereo Discovery V12 stereomicroscope (5x to 60x magnification), with image acquisition via Axion Vision software.

Petrographic analysis was conducted at iLamir for the detailed microscopic description of the thin sections, focusing on textural, structural, and compositional characteristics. The investigation also aimed to assess porosity aspects, the presence of organic matter, and possible signs of microbial activity. A Zeiss Imager A2m petrographic microscope equipped with an AxioCam HRc camera system was used.

Microstructural morphology, particle microtextures, and the detection of possible organic remains were investigated using Scanning Electron Microscopy (SEM). This technique allows for compositional differentiation (via back-scattered electrons, BSE) and topographical visualization (via secondary electrons, SE) (Dedavid *et al.*, 2007; Klein and Dutrow, 2012). Semi-quantitative chemical composition analyses, as point analyses or mapping, were performed using Energy Dispersive X-ray Spectrometry (EDS). Two instruments were used: at iLamir, a JEOL model 6010LA SEM coupled with an EX-94410T1L11 EDS; and at the Center for Electron Microscopy (CME-UFPR), a Tescan Vega3 LMU SEM coupled with an Oxford Instruments (model 50mm) EDS.

7.3.4 Mineralogical and Geochemical Characterization

The mineralogical composition of the pulverized samples was determined by X-ray Diffraction (XRD), a method based on the interaction of an X-ray beam with the crystalline structure of minerals (Klein and Dutrow, 2012). Analyses were performed at iLamir using a PANalytical EMPYREAN diffractometer with an X'Celerator detector and a Copper anode ($\text{CuK}\alpha$ radiation = 1.5406 Å), operated at 40kV and 30mA. Diffractograms were acquired in the 3° to 70° 2θ range, with a step size of 0.01° and a time of 10.1 seconds per step. Phase identification was performed using the X'Pert High Score Plus software with the Powder Diffraction File (PDF) database. For the specific identification of clay minerals, a standard preparation protocol (air-drying, solvation with ethylene glycol, and heating) was followed, with identification based on the behavior of basal reflections (d_{001}) (Moore & Reynolds, 1997).

The elemental chemical composition (major oxides and trace elements) was determined by X-ray Fluorescence (XRF) on a PANalytical AXIOS MAX spectrometer at iLamir. The method quantifies eleven major carbonate oxides (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 , TiO_2 , SrO) and four trace elements (Ba, Cl, S, Zr).

Data interpretation was performed using the SuperQ 5i software. The percentage of volatiles (water, organic matter, CO₂) was determined by Loss on Ignition (LOI).

For microscale chemical characterization, the oncoids (075/24-01) and unconsolidated micrites (075/24-02) samples were analyzed by micro-X-ray fluorescence (μ XRF) at the Carnaúba beamline at Sirius (Brazilian Synchrotron Light Laboratory - LNLS/CNPEM, Campinas-SP). The samples were prepared on polished mounts. Hyperspectral two-dimensional elemental maps were acquired in panoramic (fly-scan) mode, using a synchrotron radiation beam with an energy of 9725 eV, focused to approximately 400 nm \times 800 nm, with a spatial resolution of 2 μ m. Data processing and the generation of chemical distribution maps (XRF maps) were performed using the PyMca 5.3.0 software (Solé *et al.*, 2007).

7.3.5 Stable Isotope Analyses

Isotope ratio analyses were conducted at iLamir using a Thermo Fischer Scientific Delta V Advantage Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS), with results interpreted via Isodat 3.0 Gas Isotope Ratio MS software.

The carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) compositions of the carbonates were determined by coupling the IRMS to a GasBench II gas preparation system. The pulverized samples reacted with orthophosphoric acid (H₃PO₄) at 72°C for CO₂(g) extraction, following the methods of Spötl and Vennemann (2003) and Paul and Skrzypek (2006, 2007). Results are expressed in delta notation (‰) relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard, calibrated against the IAEA-603, IAEA-CO-9, NBS18, and NBS19 reference standards.

The carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and nitrogen ($\delta^{15}\text{N}$) compositions of the organic matter were determined by coupling the IRMS to an Elemental Analyzer. The samples, encapsulated in tin capsules, underwent dynamic combustion at 1020 °C. The resulting gases passed through catalysts (Cr(III) oxide, Ag-coated Co(II,III) oxide) and reducers (pure copper wire) before analysis. Results are expressed in ‰ relative to the VPDB (for $\delta^{13}\text{C}$) and Air Nitrogen (N_{air}) (for $\delta^{15}\text{N}$) standards, calibrated against Urea IVA, GLICOSE, IAEA-N-2, USGS-40, and USGS-41 standards.

The deuterium ($\delta^2\text{H}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) compositions of the water samples were analyzed by coupling the IRMS to the GasBench II, using 0.2 mL aliquots. The method was based on isotopic equilibrium at 24°C (24h of CO₂–H₂O exchange for $\delta^{18}\text{O}$

and 4h of H₂–H₂O exchange for δ²H). Results are expressed in ‰ relative to the Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) standard, calibrated against VSMOW2, SLAP2, and internal iLamir standards (LAMIR-1A, LAMIR-2A).

7.3.6 Chemical Treatments

To assess the influence of different components on the isotopic composition, two samples (Particulate Organic Matter 075/24-04; Particulate Micrite 075/24-07) were subjected to selective chemical treatments. For the removal of inorganic carbon (targeting δ¹³C and δ¹⁵N analysis of organic matter), ~0.5 g of sample reacted with 5 mL of HCl. For the removal of organic matter (targeting δ¹³C and δ¹⁸O analysis of the carbonate), two oxidative treatments were tested: ~0.5 g with 3.5 mL of hydrogen peroxide (H₂O₂) and ~0.3 g with 30 mL of sodium hypochlorite (NaClO at 3.5%).

After the reaction, the samples underwent six washing cycles (deionized water, ultrasonic sonication for 2 min, centrifugation at 3,000 rpm for 20 min). The resulting material was dried at room temperature, and the mass loss was determined gravimetrically.

7.4 RESULTS

7.4.1 Geoprocessing and Geomorphological Analysis

The spatial analysis revealed that the Formoso River watershed is the primary catchment in the study area. Within it, the Mimoso River basin is classified as a sub-basin, and the Sucuri River basin as a micro-basin of the Formoso River. The Formoso River basin covers an area of 1,474 km², with drainage networks reaching the fifth order. The Mimoso River sub-basin covers 260 km² and exhibits up to third-order drainage, whereas the Sucuri River micro-basin occupies 55 km², with up to fourth-order drainage. The Mimoso River basin displays asymmetric drainage, with a trellis pattern downstream, while the Sucuri River exhibits a dendritic drainage pattern. The drainage density shows little variation between the two basins (Fig. 2).

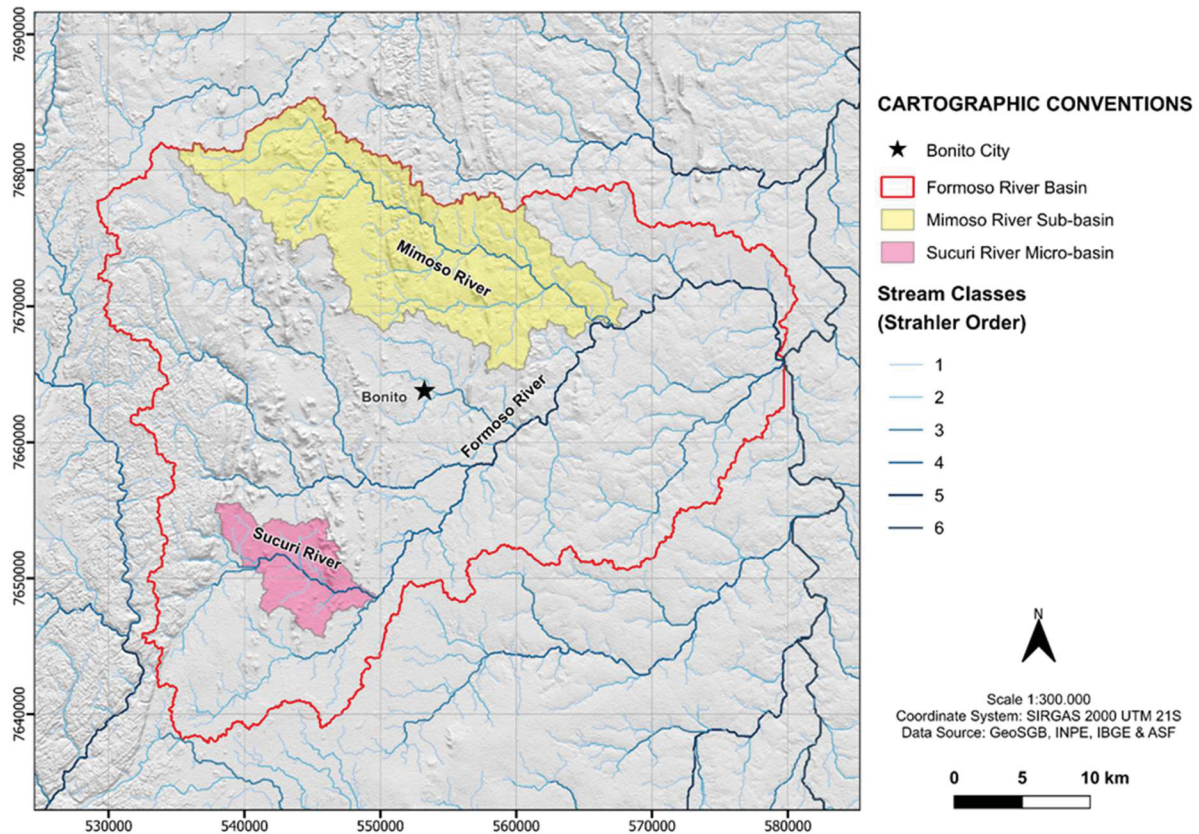


Figure 2: Hydrographic map of the study area near Bonito, Brazil, overlaid on a shaded relief model. The map delineates the Formoso River Basin (red outline) and highlights the nested Mimoso River Sub-basin (yellow) and Sucuri River Micro-basin (pink). The drainage network is classified according to the Strahler stream order.

Relief imagery, including the hypsometric map and the shaded relief model, highlighted significant geomorphological differences between the Sucuri and Mimoso rivers. The Mimoso River flows through more rugged terrain, characterized by multiple relief breaks, which favor the formation of several waterfalls and cascades along its course, whereas the Sucuri River is situated in a predominantly flat region. Three topographic profiles were generated for the analysis: a longitudinal profile for the Mimoso River, another for the Sucuri River, and a transverse profile between the Mimoso and Sucuri rivers. The Mimoso River profile reveals a more irregular relief, with elevations ranging from 304 to 438 meters (Fig. 3a). In contrast, the Sucuri River profile confirms a flatter relief, with elevations varying between 318 and 335 meters (Fig. 3b). The transverse profile illustrates the relief difference between the two rivers, as well as the presence of a watershed divide between them (Fig. 3c). A difference in water color and turbidity is also observed: the Mimoso River presents more turbid,

brownish-green waters (Fig. 4a), while the Sucuri River has clear, bluish waters (Fig. 4b).

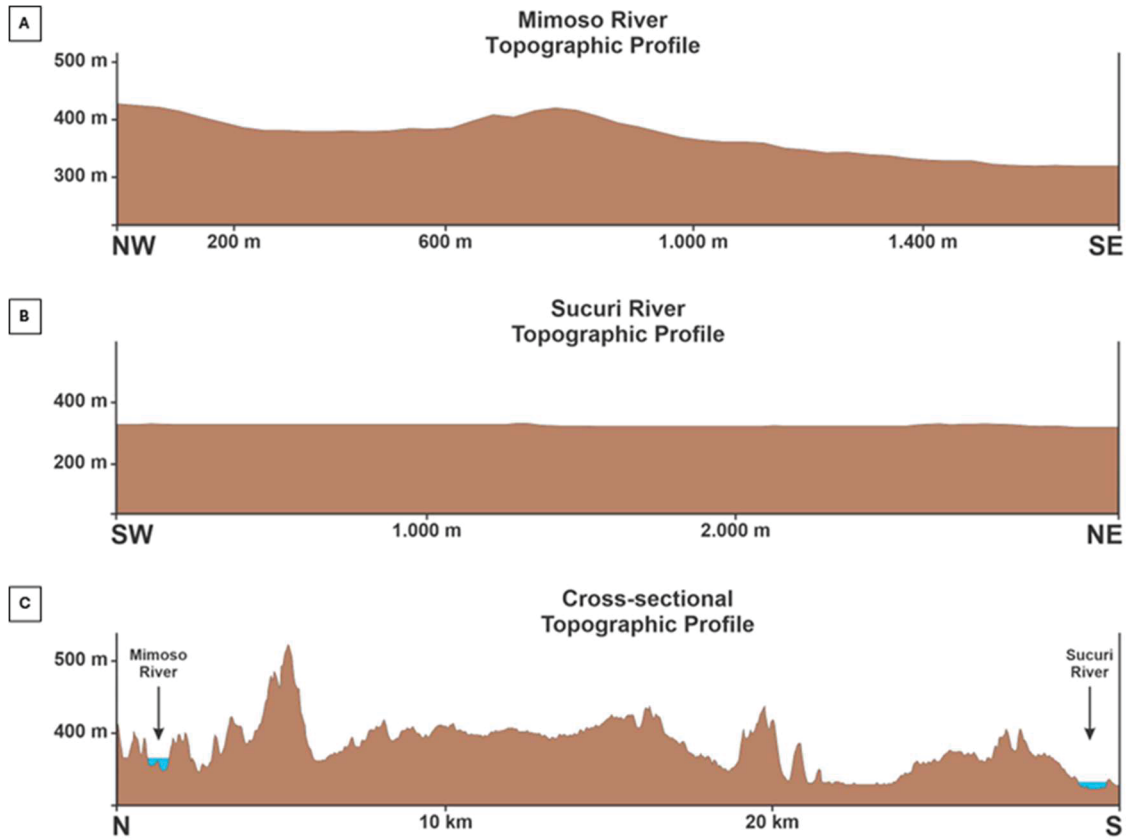


Figure 4: (a) Topographic profile extracted across the Mimoso River (see Fig. 1 for location). The profile runs from NW to SE and details the topography of the river valley. Vertical exaggeration = 4x. (b) Topographic profile extracted across the Sucuri River valley (see Figure 1 for location). In contrast to the Mimoso River, this profile shows an extremely flat, low-relief topography. Vertical exaggeration = 2.5x. (c) A N-S regional topographic profile (~25 km) illustrating the pronounced change in relief from the more rugged, higher-elevation terrain in the north (Mimoso River) to the low-lying plain in the south (Sucuri River). Vertical exaggeration = 20x.

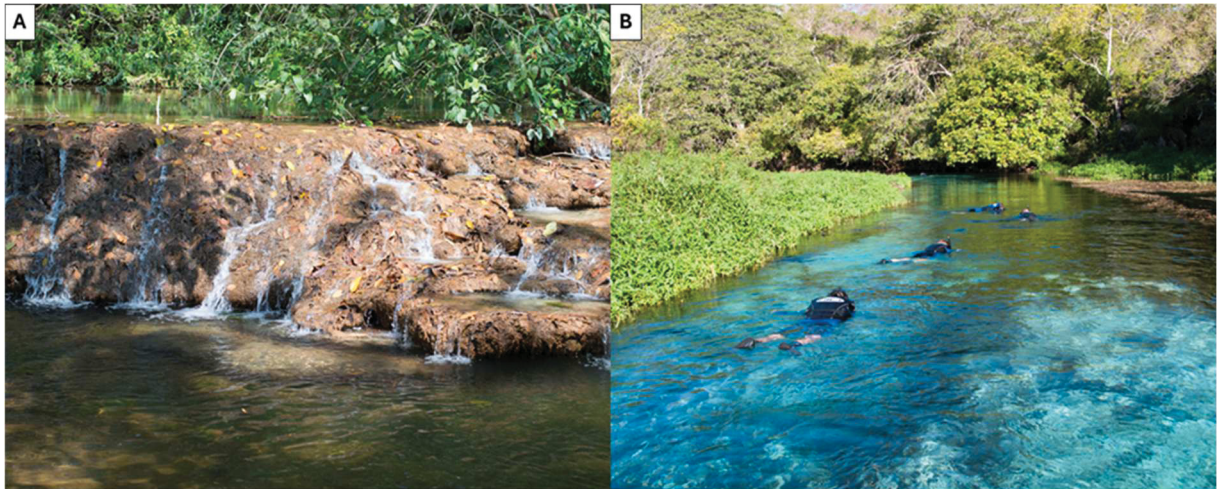


Figure 3: Field photographs illustrating the contrasting characteristics of the two studied river systems. (a) The Mimoso River, characterized by brownish, turbid water flowing over an active tufa barrage (cascade). (b) The Sucuri River, a clear-water stream with exceptionally low turbidity and high visibility, evident by the distinct blue hue. Photographs by Almério França.

In the geomorphological map (Fig. 5), the Mimoso River belongs to the Eastern Bodoquena Range Alignments geomorphological unit, which is characterized by fluvial dissection in diverse lithologies without significant structural control. This unit is predominantly composed of hills, mounds, and tabular interfluves. Conversely, the Sucuri River is located within the Rio da Prata Depression geomorphological unit. This unit is marked by a planation surface, formed through successive erosion phases, resulting in systems of inclined planes, occasionally with slight concavity (IBGE, 2009).

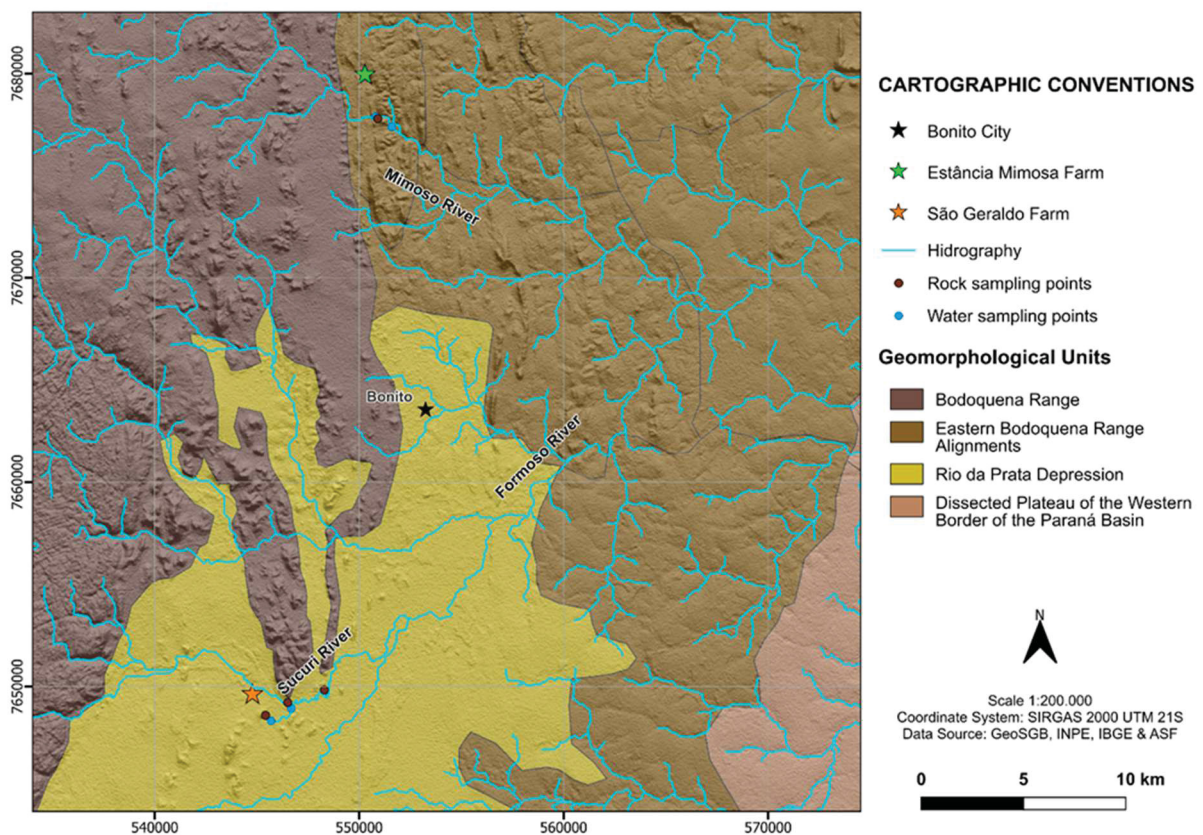


Figure 5: Geomorphological map of the study area, centered on the Bonito municipality, Mato Grosso do Sul, Brazil. The map displays the spatial distribution of the geomorphological units: Bodoquena Range, Eastern Bodoquena Range Alignments, Rio da Prata Depression, and the Dissected Plateau of the Western Border of the Paraná Basin. The hydrographic network (including the Formoso, Mimoso, and Sucuri rivers) is shown, along with the locations of rock and water sampling points. Key reference sites (Bonito City, Estância Mimosa Farm, and São Geraldo Farm) are also indicated.

In the vegetation map (Fig. 6), the Mimoso River traverses the Forested Savanna unit, with a closed canopy and species predominantly characterized by thick, branched trunks, often with thorns or prickles. This vegetation is dense and loses all its leaves during the unfavorable season. In contrast, the Sucuri River is embedded in the Alluvial Semideciduous Seasonal Forest unit, characterized by a seasonal climate

leading to partial leaf fall. This vegetation occurs on nutrient-poor arenitic soils and is marked by autumn and winter rains, followed by an intense summer drought, inducing physiological dormancy and partial leaf loss (IBGE, 2012).

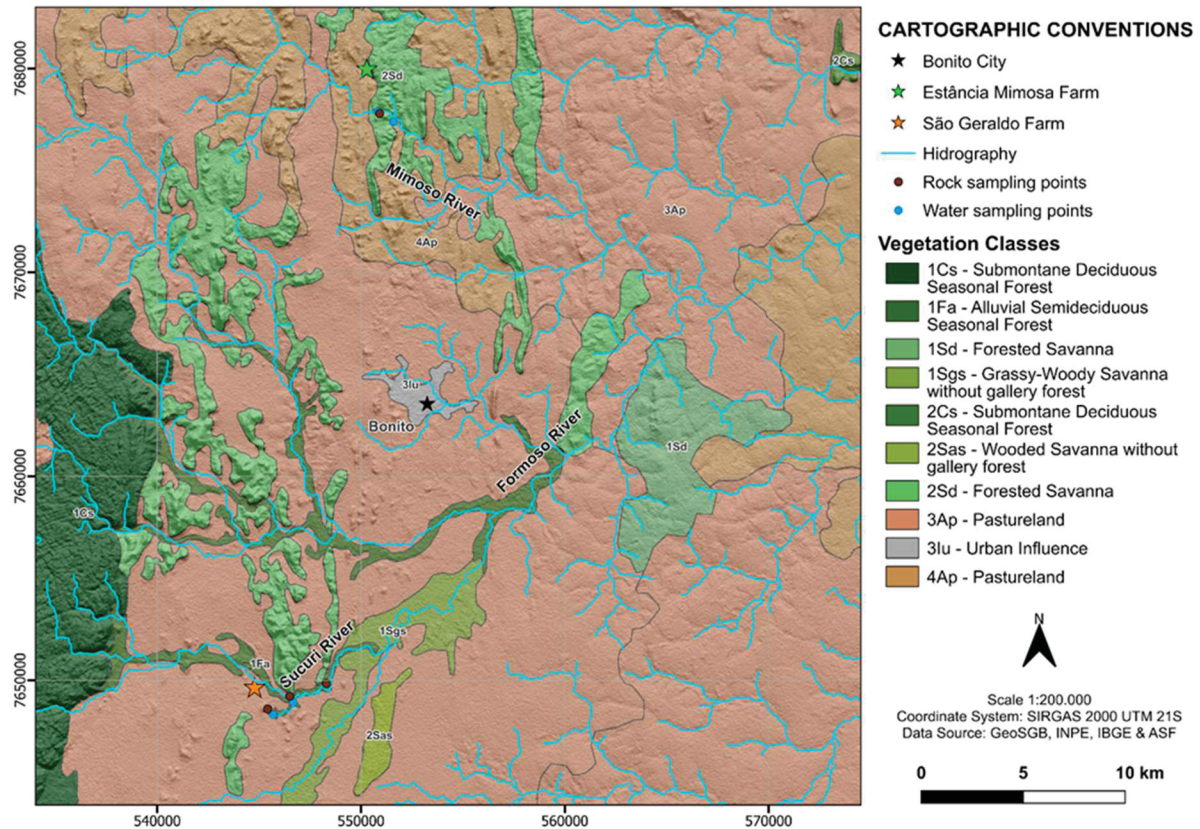


Figure 6: Land use and land cover map of the study area, centered on the Bonito municipality, Mato Grosso do Sul, Brazil. The map displays the spatial distribution of vegetation classes and anthropogenic land use. The hydrographic network (including the Formoso, Mimoso, and Sucuri rivers) is shown, along with the locations of rock and water sampling points. Key reference sites (Bonito City, Estância Mimosa Farm, and São Geraldo Farm) are also indicated.

In the geological map (Fig. 1), most of the Mimoso River is situated within the Bocaina Formation (dolomites). The river also crosses a portion of the Neoproterozoic Puga Formation (sandstones, diamictites, and lamites), although this unit occurs downstream from the sampling points. Structurally, the Mimoso River is located in highly rugged terrain, with several segments entrenched in faults and fractures. Conversely, the Sucuri River is also situated within the Neoproterozoic Bocaina Formation, as well as an alluvial plain and the Quaternary Serra da Bodoquena Formation (tufa deposits). The Neoproterozoic Cerradinho Formation (sandstones, arkoses, conglomerates, mudstones, siltstones, and marls) also occurs nearby.

Regarding structural geology, there are no structures directly interfering with the river's course, which is set within a plain.

7.4.2 Petrographic and Microstructural Characterization

This section details the sample descriptions. Lithotypes were characterized based on macroscopic and microscopic analyses, including petrography, Scanning Electron Microscopy coupled with Energy Dispersive Spectroscopy (SEM-EDS), and micro-X-ray fluorescence (μ XRF). Tufa classification followed the typology proposed by Pedley (1990) and Ford & Pedley (1996), considering lithofacies and associated environmental models.

Samples were described according to textural, structural, and compositional criteria, with specific attention to micrite morphology, plant remains, bioclasts, and microbial structures (including bacterial shrub structures and Extracellular Polymeric Substances - EPS). These elements are relevant for characterizing the formation and preservation processes of the studied carbonate deposits.

In the Sucuri River, three distinct lithotypes were identified: oncoid, unconsolidated micrites, and charophyte algae. The oncoid lithotype was classified as cyanolith oncoidal tufa, associated with a braided fluvial environmental model. Macroscopically, it is characterized by sub-spherical and elliptical structures with diameters ranging from 0.1 mm to 3 cm, a brownish color, and well-defined concentric laminations. Microscopically, sub-spherical and elliptical grains are observed with concentric laminations developed around nuclei composed of quartz, bioclasts, or oncoid fragments (Fig. 7a). Associated micrite crystals display varied morphologies, including fused, compact anhedral, sub-rounded, and smooth rhomb shapes (Fig. 7b). The laminations show variations in color (light and dark), chemical composition, and porosity. The more porous laminations contain bacterial shrub structures, with preserved molds of EPS sheaths. Darker layers exhibit a higher concentration of organic matter, while the nuclei show relative enrichment in iron and manganese (Fig. 7c).

The unconsolidated micrites lithotype was classified as micritic tufa, associated with a lacustrine environmental model. Macroscopically, it is composed of sub-spherical grains, calcified shells, and calcified algal tubes, with dimensions varying between 0.1 mm and 2 mm and a light-gray color. Microscopically, it is characterized

by spherical to sub-spherical micrite aggregates with a peloidal/grumous texture, lacking internal structure, and associated with amorphous organic matter and EPS. SEM imaging reveals lighter aggregates composed of sparite crystals with predominantly anhedral and smooth rhomb morphologies (Fig. 7d). In contrast, micrite crystals exhibit diverse morphologies, including fused, compact anhedral, sub-rounded, smooth rhomb, and needle shapes (Fig. 7e). The micritic matrix shows relatively higher levels of iron and manganese compared to the sparite aggregates (Fig. 7f).

The charophyte algae lithotype was classified as phytohermal framestone tufa, also associated with a lacustrine environmental model. Macroscopically, it presents fragments of calcified charophyte algae, with dimensions between 0.1 mm and 1 cm, whitish-gray in color, and frequently associated with bioclasts such as gastropods and ostracods. Microscopically, calcified fragments with partial preservation of the plant structure are observed, associated with gastropods and diatoms. Remnants of EPS and cyanobacterial filaments are also observed (Fig. 7g). Associated micrite crystals show varied morphologies, including fused, compact anhedral, and sub-rounded forms. Precipitation of sylvite onto the carbonate structures is noted (Fig. 7h).

In the Mimoso River, the tufa lithotype was classified as phytohermal framestone tufa, phytohermal boundstone tufa, and phytoclastic tufa, associated with cascade and barrage environmental models. Macroscopically, the fragments are centimetric, brownish, and exhibit well-defined laminations, significant porosity, bacterial shrub structures, and frequent plant remains. Microscopically, the fragments show laminations and carbonate crusts, as well as vug and fenestral porosity (Fig. 8a), with the occurrence of bacterial shrub structures (Fig. 8b), cyanobacterial filaments encrusted by micrite, and EPS coatings on the sediments (Fig. 8c). EPS sheaths are present in different states of preservation, partially or fully calcified. Encrusted plant remains were also identified. Associated micrite crystals display varied morphologies, including dumbbell (Fig. 8d), "cauliflower-like" (Fig. 8e), triangular domains (Fig. 8f), fused, compact anhedral, sub-rounded, and smooth rhomb shapes. The compact anhedral, "cauliflower-like", and triangular domain morphologies are predominant in these samples (Fig. 8g and Fig. 8h).

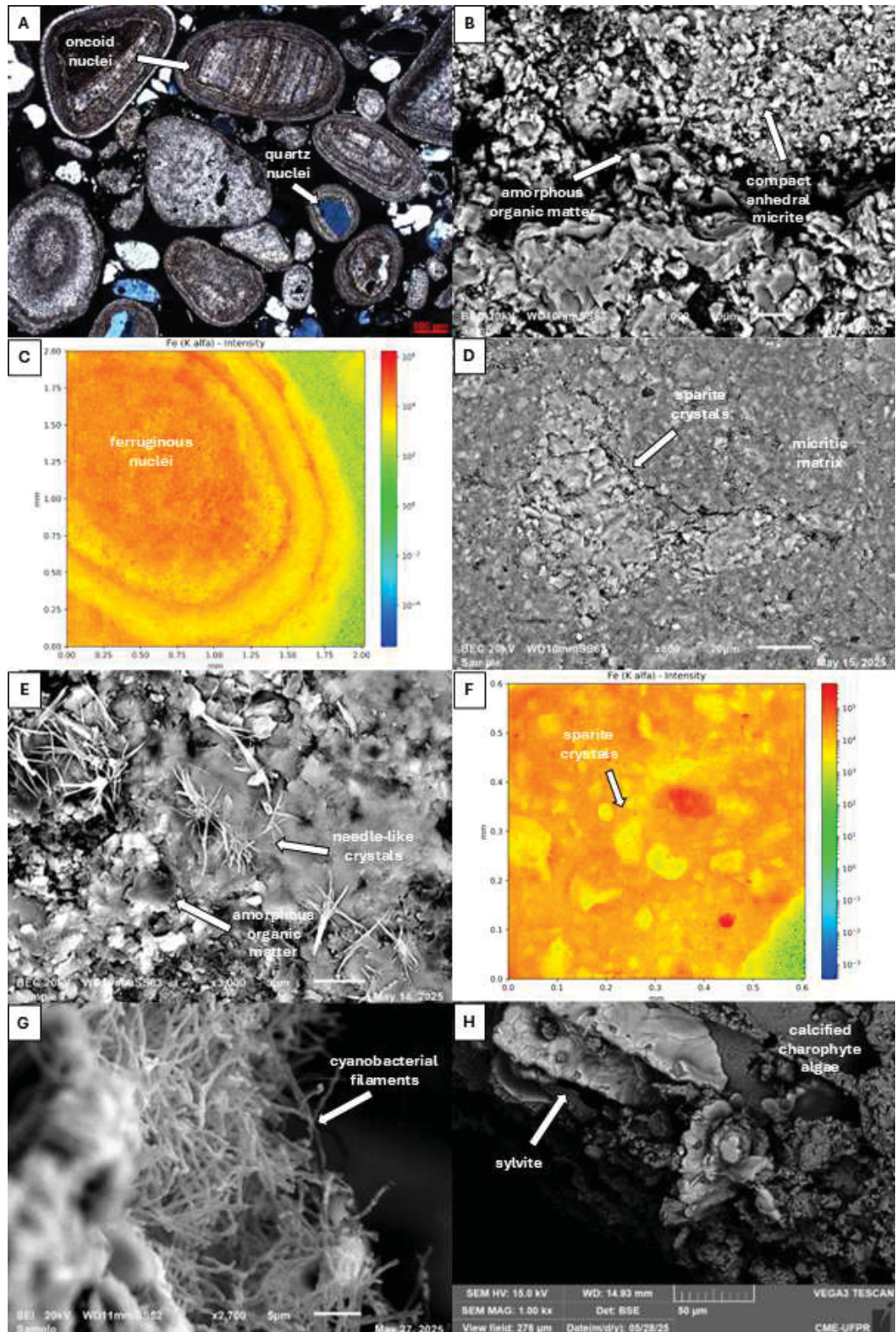


Figure 7: Multi-technique microanalysis of selected lithotypes from the Sucuri River. (a) Photomicrograph of Sample A-1 under cross-polarized light (XPL), showing oncoids characterized by concentric laminae surrounding quartz and oncoïd nuclei. (b) SEM image showing the association between amorphous organic matter and compact anhedral micrite. (c) μ XRF elemental map for Iron (Fe) corresponding to an oncoïd, highlighting a ferruginous nucleus. (d) SEM image detailing sparite crystals within a micrite matrix. (e) SEM image of needle-like crystals nucleating on an amorphous organic substrate. (f) μ XRF elemental map for Fe, indicating iron enrichment within the micritic matrix and depletion in the sparite crystals. (g) SEM image revealing calcified cyanobacterial filaments. (h) SEM image showing precipitated sylvite crystals on the surface of calcified charophyte algae.

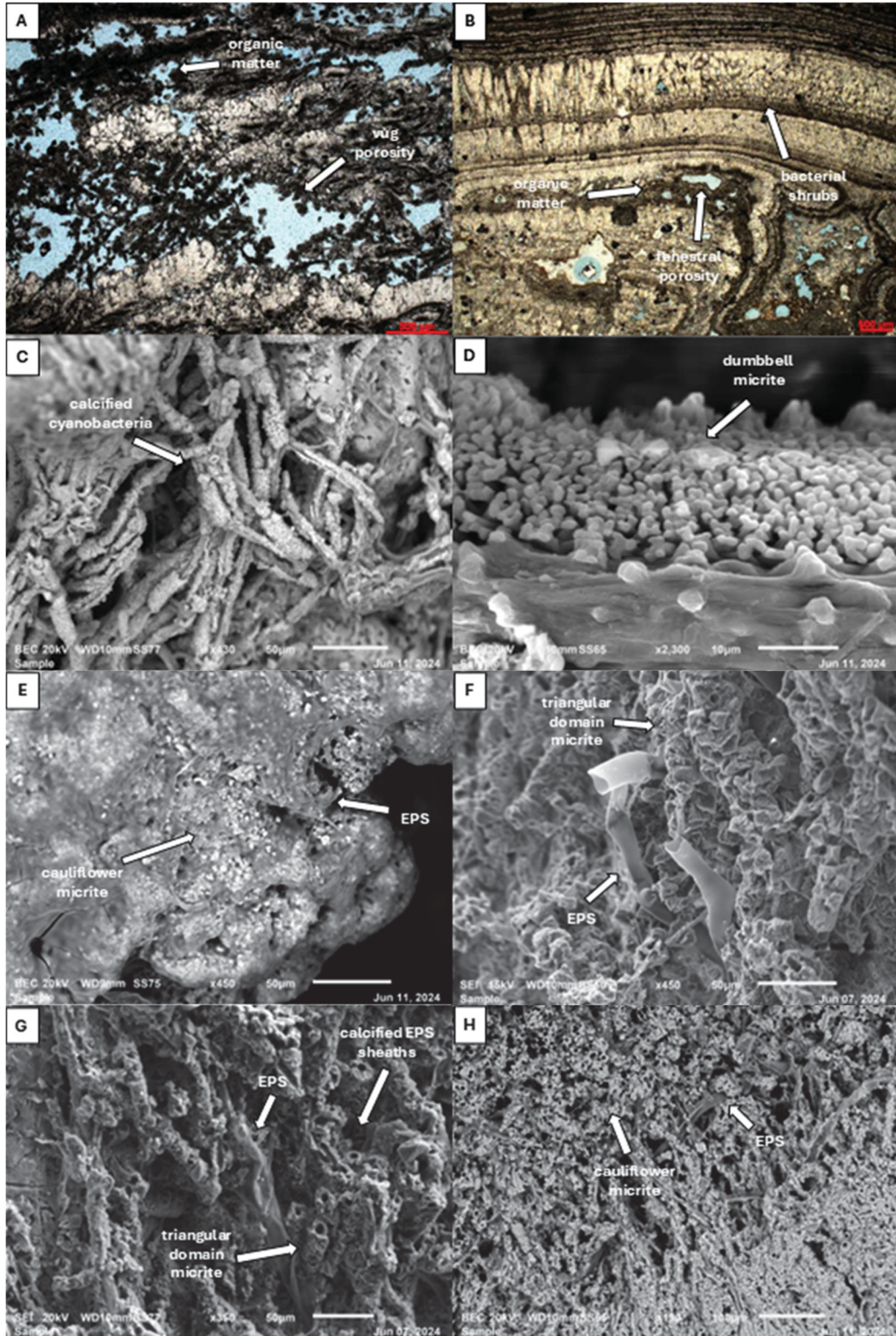


Figure 8: Multi-scale analysis of tufa samples from the Mimoso River. (a) Photomicrograph of Sample MIM_4_L under plane-polarized light (PPL). The image shows a laminated texture defined by dark, opaque organic matter, with significant vug porosity highlighted by blue-dyed resin. (b) Photomicrograph of Sample MIM_3_C under plane-polarized light (PPL). The image shows well-defined bacterial shrubs, layers of organic matter, and associated fenestral porosity (highlighted by blue-dyed resin). (c-h) SEM images revealing the sample structures: (c) dense networks of calcified cyanobacteria. (d) surface composed of dumbbell-shaped micrite crystals. (e) porous 'cauliflower micrite' associated with Extracellular Polymeric Substances (EPS). (f, g) triangular domain micrite and calcified EPS sheaths. (h) overview of cauliflower micrite textures embedded in EPS.

7.4.3 Chemical Composition (XRF)

The chemical composition of the different lithotypes sampled from the Sucuri and Mimoso fluvial systems was determined by X-ray fluorescence (XRF). The results for major oxides (in wt.%) and minor oxides and trace elements (in ppm) are detailed in Table 2 and Table 3 respectively. The CO₂+H₂O concentrations represent the values detected in the Loss on Ignition (LOI) assay.

Table 2: Major oxides composition (wt. %) of samples from the Sucuri and Mimoso River systems, determined by X-Ray Fluorescence (XRF). The table includes data for CaO, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, P₂O₅, TiO₂, MnO, SrO and Loss on Ignition (CO₂ + H₂O).

Sample Number	System	Lithotype	XRF Results - Major Oxides (%)										
			CaO	SiO ₂	CO ₂ + H ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	SrO
075/24-01	Sucuri River	Oncoids	36,4	23,4	25,5	10,1	3,0	0,5	0,4	-	0,6	0,1	-
075/24-02		Unconsolidated micrites	48,2	7,1	39,0	3,6	1,3	0,3	0,2	-	0,2	-	0,1
075/24-03		Particulate micrite	19,4	49,2	16,6	10,0	3,2	0,4	0,3	-	0,6	-	-
075/24-04		Particulate organic matter	10,2	23,7	43,4	14,9	5,4	0,6	0,5	0,1	0,7	-	-
075/24-05		Charophyte algae	46,5	5,9	43,5	0,7	0,3	1,3	0,5	-	0,1	-	0,1
075/24-07	Mimoso River	Particulate micrite	47,4	7,6	40,3	2,4	0,7	1,1	0,3	-	0,2	0,1	-
075/24-08		Particulate organic matter	22,0	23,9	33,4	11,4	5,1	1,6	1,8	-	0,5	0,1	-
075/24-21		Tufa moss	45,6	7,5	41,2	3,0	0,8	1,3	0,3	-	0,1	-	-
075/24-23		Tufa crust	51,6	1,8	43,9	1,1	0,3	1,1	0,1	-	-	-	-

Table 3: Minor oxides and trace elements concentrations (ppm) of samples from the Sucuri and Mimoso River systems, determined by X-Ray Fluorescence (XRF). The table includes data for SO₃, ZrO₂, and Cl.

Sample Number	System	Lithotype	XRF Results - Minor Oxides and Trace Elements (ppm)		
			SO ₃	ZrO ₂	Cl
075/24-01	Sucuri River	Oncoids	-	-	-
075/24-02		Unconsolidated micrites	-	-	-
075/24-03		Particulate micrite	1000	1000	-
075/24-04		Particulate organic matter	4000	-	-
075/24-05		Charophyte algae	3000	-	7000
075/24-07	Mimoso River	Particulate micrite	-	-	-
075/24-08		Particulate organic matter	2000	-	-
075/24-21		Tufa moss	-	-	-
075/24-23		Tufa crust	-	-	-

The geochemical analysis reveals compositional differences among the lithotypes from each system.

In the Sucuri River, the lithotypes are clearly divided into two geochemical groups: (1) High-Purity Carbonates, where the unconsolidated micrites (075/24-02) and charophyte algae (075/24-05) show high CaO contents (48.2% and 46.5%, respectively) and low siliciclastic contribution (SiO₂ at 7.1% and 5.9%; Al₂O₃ at 3.6% and 0.7%); and (2) Mixed Composition (Carbonate-Siliciclastic), which includes the oncoids (075/24-01), particulate micrite (075/24-03), and particulate organic matter (075/24-04). This second group exhibits lower CaO contents (10.2% to 36.4%) and a marked enrichment in siliciclastic oxides (SiO₂ from 23.7% to 49.2%; Al₂O₃ from 10.0% to 14.9%). The minor element analysis in this system detected the highest concentrations, including SO₃ (1000 to 4000 ppm), ZrO₂ (1000 ppm, restricted to the particulate micrite), and Cl (7000 ppm, restricted to the charophyte algae).

In the Mimoso River, most of the analyzed lithotypes demonstrate a high-purity carbonate signature. The particulate micrite (075/24-07), tufa moss (075/24-21), and tufa crust (075/24-23) show high CaO contents (ranging from 45.6% to 51.6%) and CO₂ + H₂O (from 40.3% to 43.9%). The siliciclastic input is minimal, with SiO₂ between 1.8% and 7.5% and Al₂O₃ between 1.1% and 3.0%. The exception in this system is the particulate organic matter (075/24-08), which, similar to that observed in the Sucuri River, has a mixed composition (22.0% CaO; 23.9% SiO₂; 11.4% Al₂O₃) and recorded the presence of SO₃ (2000 ppm).

In both systems, the Fe₂O₃ contents follow the siliciclastic division, being higher in the mixed-composition samples (3.0% to 5.4%), especially in the organic matter, and low in the pure carbonates (0.7% to 1.3%).

Finally, MgO contents are consistently low across all samples from both rivers ($\leq 1.6\%$), indicating that the precipitated carbonate phase is predominantly low-magnesium calcite (LMC).

7.4.4 Mineralogical Composition (XRD)

Based on the semi-quantitative mineralogical analysis performed on samples from the Sucuri and Mimoso rivers, the relative composition of the main minerals in the different carbonate lithotypes was estimated (Table 4). All samples were analyzed as bulk powder. Samples 075/24-01, 075/24-02, 075/24-03, 075/24-04, and 075/24-08

also underwent treatment for clay mineral identification, which was exclusively qualitative.

Table 4: Semi-quantitative mineralogical composition (wt. %) of samples from the Sucuri and Mimoso River systems, determined by X-Ray Diffraction (XRD). The table quantifies the main phases (Calcite, Quartz, Kaolinite, Illite) and lists other detected minerals (qualitative).

Sample Number	System	Lithotype	XRD Results (%)				Other Detected Minerals
			Calcite	Quartz	Kaolinite	Illite	
075/24-01	Sucuri River	Oncoids	71,0	29,0	-	-	Kaolinite, Illite, Smectite
075/24-02		Unconsolidated micrites	96,6	3,4	-	-	Kaolinite
075/24-03		Particulate micrite	25,2	74,8	-	-	Kaolinite, Illite
075/24-04		Particulate organic matter	21,0	14,0	65,0	-	Illite
075/24-05		Charophyte algae	88,6	11,4	-	-	Sylvite
075/24-07	Mimoso River	Particulate micrite	93,5	6,5	-	-	-
075/24-08		Particulate organic matter	57,2	5,2	25,2	12,4	-
075/24-21		Tufa moss	96,3	3,7	-	-	-
075/24-23		Tufa crust	100,0	-	-	-	-

In the Sucuri River, the oncoids (075/24-01) showed a predominance of calcite (71.0%), accompanied by quartz (29.0%) and subordinate occurrences of kaolinite, illite, and smectite. The unconsolidated micrites (075/24-02) indicated a high concentration of calcite (96.6%) and a low quartz content (3.4%), with an accessory presence of kaolinite. The particulate micrite (075/24-03) revealed a mineralogical composition dominated by quartz (74.8%), followed by calcite (25.2%), with additional identification of kaolinite and illite. The particulate organic matter (075/24-04) presented a more heterogeneous distribution, with calcite (21.0%), quartz (14.0%), and kaolinite (65.0%), along with the occurrence of illite. The charophyte algae (075/24-05) showed a high concentration of calcite (88.6%) and quartz (11.4%), with a subordinate presence of sylvite.

In the Mimoso River, the particulate micrite (075/24-07) showed a composition dominated by calcite (93.5%) and quartz (6.5%). The particulate organic matter (075/24-08) indicated proportions of calcite (57.2%), quartz (5.2%), kaolinite (25.2%), and illite (12.4%). The tufa moss (075/24-21) and tufa crust (075/24-23) presented high calcite contents, with values of 96.3% and 100%, respectively. The tufa moss (075/24-21) also contained 3.7% quartz, while the tufa crust (075/24-23) revealed an exclusively calcitic composition.

7.4.5 Isotopic Composition

The carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) isotopic values were determined for different lithotypes from the Sucuri and Mimoso rivers (Table 5 and Fig. 9). In the Sucuri River, $\delta^{13}\text{C}$ values ranged from -10.03‰ VPDB, observed in the particulate organic matter sample (075/24-04), to -4.38‰ VPDB, recorded in the charophyte algae (075/24-05). The particulate micrite (075/24-03) and unconsolidated micrites (075/24-02) samples presented $\delta^{13}\text{C}$ values between -8.48‰ VPDB and -8.42‰ VPDB, while the oncoids (075/24-01) exhibited an intermediate value of -6.16‰ VPDB. Regarding $\delta^{18}\text{O}$, values varied between -9.75‰ VPDB for the particulate organic matter sample (075/24-04) and -6.03‰ VPDB for the particulate micrite sample (075/24-03). The charophyte algae sample (075/24-05) presented a $\delta^{18}\text{O}$ of -8.21‰ VPDB, the oncoids (075/24-01) of -7.82‰ VPDB, while the unconsolidated micrites sample (075/24-02) showed a $\delta^{18}\text{O}$ of -6.96‰ VPDB.

In the Mimoso River, the particulate micrite sample (075/24-07) presented a $\delta^{13}\text{C}$ of -9.06‰ VPDB, and the particulate organic matter (075/24-08) of -8.78‰ VPDB. The tufa moss (075/24-21) and tufa crust (075/24-23) presented values of -7.89‰ VPDB and -8.72‰ VPDB, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ values ranged from -8.05‰ VPDB in the tufa crust sample (075/24-23) to -6.39‰ VPDB in the particulate micrite sample (075/24-07), with intermediate values observed in the particulate organic matter (075/24-08) at -7.60‰ VPDB and in the tufa moss (075/24-21) at -7.72‰ VPDB.

Table 5: Stable isotope results ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) for samples from the Sucuri and Mimoso River systems. The table presents data for untreated (bulk) samples corresponding to different lithotypes. Carbon and oxygen isotope values are reported in permil (‰) relative to the VPDB standard.

Stable Isotopes Results (‰)				
Sample Number	System	Lithotype	Untreated	
			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
075/24-01		Oncoids	-6,16	-7,82
075/24-02	Sucuri River	Unconsolidated micrites	-8,42	-6,96
075/24-03		Particulate micrite	-8,48	-6,03
075/24-04		Particulate organic matter	-10,03	-9,75
075/24-05		Charophyte algae	-4,38	-8,21
075/24-07		Particulate micrite	-9,06	-6,39
075/24-08	Mimoso River	Particulate organic matter	-8,78	-7,60
075/24-21		Tufa moss	-7,89	-7,72
075/24-23		Tufa crust	-8,72	-8,05

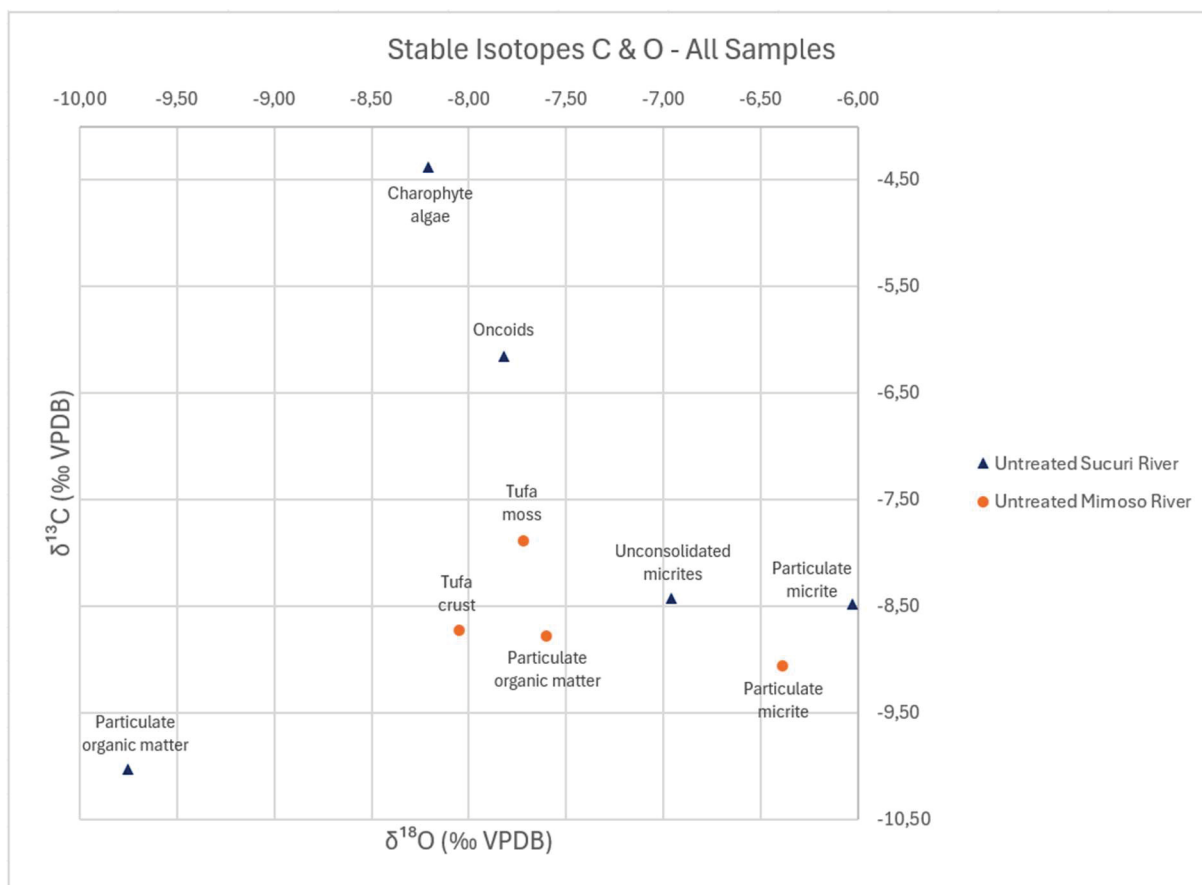


Figure 9: Cross-plot of stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) comparing various untreated sample types from the Sucuri River (blue triangles) and Mimoso River (orange circles). Values are reported in ‰ relative to the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standard.

Isotopic analyses of carbon ($\delta^{13}\text{C}$), oxygen ($\delta^{18}\text{O}$), and nitrogen ($\delta^{15}\text{N}$) were also performed on samples from the Sucuri and Mimoso rivers, comparing the results obtained from bulk (untreated) samples and after the application of chemical reagents (NaClO and H_2O_2 for organic matter removal; HCl for inorganic carbon removal) (Table 6 and Fig. 10).

In the Sucuri River, the particulate organic matter sample (075/24-04) presented bulk values of $\delta^{13}\text{C} = -10.03\text{‰ VPDB}$ and $\delta^{18}\text{O} = -9.75\text{‰ VPDB}$. After treatment with NaClO , the values were $\delta^{13}\text{C} = -9.07\text{‰ VPDB}$ and $\delta^{18}\text{O} = -7.56\text{‰ VPDB}$. After H_2O_2 treatment, values were $\delta^{13}\text{C} = -9.67\text{‰ VPDB}$ and $\delta^{18}\text{O} = -8.71\text{‰ VPDB}$. After HCl treatment (to isolate organic matter), the isotopic signatures were $\delta^{13}\text{C} = -30.80\text{‰ VPDB}$ and $\delta^{15}\text{N} = 5.30\text{‰ N}_{\text{air}}$.

In the Mimoso River, the particulate micrite sample (075/24-07) presented bulk values of $\delta^{13}\text{C} = -9.06\text{‰ VPDB}$ and $\delta^{18}\text{O} = -6.39\text{‰ VPDB}$. After treatment with NaClO , the values were $\delta^{13}\text{C} = -8.75\text{‰ VPDB}$ and $\delta^{18}\text{O} = -7.61\text{‰ VPDB}$. After H_2O_2 treatment,

values were $\delta^{13}\text{C} = -8.54\text{‰}$ VPDB and $\delta^{18}\text{O} = -7.90\text{‰}$ VPDB. The HCl treatment revealed the isotopic signature of the organic fraction: $\delta^{13}\text{C} = -26.90\text{‰}$ VPDB and $\delta^{15}\text{N} = 2.30\text{‰}$ N_{air}.

Table 6: Stable isotope results ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{15}\text{N}$) for samples from the Sucuri and Mimoso River systems. The table compares data from untreated (bulk) samples with samples subjected to different chemical treatments (NaClO, H₂O₂, and HCl), likely to isolate specific organic or carbonate fractions. Carbon and oxygen isotope values are reported in permil (‰) relative to the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standard, and nitrogen $\delta^{15}\text{N}$ values are relative to Air.

Sample Number	System	Lithotype	Stable Isotopes Results (‰)							
			Untreated		NaClO		H ₂ O ₂		HCl	
			$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰ N _{air})
075/24-04	Sucuri River	Particulate organic matter	-10,03	-9,75	-9,07	-7,56	-9,67	-8,71	-30,80	5,30
075/24-07	Mimoso River	Particulate micrite	-9,06	-6,39	-8,75	-7,61	-8,54	-7,90	-26,90	2,30

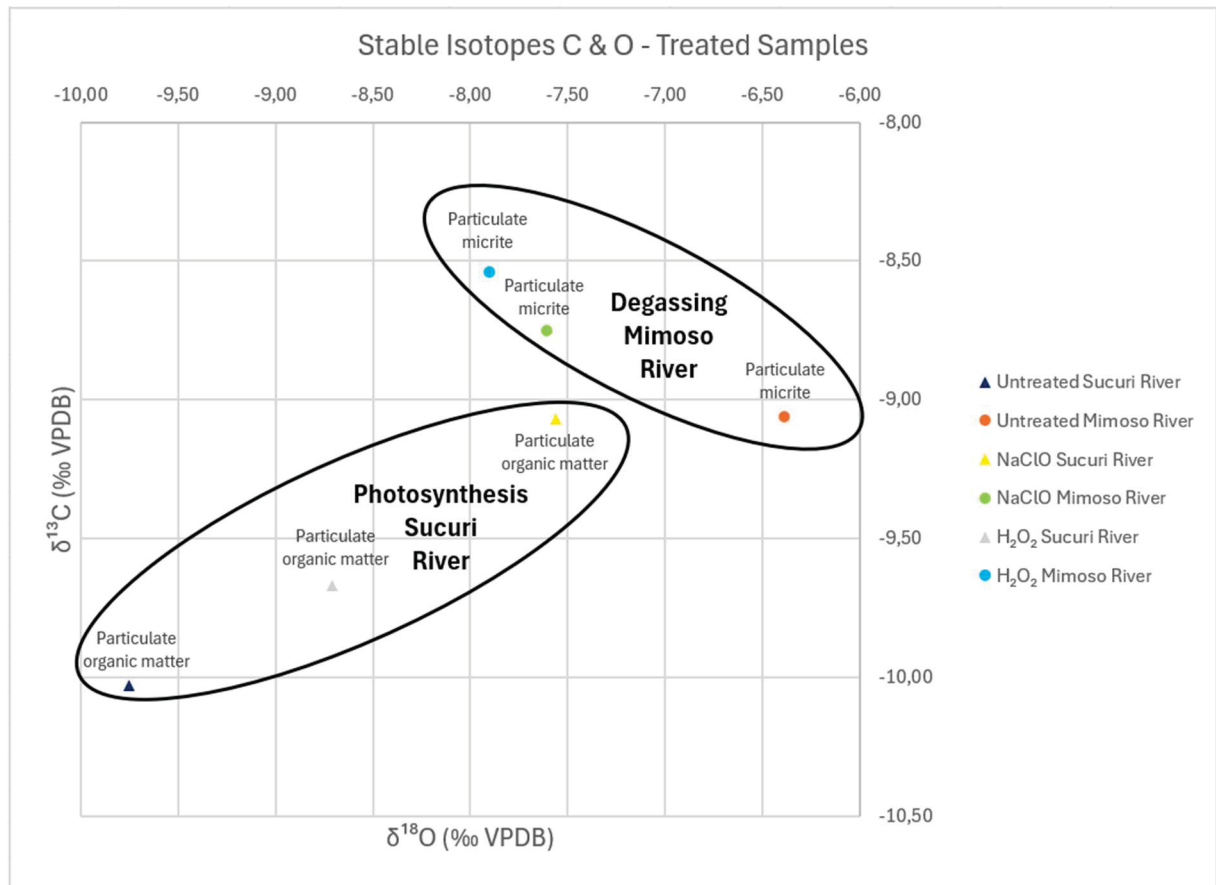


Figure 10: Cross-plot of stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) comparing treated (NaClO, H₂O₂) and untreated samples from the Sucuri and Mimoso rivers. The samples cluster into two distinct isotopic groups interpreted to reflect the dominant processes: Photosynthesis (particulate organic matter from the Sucuri River) and Degassing (particulate micrite from the Mimoso River). Values are reported in ‰ relative to the VPDB (Vienna Peedee Belemnite) standard.

Additionally, isotopic analyses performed on water samples from the Mimoso and Sucuri rivers revealed consistent $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values relative to VSMOW, as well as $\delta^{18}\text{O}$ relative to VPDB (Table 7).

Table 7: Stable hydrogen $\delta^2\text{H}$ and oxygen $\delta^{18}\text{O}$ isotope composition of water samples from the Mimoso and Sucuri River systems. Values are reported in permil (‰) relative to the VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) standard. For comparison with carbonate data, $\delta^{18}\text{O}$ values were also converted and are reported relative to the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standard.

$\delta^2\text{H}$ & $\delta^{18}\text{O}$ Isotope Results (‰)					
Sample Number	System	Description	$\delta^2\text{H}$ (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
066/25-01	Mimoso River	Mimoso River - Surucuá Waterfall	-40,76	-6,28	-36,08
066/25-02		Mimoso River - Sol Waterfall	-41,81	-6,32	-36,12
066/25-03	Sucuri River	Spring	-39,21	-6,22	-36,02
066/25-04		1 km from the Spring	-41,50	-6,22	-36,02

In the Mimoso River, $\delta^2\text{H}$ values ranged between -40.76‰ VSMOW at Surucuá Waterfall (066/25-01) and -41.81‰ VSMOW at Sol Waterfall (066/25-02). For $\delta^{18}\text{O}$, the values ranged between -6.28‰ and -6.32‰ VSMOW. Expressed relative to the VPDB standard, the same points showed $\delta^{18}\text{O}$ values of -36.08‰ and -36.12‰ , respectively.

In the Sucuri River, the spring (066/25-03) presented $\delta^2\text{H}$ of -39.21‰ VSMOW and $\delta^{18}\text{O}$ of -6.22‰ VSMOW, corresponding to -36.02‰ VPDB. The sample collected 1 km from the spring (066/25-04) presented $\delta^2\text{H}$ of -41.50‰ VSMOW and $\delta^{18}\text{O}$ of -6.22‰ VSMOW, with an equivalent value of -36.02‰ VPDB.

Overall, $\delta^2\text{H}$ values ranged between -39.21‰ and -41.81‰ VSMOW, while $\delta^{18}\text{O}$ showed a narrow amplitude, between -6.22‰ and -6.32‰ VSMOW (or -36.02‰ and -36.12‰ VPDB).

7.5 DISCUSSION

The integration of geoprocessing, petrographic, and geochemical data reveals the coexistence of two distinct and geographically proximal tufa depositional systems within the Formoso River watershed. The Mimoso River exemplifies a high-energy fluvial system with rugged relief and strong structural control, conducive to the formation of cascade and barrage tufas. In contrast, the Sucuri River represents a low-energy system on an alluvial plain, which favors deposition in lentic environments, following lacustrine and braided fluvial models. This duality, under similar climatic and

source rock conditions, allows for an in-depth analysis of the controls governing the genesis, faciology, and geochemical signature of carbonates in the Serra da Bodoquena.

7.5.1 Geomorphological and Geological Control on Tufa Deposition

Geomorphology acts as the primary control on hydrodynamics and, consequently, on carbonate precipitation processes.

High-Energy System (Mimoso River): The stepped longitudinal profile of the Mimoso River, with its multiple breaks in slope, promotes intense water agitation and turbulence. This accelerates the mechanical degassing of CO₂, rapidly increasing pH and supersaturation, which results in high rates of calcite precipitation. This scenario is consistent with models for stepped fluvial systems (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Oste *et al.*, 2021) and favors the formation of phytoherms and phytoclasts, where rapid precipitation occurs on organic substrates, such as bryophytes, that act as templates for encrustation (Chen *et al.*, 2004). Additionally, the presence of faults and fractures conditions the relief and may serve as conduits for bicarbonate-rich groundwater, sustaining the continuous formation of tufa.

Low-Energy System (Sucuri River): The river flows over a planation surface (Rio da Prata Depression), resulting in a low-energy, predominantly laminar flow. The absence of significant turbulence minimizes the importance of mechanical degassing. Consequently, biochemical processes, such as photosynthesis by cyanobacteria and algae that consume dissolved CO₂, become the main drivers of carbonate precipitation (Pedley, 1990; Arp *et al.*, 2001; Sallun Filho and Karmann, 2007). This environment of calm, clear waters is ideal for the formation of oncoids, which require low hydrodynamism for the growth of their microbial laminae, and for the deposition of micrites and the proliferation of charophyte algae. This reinforces the interpretation of a fluvio-lacustrine to palustrine system (Kang *et al.*, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Oste *et al.*, 2021; Rodrigues *et al.*, 2021; Oste *et al.*, 2024).

7.5.2 Genesis of Carbonate Facies and Microbial Influence

Petrographic analysis confirms that biological activity is a fundamental factor in the genesis of tufa in both systems.

In the Mimoso River, even in the high-energy environment, the phytohermal framestone and boundstone tufas (Pedley, 1990) are dominated by structures such as bacterial shrubs and cyanobacterial filaments encrusted by micrite. This indicates that microorganisms actively contribute to the nucleation and growth of the deposits (Ford and Pedley, 1996; Oste *et al.*, 2024). Extracellular Polymeric Substances (EPS) act as a biofilm that traps calcium ions and serves as a nucleation site, characterizing a process of biologically influenced mineralization (Riding, 2000; Shiraishi *et al.*, 2008; Dupraz *et al.*, 2009). The diversity of micrite crystal morphologies (*e.g.*, "cauliflower," dumbbell) suggests rapid precipitation under high supersaturation, consistent with degassing in cascades (Chafetz and Folk, 1984; Oliveira, 2009; Manzo *et al.*, 2012; Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2022; Oste *et al.*, 2024).

In the Sucuri River, the microbial influence is even more explicit. The formation of oncoids, with their concentric laminations alternating between organic-rich layers and porous layers containing bacterial shrubs and EPS molds, records the growth cycles of cyanobacterial colonies (Pedley, 1990; Rodrigues *et al.*, 2021; Shiraishi *et al.*, 2022). The micrite lithotype, with its clotted texture and association with EPS, represents direct precipitation within the water column, likely induced by the metabolism of phytoplankton and bacteria (Pedley, 1990; Dupraz *et al.*, 2004; 2009; Oliveira *et al.*, 2017; Utida *et al.*, 2017).

7.5.3 Geochemical and Isotopic Interpretation

The chemical and mineralogical composition reflects the interaction between the source rock and the depositional processes. The dominance of calcite and high CaO contents confirm that the main source of ions is the dissolution of rocks from the Corumbá Group (Boggiani *et al.*, 2002). The presence of quartz and clay minerals indicates a siliciclastic detrital input, the concentration of which is higher in the low-energy samples from the Sucuri River, which act as traps for fine sediments (Oste *et al.*, 2021).

The isotopic signature of the waters ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) confirms their meteoric origin, with no evidence of significant evaporation (Salati *et al.*, 1979; Paula, 2012;

Gastmans *et al.*, 2017). The $\delta^{18}\text{O}$ values of the carbonates are consistent with precipitation from these waters at ambient temperatures (Andrews, 2006).

The interpretation of carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) is more complex, reflecting the mixture of different carbon reservoirs and fractionation processes (Banner & Hanson, 1990). The $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates range from -4.38‰ to -10.03‰ VPDB. The most negative values approach the signature of organic carbon derived from the decomposition of terrestrial C3-type plants, which is corroborated by the extremely negative $\delta^{13}\text{C}$ values (-26.90‰ to -30.80‰) of the organic fraction of the samples (Kang *et al.*, 2003; Finley and Kendall, 2007).

The most positive $\delta^{13}\text{C}$ values, found in the charophyte algae and the oncoid, indicate the effect of photosynthesis, which preferentially removes ^{12}C from the water, enriching the Dissolved Inorganic Carbon (DIC) pool in ^{13}C , which is then incorporated into calcite (Arp *et al.*, 2001; Shiraishi *et al.*, 2008).

Conversely, rapid degassing in high-energy environments, such as in the Mimoso River, also causes kinetic fractionation that enriches the carbonate in ^{13}C (Chen *et al.*, 2004; Andrews, 2006).

Therefore, the isotopic signature of each facies represents a balance between the source of light (organic) carbon and the processes of ^{13}C -enrichment (photosynthesis and degassing).

7.5.4 Integrated Depositional Models

The integration of the data allows for the development of distinct depositional models for each system, based on the classification of Pedley (1990).

Sucuri River Model (Low-Energy Fluvial): This is characterized as a fluvio-lacustrine to palustrine system on a low-gradient plain. The slow flow and clear waters mean that carbonate precipitation is predominantly controlled by biological processes (photosynthesis). Diagnostic facies include oncoids (braided fluvial model), micrites (lacustrine model), and charophyte algae tufas.

Mimoso River Model (High-Energy Fluvial): This represents a system with a stepped profile and strong structural control. The succession of cascades and rapids promotes intense turbulence and rapid CO_2 degassing, making physicochemical precipitation the dominant process, although biological nucleation (via EPS) is

fundamental. Diagnostic facies include bryophyte phytohermal tufas (cascade model) and phytoclastic tufas (barrage model).

7.6 CONCLUSIONS

This study, by investigating the genesis of micrite in the fluvial systems of the Sucuri and Mimoso rivers, has confirmed the central hypothesis that carbonate formation processes in the Serra da Bodoquena are directly controlled by the geological and geomorphological characteristics of each depositional environment. The integrated analysis demonstrated that multiple mechanisms (physicochemical, biological, and detrital) coexist and that their predominance is dictated by local hydrodynamic and environmental conditions. The main detailed conclusions are:

Geomorphology is the preponderant factor in differentiating the depositional systems. The research demonstrated that terrain morphology dictates the energy of the fluvial system and, consequently, the main mechanism of carbonate precipitation.

In the Mimoso River, the rugged relief and stepped profile create a high-energy system. In this scenario, the mechanical degassing of CO₂ at waterfalls and rapids is the main driver of precipitation, favoring the formation of cascade and barrage-type tufas, such as bryophyte phytoherms and phytoclasts (Pedley, 1990; Chen *et al.*, 2004; Oste *et al.*, 2021).

In contrast, in the Sucuri River, the plain with smooth relief constitutes a low-energy system. There, precipitation is dominated by biochemical processes, notably photosynthesis by cyanobacteria and algae, which leads to the formation of oncoids, micrites, and charophyte phytohermal tufas in a fluvio-lacustrine environment (Pedley, 1990; Arp *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2017; Utida *et al.*, 2017; Rodrigues *et al.*, 2021).

The micrite in the region has a mixed origin, with a predominance of the autochthonous fraction. The hypothesis of multiple origins was corroborated, identifying *in situ* precipitation (automicrite) as the dominant process, but with distinct mechanisms in each river.

In the Sucuri River, biologically induced and influenced precipitation prevails, evidenced by the intimate association of micrite with EPS, biofilms, and structures like bacterial shrubs (Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2009).

In the Mimoso River, precipitation is predominantly inorganic and driven by hydrodynamics, although the initial nucleation is often mediated by biological substrates that serve as a template (Shiraishi *et al.*, 2022).

The contribution of an allochthonous component (allomicrite) was confirmed by the constant, although minor, presence of quartz and clay minerals in both systems, with this detrital fraction being better preserved in the low-energy environments of the Sucuri River.

The geochemical and isotopic signature functions as a precise diagnostic of depositional processes. The geochemistry of the deposits clearly reflects the duality of the systems. The $\delta^{18}\text{O}$ values are consistent with local meteoric waters, confirming the absence of intense evaporative processes or thermal sources (Andrews, 2006). The variation in $\delta^{13}\text{C}$ values is the most sensitive indicator of the dominant processes:

The most negative values are aligned with organic matter from C3 plants, demonstrating the strong influence of soil-derived carbon (Finley and Kendall, 2007).

The progressively more positive values in the oncoids and algae of the Sucuri River record the isotopic fractionation caused by photosynthetic activity (Arp *et al.*, 2001).

In the tufas of the Mimoso River, the isotopic signature reflects a balance between the organic carbon source and the ^{13}C -enrichment promoted by the rapid degassing of CO_2 (Chen *et al.*, 2004).

The identified facies validate the applicability of classic depositional models to tropical systems. The deposits were successfully framed within the environmental models proposed by Pedley (1990). The Sucuri River corresponds to a combination of the braided fluvial and lacustrine models, while the Mimoso River fits the cascade and barrage models. This correspondence not only validates the application of these models to modern tropical environments but also reinforces the importance of geomorphological characterization as a predictive tool for carbonate facies.

Therefore, this study advances the knowledge of micrite formation in tropical fluvial environments, demonstrating that there is no single mechanism, but rather a combination of processes whose predominance is dictated by the physical context of the environment.

AGRADECIMENTOS

Expressamos nossa gratidão à Petrobras e à sua parceria com a Universidade Federal do Paraná (UFPR) pelo apoio financeiro concedido por meio do Projeto GeoQI [nº 23075.039121/2022-97]. Agradecemos à Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia pelo apoio institucional e pela infraestrutura disponibilizada. Estendemos nossos agradecimentos ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (Instituto LAMIR), ao Centro de Microscopia Eletrônica (CME-UFPR) e ao Laboratório Nacional de Luz Síncrotron (LNLS-Sirius) pelo acesso às suas instalações e pelo suporte técnico essencial. Por fim, agradecemos às fazendas São Geraldo e Estância Mimosa pelo apoio logístico e pela permissão de acesso para a realização dos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS

- Alexandersson, E.T. 1972. Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments: Universitet Uppsala, Geologiska Institut, Bulletin, 7, 201-236.
- Almeida, F.F.M., 1945. Geologia do sudoeste matogrossense. DNPM/DGM Boletim 116, 118 pp.
- Almeida, F.F.M., 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). DNPM/DGM Boletim 219, 96 pp.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Palustrine Carbonates In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. *Developments in Sedimentology* 61, 103–131.
- Alvarenga, C.J.S., Trompette R., 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências* 23, 18–30.
- Andrews, J.E., 2006. Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. *Earth-Science Reviews* 75, 85–104
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C., 2010. Fluvial and associated carbonate deposits. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. *Developments in Sedimentology* 61, 133–175.
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., 2001. Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science* 292, 1701–1704.
- Assine, M.L., Soares, P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114(1), 23-34.
- Banner, J.L., Hanson, G.N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54(11), 3123–3137. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90128-8).
- Bathurst, R.G.C. 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites: *Geological Journal*, 5, 15-32.
- Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., 1995. Quaternary limestones of the Pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3), 343-9.
- Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., Riccomini, C., Gesicki, A.L.D., 1998. Recursos minerais não-metálicos do Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. *Revista do Instituto Geológico* 19(1/2), 31–41. <https://doi.org/10.5935/0100-929X.19980004>.

- Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., Gesicki, A.L.D., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Ribeiro, F.B., Flexor, J.M., 2002. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M, Berbert-Born, M.L.C. (Eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. DNPM, Brasília, pp. 249–259.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N., Babinski, M., Simon, C.M., Riccomini, C., Ferreira, V.P., 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research* 182(4), 382–401. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.003>.
- Brouwer, P. 2010. Theory of XRF: Getting acquainted with the principles. In Almelo: PANalytical BV (3rd ed.). PANalytical B.V.
- Campanha, G.A.C., Sallun Filho, W., Zuquim, M.P.S., 2011. A Faixa de Dobramento Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. *Revista do Instituto de Geociências – USP* 11, 79–96.
- Capezzuoli, E., Gandin, A., Pedley, M. 2014. Decoding tufa and travertine (freshwater carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61(1), 1-21.
- Chafetz, H.S., Folk, R.L. 1984. Travertines; depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 289-316.
- Chen, J., Zhang, D.D., Wang, S., Xiao, T., Huang, R. 2004. Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology*, 166(3-4), 353-366.
- Corrêa D., Auler A.S., Wang X., Edwards R.L., Cheng H. 2011. Geomorphology and genesis of the remarkable Araras Ridge tufa deposit, Western Brazil. *Geomorphology*, 134:94-101.
- CPRM. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Campo Grande. Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Escala 1:1.000.000.
- D'Alessandro W., Li Vigni L., Gagliano A.L., Calabrese S., Kyriakopoulos K., Daskalopoulou K. 2020. CO₂ release to the atmosphere from thermal springs of Sperchios Basin and northern Euboea (Greece): The contribution of “hidden” degassing. *Applied Geochemistry*, 119:104660.
- Dedavid, B.A., Gomes, C.I., Machado, G. (2007). *Microscopia Eletrônica de Varredura – Aplicações e preparação de amostras*. Porto Alegre, EDIPUCRS, 60 pp.
- Deville de Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Caline, B., Bourillot, R., Poli, E. 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1727-1750.

- Dong F., Dai Q., Jiang Z., Chen X., Xu R., Zhang Q., An D., Li Q., Zhang T., Plenkovics-Moraj A., Capezzuoli E., Li B., Mors R.A. 2023. Travertine/tufa resource conservation and sustainable development call for a world-wide initiative. *Applied Geochemistry*, 148:105505.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P., 2004. Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51(4), 745–765. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00649.x>.
- Dupraz C., Reid R.P., Braissant O., Decho A.W., Norman R.S., Visscher P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96, 141-162.
- Erthal, M.M., Capezzuoli, E., Mancini, A., Claes, H., Soete, J., Swennen, R. 2017. Shrub morpho-types as indicator for the water flow energy-Tivoli travertine case (Central Italy). *Sedimentary Geology*, 347, 79-99.
- Finlay, J.C., Kendall, C., 2007. Stable isotope tracing of temporal and spatial variability in organic matter sources to freshwater ecosystems. In: Michener, R.H., Lajtha, K. (Eds.), *Stable isotopes in ecology and environmental science*. Blackwell Publishing 2nd ed., pp. 283–333 <https://doi.org/10.1002/9780470691854.ch10>.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. 2ed. Springer, New York, 976 pp. ISBN 354022016X.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographical classification of limestones. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43, 1-38.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham W.E. (Eds.) *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, 62-84.
- Ford, T.D., Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41(3-4), 117-175.
- Gastmans, D., Hutcheon, I., Moura, L.G., Fiori, M.C., Gouvea, J.G., Kazmierczak, J., Santos, J.C., 2017. Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 53(5), 518–538. <https://doi.org/10.1080/10256016.2017.1305376>
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., Fairchild, T.R., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): Palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120(3–4), 241–278. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00140-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00140-7)
- Gomes J.P., Bunevich R.B., Tedeschi L.R., Tucker M.E., Whitaker F.F. 2020. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha

Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, 113:104-176.

- IBGE. 2009. *Manual Técnico de Geomorfologia*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed. Rio de Janeiro. 182 pp.
- IBGE. 2012. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira: sistema fitogeográfico, inventário das formações florestais e campestres, técnicas de manejo de coleções botânicas, procedimentos para mapeamentos*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed. Rio de Janeiro. 276 pp.
- Kang, C.-K., Kim, J.B., Lee, K.-S., Kim, J.B., Lee, P.-Y., Hong, J.-S., 2003. Trophic importance of benthic microalgae to macrozoobenthos in coastal bay systems in Korea: dual stable C and N isotope analyses. *Marine Ecology Progress Series* 259, 79–92.
- Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T., Fujii, H. 2003. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, 243–262.
- Kawai, T., Kano, A., Matsuoka, J., Ihara, T. 2006. Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations. *Chemical Geology*, 232, 33–53.
- Klein, C., Dutrow, B. 2012. *Manual of Mineral Science*, 23rd ed. Bookman, Porto Alegre.
- Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J.P., Marnier, G. 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 79-92.
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., 2012. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley – southern Italy). *Sedimentology* 59, 553–577.
- Moore, D., Reynolds Jr, R.C. 1997. *X-ray Diffraction and the Identification of Clay Minerals*. Oxford University Press. 378 pp. ISBN 9780195087130
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd ed. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Novello, V.F., Cruz, F.W., McGlue, M.M., Wong, C.I., Ward, B.M., Vuille, M., Santos, R.A., Jaqueto, P., Pessenda, L.C.R., Atorre, T., Ribeiro, L.M.A.L., Karmann, I., Barreto, E.S., Cheng, H., Edwards, R.L., Paula, M.S., Scholz, D., 2019. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. *Earth and Planetary Science Letters* 524, 115717. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115717>

- Novello, V.F., da Cruz, F.W., Vuille, M., Campos, J.L.P.S., Stríkis, N.M., Apaéstegui, J., Moquet, J.S., Azevedo, V., Ampuero, A., Utida, G., Wang, X., Paula-Santos, G.M., Jaqueto, P., Pessenda, L.C.R., Breecker, D.O., Karmann, I., 2021. Investigating $\delta^{13}\text{C}$ values in stalagmites from tropical South America for the last two millennia. *Quaternary Science Reviews* 255, 106822. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106822>
- Oliveira, E.C. 2009. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, 149p.
- Oliveira, E.C., Rossetti, D.F., Utida, G., 2017. Paleoenvironmental evolution of continental carbonates in west-central Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 89, 407–429.
- Oste, J.T.F., Arai, M., França, A.B., Cury, L.F., Bahniuk, A.M. 2018. Geoquímica e palinologia de tufas calcárias da região de Bonito (MS): Implicações ambientais. *UNESP Geociências*, 37(4), 733-744.
- Oste, J.T.F., Rodríguez-Berriguete, A., Dal'Bó, P.F., 2021. Depositional and environmental controlling factors on the genesis of Quaternary tufa deposits from Bonito region, Central-West Brazil. *Sedimentary Geology* 413, 105824. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105824>
- Oste, J.T.F., França, A.B., Cury, L.F., Bahniuk, A.M. 2024. The relevance of biotic processes on modern tufa deposits, with an example from the Bonito region, Central-West Brazil. *Quaternary Research*, 1–16.
- Paul, D., Skrzypek, G. 2006. Flushing time and storage effects on the accuracy and precision of carbon and oxygen isotope ratios of sample using the Gasbench II technique. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 20(13), 2033–2040.
- Paul, D., Skrzypek, G. 2007. Assessment of carbonate-phosphoric acid analytical technique performed using GasBench II in continuous flow isotope ratio mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 262(3), 180–186.
- Paula, M.S., 2012. Variabilidade do Sistema de monções de verão durante os últimos 1500 anos na região de Bonito – MS, com base em registros paleoclimáticos de espeleotemas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121 pp.
- Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68(1-2), 143-154.
- Pedley, H.M. 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56(1), 221-246.
- Pentecost, A. 1993. British travertines: a review. *Proceedings of the Geologists' Association*, 104(1), 23-39.

- Pentecost, A., Viles, H. 1994. A review and reassessment of travertine classification. *Géographie physique et Quaternaire*, 48(3), 305-314.
- Raymond, P.A., Hartmann, J., Lauerwald, R., Sobek, S., McDonald, C., Hoover, M., Butman, D., Striegl, R., Mayorga, E., Humborg, C., Kortelainen, P., Dürr, H., Meybeck, M., Ciais, P., Guth, P., 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature* 503(7476), 355–359. <https://doi.org/10.1038/nature12760>.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Post, J.E. 1992. Micritized skeletal grains in northern Belize lagoon: a major source of Mg-calcite mud: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 145-156.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G. 2000. Microboring Versus Recrystallization: Further Insight into the Micritization Process. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1), 24-28.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214.
- Rodrigues, A.C., Santos, L.R., Cury, L.F., Bahniuk, A.M. 2021. Continental freshwater carbonate coated grains: oncoids in Quaternary deposits of the Serra da Bodoquena region, Central-West Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 52(2), e2021042.
- Rodríguez-Berriguete, Á., Teixeira, B.B., Faria, D.M., Spadini, A.R., Sgarbi, G.N.C., 2022. When distinction matters: Carbonate shrubs from the Aptian Barra Velha Formation of Brazilian's Pre-salt. *Sedimentary Geology* 440, 106236. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106236>.
- Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E., Gat, J.R., 1979. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. *Water Resources Research* 15(5), 1250–1258. <https://doi.org/10.1029/WR015i005p01250>.
- Sallun Filho, W., Karmann, I. 2007. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps*, 282-295.
- Sallun Filho, W., Karmann, I., Boggiani, P.C., Petri, S., de Souza Cristalli, P., Utida, G. 2009. A deposição de tufas quaternárias no estado de Mato Grosso do Sul: proposta de definição da formação Serra da Bodoquena. *Geologia USP. Série Científica*, 9(3), 47-60.
- Scholle P.A., Ulmer-Scholle D.S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 474 pp. ISBN 0891813586.
- Shiraishi, F., Bissett, A., de Beer, D., Reimer, A., Arp, G. 2008. Photosynthesis, respiration and exopolymer calcium-binding in biofilm calcification (Westerhöfer and Deinschwanger Creek, Germany). *Geomicrobiology Journal*, 25, 83-94.
- Shiraishi, F., Hanzawa, Y., Asada, J., Cury, L.F., Bahniuk, A.M., 2022. Microbial influences on tufa deposition in a tropical climate. *Sedimentary Geology* 427, 106045. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106045>

- Sibley, D.F., Murray, R.C. 1972. Marine diagenesis of carbonate sediment, Bonaire, Netherlands Antilles: *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 168-178.
- Solé, V.A., Papillon, E., Cotte, M., Walter, Ph., Susini, J. 2007. A multiplatform code for the analysis of energy-dispersive X-ray fluorescence spectra, *Spectrochim. Acta Part B* 62:63-68.
- Spötl, C., & Vennemann, T.W. 2003. Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 17(9), 1004–1006. John Wiley and Sons Ltd.
- Terra G.J.S., Spadini A.R., França A., Sombra C., Zambonato E., Juschaks L., Arienti L., Erthal M., Blauth M., Franco M., Matsuda N., Carramal da Silva N., Moretti P., Davila R., Souza R., Tonietto S., Anjos S., Campinho V., Winter W. 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Petrobras, Rio de Janeiro, 18:9-29.
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3ed. Malden, Oxford; Blackwell, Massachusetts, 262 pp. ISBN 9780632057351.
- Tucker M.E., Dias-Brito D. 2017. *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil*. IGCE/UNESP, Rio Claro, 208 pp. ISBN 9788589082686.
- Tucker, M.E., Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482pp. ISBN 9781444314168.
- Ussami, N., Shiraiwa, S.H.M., Dominguez, J.M.G., 1999. Basement reactivation in the Pantanal basin. *Tectonics* 18(1), 25–39. <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>.
- Utida, G., Oliveira, E.C., Tucker, M., Petri, S., Boggiani, P.C., 2017. Palaeoenvironmental interpretations based on molluscs from mid-Holocene lacustrine limestones, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Quaternary International* 437, 186–198.