

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia

Jhonny Nonato da Silva

**DESCRIÇÃO DE LOCALIDADES FOSSILÍFERAS E DISTRIBUIÇÃO
ESTRATIGRÁFICA DE MACRO E MICROFÓSSEIS NO CRETÁCEO DA BACIA
SANFRANCISCANA A LESTE DO RIO SÃO FRANCISCO**

BELO HORIZONTE

2023

Jhonny Nonato da Silva

**DESCRIÇÃO DE LOCALIDADES FOSSILÍFERAS E DISTRIBUIÇÃO
ESTRATIGRÁFICA DE MACRO E MICROFÓSSEIS NO CRETÁCEO DA BACIA
SANFRANCISCANA A LESTE DO RIO SÃO FRANCISCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Jonathas de Souza Bittencourt Rodrigues

Coorientador: Prof. Dr. Gabriel Jubé Uhlein

Belo Horizonte

2023

S586d
2023

Silva, Jhonny Nonato da.

Descrição de localidades fossilíferas e distribuição estratigráfica de macro e microfósseis no cretáceo da bacia sanfranciscana a leste do Rio São Francisco [manuscrito] / Jhonny Nonato da Silva . – 2023.
126 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientador: Jonathas de Souza Bittencourt Rodrigues.

Coorientador: Gabriel Jubé Uhlein.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2023.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 78-88.

Inclui apêndice.

1. Geologia – Minas Gerais – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Teses. 3. Paleontologia – Minas Gerais – Teses. 4. Paleoeecologia – Teses. I. Bittencourt, Jonathas S. II. Uhlein, Gabriel Jubé. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 55(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO IGC-UFMG



FOLHA DE APROVAÇÃO

Descrição de localidades fossilíferas e distribuição estratigráfica de macro e microfósseis no Cretáceo da Bacia Sanfranciscana a leste do Rio São Francisco

JHONNY NONATO DA SILVA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre(a) em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL, pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

Aprovada em 29 de agosto de 2023, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Dr. Jonathas de Souza Bittencourt Rodrigues – Orientador
UFMG

Prof. Dr. Alexandre Uhlein
UFMG

Dr. Léo Galvão Carnier Frágoso
Independente

Belo Horizonte, 29 de agosto de 2023.

À minha amada família, meu apoio incondicional e minha fonte de amor infinito. Este trabalho é dedicado a vocês, meu eterno agradecimento pelo amor incondicional.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus colegas de trabalho, Carlos, Denise, Stênio, Hέλvio, Junior, Igor, Tatiane, Elaine, Bruno e William, por todo o apoio e suporte durante a pesquisa realizada. Sua contribuição foi fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Expresso minha aos meus companheiros do laboratório LPM, em especial a Julia, Dayanne, Kelvin e Carol, pelo auxílio e suporte prestados. Gostaria de agradecer especialmente ao Guilherme por toda a ajuda e orientação ao longo deste processo.

Agradeço à minha família, meus pais, Maria Suely e Raymundo, e minha irmã Lidiane, assim como ao meu cunhado Benhur e meu sobrinho João Miguel, por todo o apoio emocional que recebi deles. Seu amor e encorajamento foram essenciais para superar os desafios enfrentados.

Gostaria de expressar minha sincera gratidão ao Centro Manuel Teixeira Costa por gentilmente disponibilizar seus laboratórios, o que possibilitou a realização desta pesquisa. Além disso, desejo estender meus agradecimentos à FAPESP pelo valioso financiamento concedido por meio do projeto de pesquisa 2020/07997-4, intitulado "Explorando a diversidade dos dinossauros do Cretáceo sul-americano e suas faunas associadas". Também sou grato à FAPEMIG pelo apoio ao projeto PPM-00304-18, intitulado "Origem e irradiação dos répteis no Mesozoico brasileiro: aspectos paleobiológicos e paleoambientais". Estas colaborações foram fundamentais para o desenvolvimento e a realização bem-sucedida deste estudo.

Agradeço ao programa de Pós-Graduação em Geologia do IGC e a Pró-reitoria de Pós-graduação (PRPg) da UFMG pela oportunidade de realizar esta dissertação e pelo suporte acadêmico ao longo do curso, e ao William por todo suporte que ofereceu durante esse período.

Meus sinceros agradecimentos ao meu orientador Jonathas Bittencourt de Souza Rodrigues e meu coorientador Gabriel Jubé Uhlein por todo o apoio, orientação e dedicação ao longo deste trabalho. Sua expertise e incentivo foram fundamentais para o sucesso deste projeto.

Por fim, expresso minha gratidão a Deus por me dar força, sabedoria e por me guiar durante toda essa jornada acadêmica. Concluir mais essa etapa é uma bênção e uma realização pessoal.

Muito obrigado a todos aqueles que estiveram ao meu lado e contribuíram de alguma forma para a realização desta dissertação. Vocês são parte fundamental do meu sucesso.

RESUMO

A Bacia Sanfranciscana compreende um dos mais extensos depósitos sedimentares do Brasil, englobando principalmente rochas de origem glacial do Carbonífero-Permiano e estratos cretácicos formados em diferentes contextos fluviais, lacustres, desérticos e vulcânicos. Sua localização no Cráton do São Francisco e idade a tornam uma importante janela para entender a evolução dos ambientes e suas biotas durante a Era Mesozóica na porções centrais da Gondwana Ocidental. Essa relevância tem atingido uma dimensão global, devido, entre outros fatores, a descobertas paleontológicas recentes, como a rica fauna de crustáceos, anelídeos, peixes, lagartos e dinossauros. Muito embora os afloramentos da Bacia Sanfranciscana na região centro-oeste do Estado de Minas Gerais tenham sido estudados com detalhe nos últimos cinquenta anos, as exposições que ocorrem à leste do Rio São Francisco no norte do estado ainda são pouco conhecidos. Nesse sentido, esta dissertação tem por objetivo fazer a descrição de duas localidades fossilíferas no município de Lagoa dos Patos, que tem sido objeto de estudos preliminares quanto ao seu potencial paleontológico, reportando a ocorrência de fósseis e revelar correlações lito e bioestratigráficas entre os compartimentos da Bacia Sanfranciscana. A partir de levantamentos de campo e a construção de perfis geológicos, as localidades foram analisadas quanto às suas fácies sedimentares, revelando a ocorrência de diferentes ambientes deposicionais, como lagos de baixa energia, rios efêmeros em ambiente árido e ambientes fluvio-deltaicos influenciados por ação eólica. Essas mudanças ambientais são fundamentais para compreender a evolução geológica da região e suas interações com fatores climáticos. As características faciológicas são semelhantes aos da Formação Quiricó na porção sudoeste da Bacia Sanfranciscana (região do Planalto Mata da Corda), embora o registro fóssil seja diferente. Uma grande quantidade de ostracodes foi coletada com rígido controle estratigráfico, permitindo reconhecer pelo menos um gênero ainda inédito para a Bacia Sanfranciscana. Algas carófitas, icnofósseis do gênero *Skolithos*, escamas de peixes lepisosteídeos, dentes e osso de dinossauros também foram recuperados e posicionados nos perfis geológicos das localidades. A associação de ostracodes e carófitas permite reconhecer um ambiente oligohalino, possivelmente parálico. Além disso, a associação de ostracodes *Ilyocypris-Fossocytheridea* sugere que os horizontes estratigráficos da região são mais recentes que os da Formação Quiricó no Planalto Mata da Corda, como também sugerido para a ocorrência de vertebrados. Conforme discutido, os resultados obtidos têm importantes implicações não apenas para a região estudada, mas também para a compreensão dos processos geológicos e biológicos em toda a Bacia Sanfranciscana.

Palavras-chave: geologia; paleontologia; estratigrafia; paleoecologia; ostracodes; carófitas; dinossauros.

ABSTRACT

The Sanfranciscana Basin comprises one of Brazil's most extensive sedimentary deposits, mainly encompassing glacial rocks from the Carboniferous-Permian period and Cretaceous strata formed in various fluvial, lacustrine, desert, and volcanic contexts. Its location within the São Francisco Craton and its age make it an important window for understanding the evolution of environments and their biotas during the Mesozoic Era in the central portions of Western Gondwana. This relevance has attained global significance, primarily due to recent paleontological discoveries, such as a rich fauna of crustaceans, annelids, fish, lizards, and dinosaurs. While the outcrops of the Sanfranciscana Basin in the central-west region of the State of Minas Gerais have been studied in detail over the last fifty years, the exposures occurring east of the São Francisco River in the northern part of the state remain poorly known. In this regard, this dissertation aims to describe two fossiliferous localities in the municipality of Lagoa dos Patos, which have been the subject of preliminary studies regarding their paleontological potential, reporting the occurrence of fossils and providing such data for lithostratigraphic and biostratigraphic correlations. By means of field surveys and the construction of geological profiles, the localities were analyzed concerning their sedimentary facies, revealing the occurrence of different depositional environments, such as low-energy lakes, ephemeral rivers in arid settings, and fluvio-deltaic environments under aeolic influenced. These environmental changes are fundamental to understanding the geological evolution of the region and its interactions with climatic factors. The faciological characteristics are similar to those of the Quiricó Formation in the southwestern portion of the Sanfranciscana Basin (Mata da Corda Plateau region), although the fossil record is different. A significant amount of ostracods was collected with strict stratigraphic control, allowing the recognition of at least one yet undescribed genus for the Sanfranciscana Basin. Charophyte algae, *Skolithos* ichnofossils, lepisosteid fish scales, dinosaur teeth, and bones were also recovered and positioned in the geological column of the localities. The association of ostracods and charophytes allows the recognition of an oligohaline environment, possibly paralic. Furthermore, the *Ilyocypris-Fossocytheridea* ostracod association suggests that the stratigraphic horizons of the region are more recent than those of the Quiricó Formation cropping out in the Mata da Corda Plateau, as also suggested for the occurrence of vertebrates. As discussed, the obtained results have important implications not only for the studied region but also for the understanding of geological and biological processes throughout the Sanfranciscana Basin.

Key words: geology; paleontology; stratigraphy; paleoecology; ostracods; carophytes; dinosaurs.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco, modificada de (Alkmim & Martins Neto, 2001, Uhlein <i>et al.</i> 2022).	18
Figura 2: A Bacia do São Francisco sobre uma parte do Cráton São Francisco. À direita, o Cráton São Francisco é representado em azul com bordas vermelhas, enquanto a Bacia do Sanfranciscana é destacada em amarelo e verde sobre o mapa do Brasil. À esquerda, em detalhe, são mostradas as divisões da Bacia do Sanfranciscana em duas sub-bacias. Ao Sul, está a Sub-bacia Abaeté, identificada em verde, e ao norte, encontra-se a Sub-bacia Urucuia de amarelo. A leste do Rio São Francisco, é representado pelo cor verde-clara e o retângulo vermelho indica a área de estudo.....	19
Figura 3: Bloco diagrama da evolução paleogeográfica da Bacia Sanfranciscana e das Sub-Bacias, dividido em 5 estágios. 1 Neopaleozoico; Deposito do Grupo Santa Fé e seu correlato da Bacia do Paraná. 2- Eomesozoico; Período de grande erosão. 3- Eocretáceo; Deposição do Grupo Areado e seu correlato na Bacia do Paraná e início do soerguimento do Alto do Paranaíba. 4-Neocretáceo; Deposição do Grupo Urucuia e desenvolvimento de magmatismo e formação do Grupo Mata da Corda. 5- Cenozoico Deposição da Formação Chapadão e desenvolvimento do relevo atual. (Modificado de Hasui & Haralyi,1991, Campos & Dardenne, 1997b).	21
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana, modificado de Campos & Dardenne (1997a).....	22
Figura 5: Mapa geológico da área de estudo, com as principais unidades geológica da região. Modificado de Knauer et al. 2013; CODEMIG.	37
Figura 6: Divisão da valva do ostracode por regiões (adaptado de Kesling, 1951).	41
Figura 7: Perfil litoestratigrafico do perfil 01. Observando que na porção inferior da seção, predominam sedimentos psamíticos finos a médio, com ocorrência de bioturbação, em geral sem estruturas marcantes e aparentes. Na porção superior do perfil, marcado pela predominância de pelitos sobre sedimentos psamíticos e maior frequência de estruturas, como estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela.....	43
Figura 8: Perfil litoestratigrafico do perfil 02. Observando que na porção inferior da seção, ocorrência de sedimentos psamítico finos a médio, com ocorrência de bioturbação e discordância erosiva, em geral com poucas estruturas marcantes e aparentes. Na porção superior do perfil, marcado pela predominância de pelitos/ritmitos sobre sedimentos	

psamíticos e maior frequência de estruturas, como estratificação cruzada tabular e laminação plano-paralela.	45
Figura 9: Fotomicrografia em luz polarizado A-B Arenito. A) Granulometria fino a médio com arcabouço de grãos de quartzo disperso sobre uma matriz argilosa com intraclasto. B) Detalhes da composição do arcabouço, em predominância o quartzo (Qtz), e ocorrências de fragmentos líticos (Lit), feldspato (Feld) e calcita (Cal). C-F Ritmito. C) Contato da camada com argilito na base com cristais cúbicos e romboédricos e no topo camada com arenito com forte cimentação carbonática deformando o acamamento. D) Pseudomorfos de gipsita de agregado em roseta substituído por calcita. E) Cristal de pseudomorfo de gipsita prismática radial. F) Cristais de pseudomorfo prismático de gipsita substituído por calcita. G) Lâminas de argilito com lentes de arenito fino. H) Cristais de pseudomorfo com hábitos cúbico, losangular e romboédrico substituído por calcita.	52
Figura 10: Cicatriz muscular do gênero <i>Fossocytheridea</i>	54
Figura 11: <i>F. ventrotuberculata</i> (A). A1) macho vista esquerda; A2) fêmea vista direita; A3) fêmea vista dorsal; <i>Perissocytheridea</i> sp1 (B), holotipo. B1) vista direita; B2) vista esquerda; B3) vista dorsal; <i>I. riograndensis</i> (C). C1) vista esquerda; C2) vista direita; C3) vista dorsal; C4) vista ventral – Seta direção da margem anterior - Escala: 100 µm.	60
Figura 12: Microfotografia de girogônitos de carófitas (a-c) – a) vista lateral; b) vista lateral; c) vista apical.	62
Figura 13: Galerias de icnofósseis deixados pelo icnogênero <i>Skolithos</i> . A – Pista solitária em fácies Sm da camada P2-15, preenchida por arenito amarelado, B- Pistas em plano vertical em fácies Sm, preenchidas por siltito vermelho, C-Pistas em vista frontal 2D, em forma circular a elipsoidal.	64
Figura 14: Fotografias de escamas de lepisosteóides. A) Escama fragmentada isolada de formato rômboico, com linhas de crescimento visíveis no lado da ganoína. B) Escama isolada em perfil, observado uma fina camada ganoína e uma placa basal de osso celular C) Escamas semi-articuladas pressas na matriz. D) Detalhe da superfície da camada de ganina com numerosos microtubérculos e forames. D retirado de Bittencourt et al. (2017). Escala A- 1 mm.	66
Figura 15: Registro fóssil de vertebrados terrestres na Bacia Sanfranciscana: a) Dente de cf. <i>Abelisauridae</i> preso na matriz; b) fragmentos de dentes de cf. <i>Abelisauridae</i>	68
Figura 16: Restos de dinossauro saurópodes da região de Lagoa dos Patos. Costela truncan esquerda em A) vista anterior, B) seção transversal proximal, C) seção transversal distal; púbis direito em D) vista medial, E) seção transversal proximal; fêmur esquerdo (parte	

proximal) em F) vista anterior; Fêmur (partes distais) em G) vista posterior; fêmur esquerdo em H) vista posterior. Escala: 100 mm.....70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Ocorrência de macrovegetais da Formação Quiricó na região do Planalto Mata da Corda (modificado de Duarte, 1997; Bittencourt et al., 2015).....	30
Tabela 2: Metazoários fósseis não vertebrados, na região do Planalto Mata da Corda (modificado de Bittencourt et al., 2015).....	31
Tabela 3: Vertebrados fósseis do Barremiano-Aptiano da Região Planalto Mata da Corda (modificado de Bittencourt et al., 2015).....	34
Tabela 4: Descrições de fácies, baseado no código proposto por Miall (1978 e 1996).	47
Tabela 5: Fósseis encontrado próximo a área de estudo na Bacia Sanfranciscana (MG).	73

Sumário

1 INTRODUÇÃO	15
2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E PALEONTOLÓGICO	16
2.1 Cráton e Bacia do São Francisco	16
2.2 Bacia Sanfranciscana	18
2.3 Estratigrafia	22
2.3.1 Grupo Santa Fé.....	23
2.3.2 Grupo Areado	23
2.3.3 Grupo Mata da Corda.....	26
2.3.4 Grupo Urucuia.....	27
2.3.5 Formação Chapadão	27
2.4 Registro Fóssil.....	28
3 OBJETIVOS	36
3.1 Objetivo Geral	36
3.2 Objetivos Específicos:.....	36
4 MATERIAL E MÉTODOS	36
4.1 Área de estudo.....	36
4.2 Etapa Pré-campo	37
4.3 Descrição dos perfis	38
4.4 Coleta, preparação e estudo de microfósseis e microrestos	39
4.5 Coleta, preparação e estudo de macrofósseis.....	41
5 RESULTADOS	42
5.1 Estratigrafia da Área de Estudo	42
5.2 Fácies Sedimentares	46
5.3 Associações de fácies.....	49
5.3.1 Associação de fácies 01	49
5.3.2 Associação de fácies 02	50

5.3.3 Associação de fácies 03	51
5.4 Fósseis da área de estudo	53
5.4.1 Ostracodes	53
5.4.2 Carófitas	61
5.4.3 Icnofósseis.....	62
5.4.4 Vertebrados.....	64
6 DISCUSSÃO	70
6.1 Correlação litológica da área de estudo com região do Planalto Mata da Corda ..	70
6.2 Comparação paleontológica da área de estudo com região do Planalto Mata da Corda	72
6.3 Paleoecologia e Paleoambiente	74
6.4 Idade	75
7 CONCLUSÃO.....	77
REFERÊNCIAS	78
APÊNDICE - Artigo Submetido Na Revista De Paleontologia Brasileira	89
ANEXO – Dados para análises de disparidade morfológica	122

1 INTRODUÇÃO

O Cráton do São Francisco e sua continuidade africana (Cráton do Congo) (Almeida, 1977) configuram um compartimento interior e estável de vários continentes que se amalgamaram no Neoproterozoico, formando a porção ocidental do supercontinente Gondwana (Alkmim, 2004) e foram sobrepostos pelas rochas sedimentares pré-cambrianas e pelas coberturas do Fanerozoico.

Inserida na porção oeste do Cráton (Alkmim *et al.*, 1996; Alkmim & Martins-Neto, 2001), a bacia do São Francisco e de natureza bacia intracratônica, levemente deformada na porção central e delimitada por faixas móveis nos extremos (Zalán *et al.*, 2007). Geologicamente, é formada por uma sucessão de depósitos megassequenciais do Supergrupo Espinhaço (Paleo-mesoproterozoico) e do Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico). Sobrepondo-se as sequências anteriores, ocorrem os depósitos da Bacia Sanfranciscana (Sgarbi, 1989), que correspondem aos sedimentos depositados no Fanerozoico sobre o Cráton São Francisco, representados pelos Grupos Santa Fé do Carbonífero-Permiano e pelo Cretáceo pelos grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Campos & Dardenne, 1997a).

Compartimentada em domínios tectônicos, a Bacia Sanfranciscana é subdividida em sub-bacia Urucuia, localizada no centro-norte, preenchida predominantemente com os sedimentos do Grupo Urucuia, e a sub-bacia Abaeté ao sul, preenchida com os sedimentos dos grupos Santa Fé, Areado e Mata da Corda, ambas separadas pelo soerguimento do embasamento denominado Alto de Paracatu. Essa feição tectônica originou-se com a reativação do soerguimento do Arco do Alto Paranaíba (Campos & Dardenne, 1997a).

Na sub-bacia Abaeté, na região denominada Planalto Mata da Corda, são descritos sedimentos lacustres da Formação Quiricó com potencial fossilífero, principalmente os folhelhos negros ricos em matéria orgânica (Lima, 1979; Kattah, 1991). Estudos na região encontraram vários indícios paleontológicos, como palinomorfs, ostracodes, restos vegetais e peixes, indicando idades do Barremiano (Carvalho, 2002) ao Aptiano (Arai *et al.*, 1995).

Mapeamentos geológicos antigos da CPRM classificaram os sedimentos da Bacia Sanfranciscana a leste do Rio São Francisco como rochas pertencentes ao Grupo Urucuia. Féboli (1985) classificou os sedimentos cretácicos pertencentes ao Grupo Urucuia. No entanto, trabalhos recentes na região consideram esses sedimentos como pertencentes ao Grupo Areado (Chaves & Andrade, 2013; Cabral, 2016; Bittencourt, 2019), por apresentarem fácies sedimentares características de um ambiente playa lake com depósitos pelíticos, com

presença de pseudomorfos de evaporitos e calcretes, sendo descritos na literatura como pertencentes à Formação Quiricó (Sgarbi, 1989; Campos & Dardenne, 1997a).

Trabalhos recentes na região a leste do Rio São Francisco citam a descoberta de fósseis de dinossauros, descrevendo titanossauro (*Tapuiasaurus macedai*) e abelissaurídeo (*Spectrovenator ragei*), ambos descobertos no município de Coração de Jesus (Zaher *et al.*, 2011; Zaher *et al.*, 2020). Além disso, dezenas de fragmentos ósseos de arcossauro, escamas isoladas de peixes e ostracodes foram encontrados dentro de níveis fossilíferos nos municípios de Lagoa dos Patos, Ibiaí e Coração de Jesus (Vieira *et al.*, 2015; Bittencourt *et al.*, 2015; Bittencourt *et al.*, 2017; Bittencourt *et al.*, 2019). Contudo, a região possui extensos pacotes sedimentares com grande potencial fossilífero, uma vez que a diversidade registrada é incompatível com a capacidade paleontológica da região.

Apesar de trabalhos recentes atribuírem os sedimentos ao Grupo Areado, não há estudos detalhados demonstrando essas correlações, tanto do ponto de vista estratigráfico quanto do ponto de vista paleontológico. Pires-Domingues (2009) considera a possibilidade de a fauna ser não correlata aos sedimentos da Formação Quiricó na região do Planalto Mata da Corda, enquanto Carvalho & Santucci (2021) dataram as camadas com fósseis de peixes do grupo Lepisosteidae à idade Albiana, e Bittencourt *et al.* (2019) sugerem uma possível idade do Cretáceo Superior por meio de estudos com ostracodes.

Visando estabelecer uma correlação bioestratigráfica entre as regiões Planalto Mata da Corda e a leste do Rio São Francisco, ambas na Sub-bacia Abaeté, este estudo propõe descrever duas localidades fossilíferas no município de Lagoa dos Patos, com base em estudos prévios de Vieira *et al.* (2015), Bittencourt *et al.* (2017) e Bittencourt *et al.* (2019). O objetivo é obter perfis geológicos, coletar e analisar amostras para descrição petrográfica, interpretação de fácies e identificação de macro e microfósseis, visando uma possível comparação da cronoestratigrafia e do registro fóssil entre as duas regiões.

2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E PALEONTOLÓGICO

2.1 Cráton e Bacia do São Francisco

O Cráton do São Francisco junto com o Cráton do Congo representa uma parte estável em meio à fusão de diversos continentes e faixas orogênicas no Neoproterozoico, constituindo a porção ocidental do Supercontinente Gondwana (Almeida, 1977; Alkmin, 2004). As placas continentais que formaram Gondwana, incluindo a porção referente ao

Cráton do São Francisco, junto com os sedimentos que preencheram as bacias que se estabeleceram sobre o cráton (Figura 2), posteriormente deformados durante processos colisionais, deram origem a um extenso sistema de cinturões orogênicos que envolvem as áreas cratônicas remanescentes. Em Minas Gerais, essas diferentes bacias estão registradas em pelo menos três compartimentos distintos: o Cráton do São Francisco e dois de seus cinturões orogênicos, a Faixa Brasília a oeste e a Faixa Araçuaí a leste (Alkmin; Martins-Neto, 2001; Alkmin, 2004).

Segundo Alkmim *et al.* (1996) e Alkmim & Martins-Neto (2001), a Bacia do São Francisco corresponde à porção oeste do Cráton do São Francisco, ocupando uma área de aproximadamente 350.000 km² e estendendo-se pelos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Zalán *et al.*, 2007). De natureza intracratônica, possui vários ciclos deposicionais datados desde o Paleoproterozoico até a sedimentação cenozoica correspondente aos últimos eventos da Bacia Sanfranciscana.

A sequência litoestratigráfica da bacia é preenchida por rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço (Paleo-mesoproterozoico) e do Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico) (Figura 01).

Essa sequência é estratificada por rochas sedimentares glaciais da Formação Jequitai e Carrancas na base, e por rochas sedimentares de plataforma marinha a continental do Grupo Bambuí no topo (Alkmim & Martins-Neto, 2001; Alkmin, 2004; Zalán *et al.*, 2007; Uhlein *et al.*, 2022).

Algumas propostas incluem os estratos correspondentes à Bacia Sanfranciscana como o último grande evento sedimentar dentro do contexto da Bacia do São Francisco (Alkmin, 2004; Zalán *et al.*, 2007; Uhlein *et al.*, 2022). No entanto, alguns autores têm tratado tais seções como ciclos bacinais distintos (ver Bittencourt *et al.* 2015). Como foge ao escopo deste trabalho uma revisão completa da sedimentação e estratigrafia do Cráton do São Francisco, a Bacia Sanfranciscana será tratada separadamente.

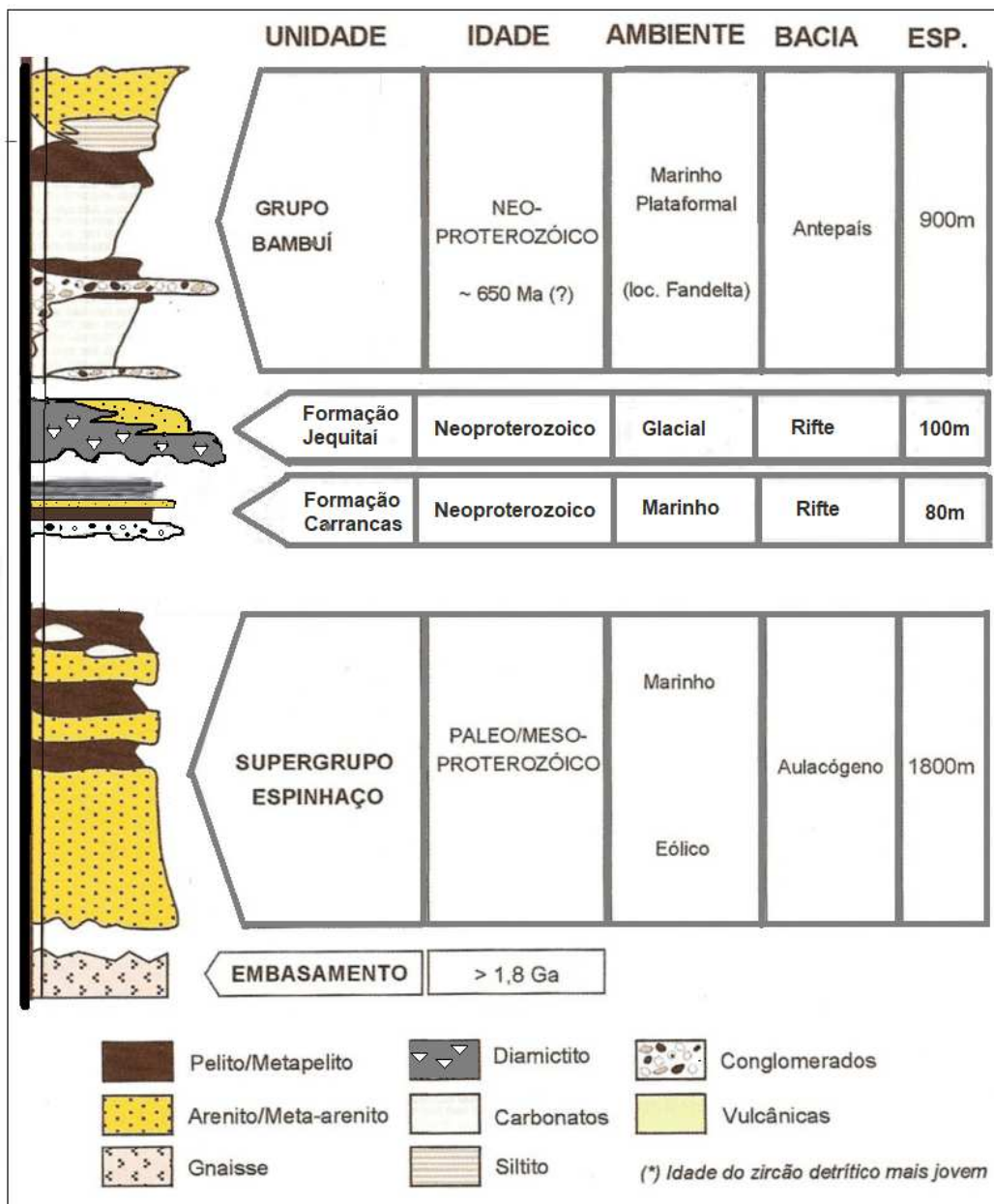


Figura 1: Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco, modificada de (Alkmim & Martins Neto, 2001, Uhlein *et al.* 2022).

2.2 Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana abrange uma área de aproximadamente 150.000 km², localizada na porção centro-leste do Brasil, abrangendo os estados de Minas Gerais, Bahia, Tocantins e Goiás, Piauí e Maranhão (Campos & Dardenne, 1997a).

A designação "Bacia Sanfranciscana" é empregada para descrever os sedimentos fanerozoico sobre o Cráton São Francisco na região do Alto Rio São Francisco, e tem sido o termo mais amplamente utilizado para se referir a esses sedimentos. Embora sua adoção tenha

sido inconsistente até a década de 2000, o debate para formalização desse termo ocorreu desde o início da década de 70, por Ladeira *et al.* (1971) e endossado pelos anos seguintes por diversos trabalhos, como Seer *et al.* (1989), Campos e Dardenne (1997a, b), Sgarbi *et al.* (2001), Campos e Dardenne (2002) e Bittencourt *et al.* (2022). Esse termo tem se mostrado especialmente útil para distinguir esses sedimentos dos estratos pré-cambrianos da Bacia do São Francisco.

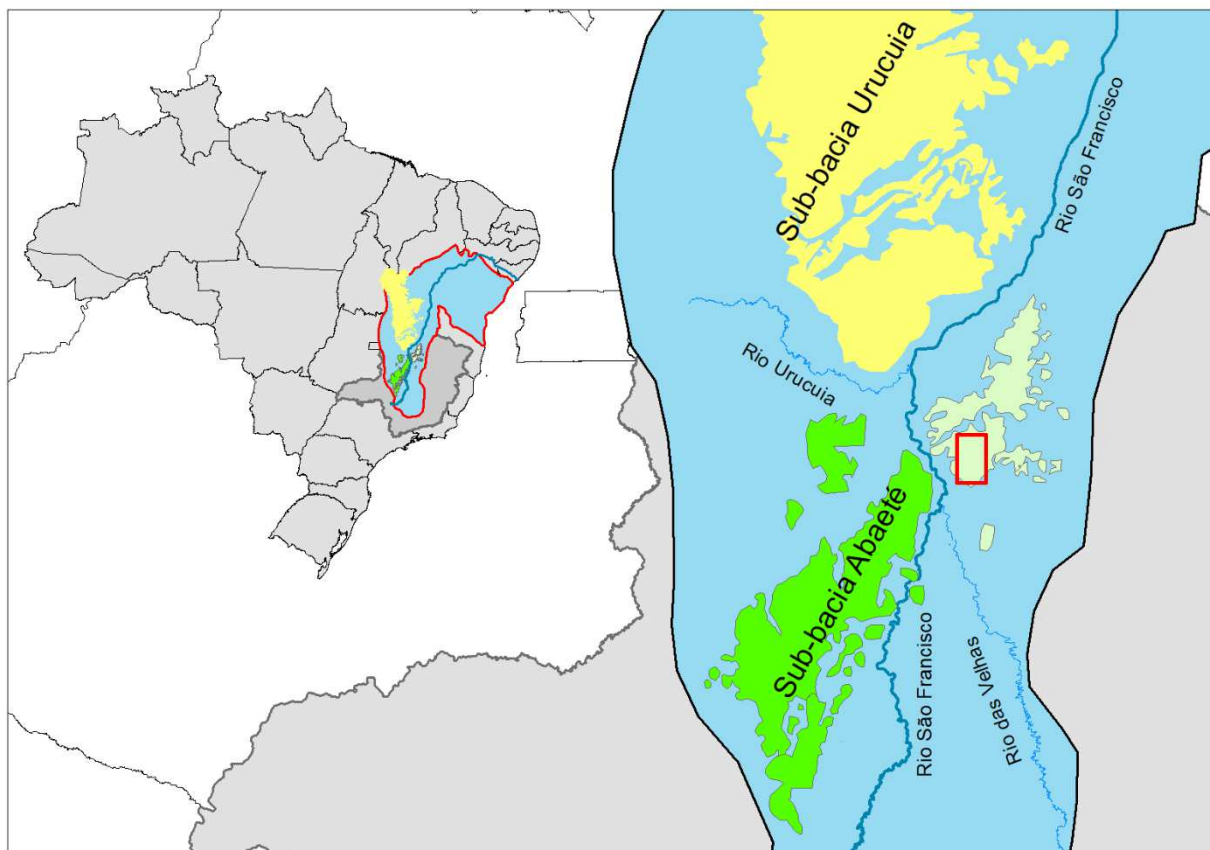


Figura 2: A Bacia do São Francisco sobre uma parte do Cráton São Francisco. À direita, o Cráton São Francisco é representado em azul com bordas vermelhas, enquanto a Bacia do Sanfranciscana e destacada em amarelo e verde sobre o mapa do Brasil. À esquerda, em detalhe, são mostradas as divisões da Bacia do Sanfranciscana em duas sub-bacias. Ao Sul, está a Sub-bacia Abaeté, identificada em verde, e ao norte, encontra-se a Sub-bacia Urucua de amarelo. A leste do Rio São Francisco, é representado pelo cor verde-clara e o retângulo vermelho indica a área de estudo.

Do ponto de vista tectônico, a Bacia Sanfranciscana é subdividida em domínios tectônicos: sub-bacia Urucua no centro-norte, e Sub-bacia Abaeté a sul (Campos & Dardenne, 1997a). Elas são separadas pelo Alto de Paracatu, uma feição tectônica que surgiu com a reativação do Arco do Alto Paranaíba, que, por sua vez, funciona como divisor de águas entre as bacias Sanfranciscana e Paraná.

A Sub-Bacia Abaeté é preenchida pelos sedimentos dos grupos Areado e Mata da Corda, enquanto que a Sub-Bacia Urucua é predominantemente formada pelos arenitos

eólicos do grupo Urucuia. No trabalho de Campos & Dardenne (1997b), a evolução da Bacia Sanfranciscana foi dividida em seis estágios (Figura 3):

Estágio 01 (Paleozoico) - Nessa fase, houve baixa atividade tectônica e depósito de sedimentos glaciais do Grupo Santa Fé, provenientes do preenchimento das depressões entre as cadeias de montanhas. Movimentos verticais de baixa amplitude resultaram em rearranjo isostático e flexural. Houve pequenas subsidências terminais e resfriamento cratônico lento, estabelecendo estabilidade tectônica e do continente Gondwana, com subsidência mecânica e térmica pouco significativa.

Estágio 02 (Eomesozoico) - Essa fase está relacionada a movimentos epirogênicos que ocorreram após a glaciação. Foi marcada por intensa erosão e reequilíbrio isostático, resultando na preservação apenas dos sedimentos glaciogênicos do Grupo Santa Fé, que ficaram preservados apenas em paleodepressões.

Estágio 03 (Eocretáceo) - Nessa fase, houve distensão relacionada à abertura do Atlântico Sul. Os esforços das placas litosféricas durante o riftamento podem gerar bacias do tipo sag adjacentes ao rifte durante a evolução da margem passiva. Esses esforços reativaram estruturas normais com planos de fraqueza pré-existentes nas rochas proterozoicas, originando a Sub-Bacia Abaeté e os depósitos do Grupo Areado. A Sub-Bacia Urucuia se formou nessa fase devido a tensões trativas, gerando localmente pequenos grabens.

Estágio 04 (Mesocretáceo) - Essa fase ocorreu após o rifte na margem continental, durante a fase de mar aberto. Foi marcada pela inversão tectônica das bacias intraplacas Sul-Americana e Africana. Nessa fase, a Bacia Sanfranciscana sofreu subsidência em resposta à compressão. O Cráton São Francisco foi submetido a essa fase pós-rifte, resultando em pequenas subsidências flexurais. Esse foi o principal fator para a formação e deposição de grandes volumes na Sub-Bacia Urucuia, enquanto na Sub-Bacia Abaeté ocorreu a reativação de falhas invertidas de acordo com o estágio anterior.

Estágio 05 (Neocretáceo) - Nessa fase, estabeleceu-se a evolução da margem passiva costeira com a expansão do assoalho oceânico. Isso gerou fraturas transformantes associadas e resultou na formação de pequenas bacias pull-apart no continente, bem como no surgimento de vulcanismo alcalino na Sub-Bacia Abaeté.

Estágio 06 (Cenozoico) - Essa fase foi marcada pela reativação neotectônica, que gerou sistemas paralelos de drenagem na Sub-Bacia do Urucuia.

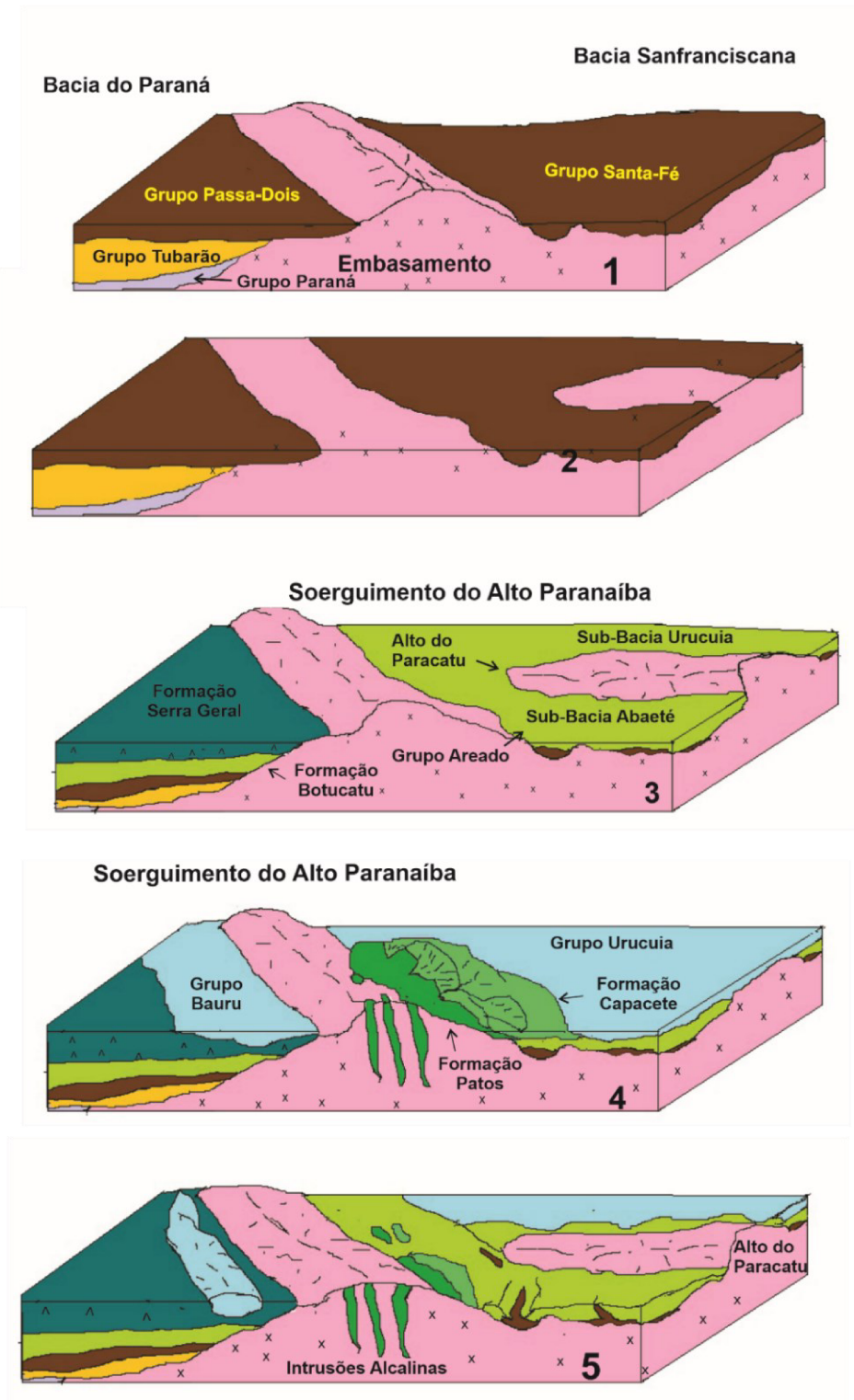


Figura 3: Bloco diagrama da evolução paleogeográfica da Bacia Sanfranciscana e das Sub-Bacias, dividido em 5 estágios. 1 Neopaleozoico; Depósito do Grupo Santa Fé e seu correlato da Bacia do Paraná. 2- Eomesozoico; Período de grande erosão. 3- Eocretáceo; Deposição do Grupo Areado e seu correlato na Bacia do Paraná e início do soerguimento do Alto do Paranaíba. 4-Neocretáceo; Deposição do Grupo Urucua e desenvolvimento de magmatismo e formação do Grupo Mata da Corda. 5- Cenozoico Deposição da Formação Chapadão e desenvolvimento do relevo atual. (Modificado de Hasui & Haralyi,1991, Campos & Dardenne, 1997b).

2.3 Estratigrafia

A estratigrafia da Bacia Sanfranciscana revela uma complexa e diversificada sequência sedimentar, abrangendo diferentes períodos geológicos (Figura 4). O início da sequência ocorre no Paleozoico, com a presença dos sedimentos glaciogênicos do Grupo Santa Fé em paleovales em forma de U, sobrepostos a arenitos do Grupo Bambuí, constituindo a base estratigráfica (Campos & Dardenne, 1997a; Uhlein & Uhlein, 2022).

Acima do Grupo Santa Fé, encontramos o Grupo Areado, que apresenta uma variedade de depósitos, incluindo sistema deposicional leques aluviais, fluviais, lacustres e eólicos (Campos & Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001; Bittencourt *et al.*, 2022).

Subindo na estratigrafia, chegamos ao Grupo Mata da Corda, composto por rochas vulcânicas e sedimentos resultantes de processos erosivos dessas rochas e finalizando a sequência, no Mesozoico, temos o Grupo Urucua, caracterizado por sedimentos predominantemente eólicos e fluviais (Campos & Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001; Bittencourt *et al.*, 2022).

No topo da estratigrafia, no Cenozoico, observamos os sedimentos não consolidados da Formação Chapadão, representados por coberturas aluvionares, coluvionares e eluvionares (Campos & Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001).

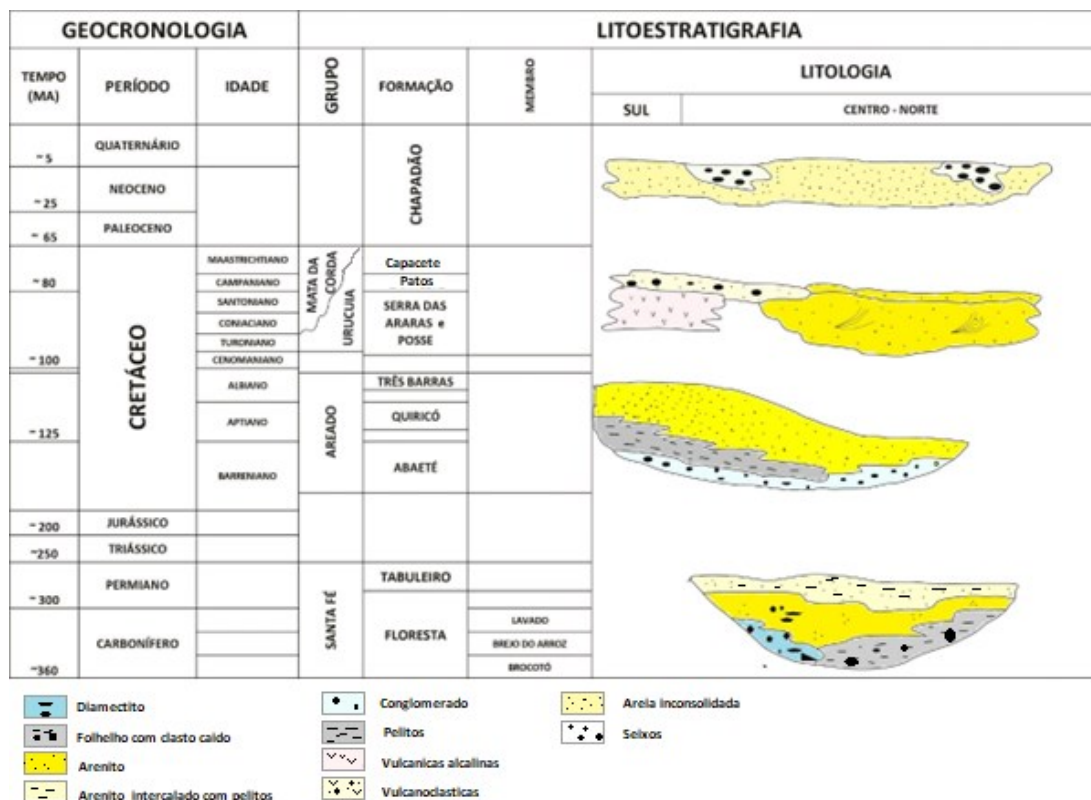


Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana, modificado de Campos & Dardenne (1997a).

2.3.1 Grupo Santa Fé

O Grupo Santa Fé foi consolidado por trabalhos de Dardenne *et al.* (1991), Campos & Dardenne (1994), Campos & Dardenne (1997a). Com idade de deposição no Neopaleozoico, representa intervalo mais antigo da bacia, com sedimentos típicos de depósitos glaciais.

O Grupo Santa Fé possui áreas aflorantes restritas, geralmente preservadas em paleo-depressões de possíveis paleovales em U, de origem glacial (Campos e Dardenne, 1994, Campos & Dardenne 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001; Uhlein & Uhlein, 2022). Essas áreas afloram principalmente próximo à região de Santa Fé de Minas/MG, onde foram encontrados pavimentos estriados e com fraturas em crescente (Dardenne *et al.*, 1991, Campos e Dardenne, 1994). Existem ocorrências de clastos caídos nas fácies de folhelhos ao redor do município de Santa Fé de Minas e do Distrito de Canabrava (Campos e Dardenne, 1994, Sgarbi *et al.*, 2001).

Os depósitos glaciogênicos têm como embasamento as rochas do Grupo Bambuí. O Grupo Santa Fé é representado por duas formações: a Formação Floresta e a Formação Tabuleiro. A Formação Floresta é dividida em três membros: Brocotó, Brejo do Arroz (com ocorrência de incofósseis) e Lavado (Campos & Dardenne, 1994).

No estudo conduzido por Uhlein & Uhlein (2022), são minuciosamente descritas sete fácies sedimentares. Através dessas fácies, foram identificadas três etapas distintas para a formação do Grupo Santa Fé. A primeira etapa inicia com a formação de uma margem deltaica influenciada pelo gelo. Na sequência, ocorre o avanço do gelo, resultando no depósito de diamictitos e ritmitos em um lago glacial durante a segunda etapa. Por fim, a terceira etapa é caracterizada pelo recuo do gelo, completando o processo de formação do Grupo Santa Fé.

2.3.2 Grupo Areado

O Grupo Areado é a unidade da Bacia Sanfranciscana que apresenta maior variação lateral de litofácies, essas mudanças laterais ocorrem devido à atuação simultânea de diversos ambientes deposicionais, incluindo leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados, flúvio-deltaicos, lacustres, campos de dunas e interdunas (Campos & Dardenne, 1997a). O grupo é composto por rochas conglomeráticas, pelíticas e areníticas, com idade eocretácica comprovada pela presença de microfósseis (Lima, 1979; Arai *et al.*, 1995).

O Grupo Areado está distribuído por quase toda a extensão da bacia, mas apresenta uma distribuição mais contínua na Sub-Bacia Abaeté, onde o depocentro pode atingir espessuras de até 200 metros. Em direção às bordas da sub-bacia, ocorre um adelgaçamento

gradual das rochas, na Sub-Bacia Urucuia, a distribuição do Grupo Areado é mais descontínua, e as rochas não ultrapassam algumas dezenas de metros de espessura (Campos & Dardenne, 1997a).

2.3.2.1 Formação Abaeté

A Formação Abaeté é a unidade mais basal do Grupo Areado, com uma ampla distribuição na porção central da bacia, no entanto, sua distribuição é descontínua, sendo preservada principalmente em paleo-depressões, a espessura da formação varia consideravelmente, indo de centímetros a poucas dezenas de metros, essa formação é um importante guia estratigráfico na Bacia Sanfranciscana (Campos & Dardenne, 1997a).

A Formação Abaeté é constituída por conglomerados polimíticos, sendo os principais seixos compostos por quartzitos, quartzo, granitos e formações ferríferas, além de brechas monomíticas, arenitos líticos e pelitos em geral em pequenos pacotes (Sgarbi *et al.*, 2001). Os conglomerados apresentam um alto grau de arredondamento e clastos bem sustentados. Na porção extremo sul, os conglomerados exibem uma maturidade textural menor, com clastos alongados de metassiltitos. (Campos & Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al* 2001).

De acordo com Campos & Dardenne (1997a), a Formação Abaeté apresenta dois tipos de conglomerados formados em regiões diferentes e ambientes deposicionais distintos. No estudo de Sgarbi *et al.* (2001), os conglomerados foram subdivididos em membros. Na porção mais ao sul da Sub-bacia Abaeté, temos o Membro Carmo, composto por conglomerados sustentados pela matriz e arenitos depositados por leques aluviais, na porção mais ao norte da Sub-bacia Abaeté, encontramos o Membro Canabrava, formado por conglomerados sustentados pelos clastos, formado em ambientes fluviais entrelaçados.

2.3.2.2 Formação Quiricó

A Formação Quiricó é predominantemente composta de sedimentos pelíticos, como folhelhos e siltitos, com intercalações de arenitos com estruturas sedimentares como estratificação cruzada, plano paralelo, marcas onduladas assimétricas e *climbing ripples*, também são encontrados arenitos maciços e lentes de calcários amarelos sendo mais comum em direção ao topo (Campos & Dardenne, 1997a). Sua faciologia é consensualmente lacustre (Moraes *et al.*, 1986; Sgarbi, 1989; Kattah, 1991). Esta unidade apresenta espessura de 100 metros próximo a região de Abaeté/MG e se adelgaçando em direção às bordas, sendo

depositada tanto sobre a Formação Abaeté ou se sobrepondo ao Grupo Bambuí (Campos & Dardenne, 1997a).

Segundo Sgarbi *et al.* (2001) os depósitos lacustres são do tipo playa lake, constituído por vários lagos que se conectavam nos períodos chuvoso, estes lagos foram assoreados por pequenos deltas do tipo Gilbert, tendo também influência de depósitos de dunas eólicas. A sedimentação lacustre foi dividida em fácies de acordo com o tipo de deposição (Sgarbi *et al.*, 2001):

Fácies 01: Constituído por pelitos e arenitos finos maciços, formado por depósitos por fluxo de lama, com grande potencial fossilíferos.

Fácies 02: Formado de arenitos médios, com estruturas maciças ou tabulares com cimentação carbonáticas, com intercalação centimétricas de argilitos, formados em sedimentação turbidíticas.

Fácies 03: Ocorrência de calcários e margas, formado por calcários micríticos, laminados com pelitos intercalados, margas avermelhadas bioturbadas e com microfósseis e fragmentos de ossos e escama de peixe.

Fácies 04: Formado por calcretes, ocorrendo em níveis centimétricos concrecionais, representando níveis sazonal do nível de água dos lagos.

Essas fácies evidenciam a diversidade de processos deposicionais e as diferentes condições ambientais presentes durante a sedimentação lacustre da formação.

A idade conhecida da Formação Quiricó, com base em palinomorfos e ostracodes, é situada entre o Barremiano e o Aptiano, conforme mencionado em vários estudos (Arai *et al.*, 1995; Do Carmo *et al.*, 2004; Lima, 1979), Leite *et al.*, (2018) propuseram uma possível idade Valanginiana e Hauteriviana para os níveis inferiores da Formação Quiricó com base na presença da espécie de ostracode *Cypridea hystrix*, baseado nos estudos realizados na região do Planalto Mata da Corda, ao oeste da área de estudo.

Na região a leste do Rio São Francisco, Carvalho & Santucci (2021) descreveram fósseis de peixes do grupo Lepisosteidae e associaram esses achados à Idade Albiana. Além disso, no trabalho de Bittencourt *et al.* (2019), os fósseis de ostracodes estudados sugerem uma possível idade do Cretáceo Superior para a área.

2.3.2.3 Formação Três Barras

A Formação Três Barras apresenta significativa variação lateral de fácies e abrange sistemas fluviais, flúvio-deltaicos e eólicos, conforme documentado por Sgarbi (2011). Essa

formação é a mais espessa e amplamente distribuída na região (Campos e Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001).

A divisão da Formação Três Barras é realizada em dois membros, denominados Membro Quintinos e Membro Olegário, conforme descrito por Sgarbi *et al.* (2001, 2011). Enquanto o Membro Quintinos registra a deposição em um ambiente flúvio-deltaico, o Membro Olegário é caracterizado pelo predomínio de dunas eólicas. A mudança abrupta de fácies entre esses membros é destacada por Fragoso (2011), representando uma importante inconformidade que separa sequências depositadas em distintos regimes tectônicos.

Além disso, Fragoso (2011) salienta a presença de bombas vulcânicas na sequência superior da formação, sugerindo duas possíveis interpretações: a) as atividades vulcânicas na região podem ter iniciado no Cretáceo Inferior, idade atribuída a todo o Grupo Areado; ou b) as rochas atribuídas ao Membro Olegário podem ser mais jovens do que o restante do Grupo Areado, tendo sido depositadas durante o vulcanismo responsável pela formação do Grupo Mata da Corda (Cretáceo Superior).

No estudo de Mescolotti (2017) sobre a região do Planalto Mata da Corda, foram identificadas oito fácies sedimentares que possibilitaram a interpretação de dois sistemas deposicionais distintos, denominados sistema eólico inferior e sistema eólico superior. Esses sistemas indicam as mudanças paleoambientais e de sedimentação ocorridas durante a deposição.

Mescolotti *et al.*, (2019) enfatiza a possibilidade de divergência nas idades entre o sistema inferior e o sistema superior, com base nos conteúdos fossilíferos da Formação Quiricó, que se interdigitam ao sistema inferior, formado no Barremiano/Aptiano. A ocorrência de bombas vulcânicas mencionadas por Fragoso (2011) e as deformações dentro do sistema superior sugerem uma idade de sedimentação próxima àquela atribuída ao Grupo Mata da Corda (80 Ma). Isso implica que há um importante hiato temporal entre os sistemas eólicos da Formação Três Barras, reforçando a ideia de pertencerem a sequências deposicionais distintas (Mescolotti *et al.*, 2019).

2.3.3 Grupo Mata da Corda

A região da Sub-bacia Abaeté, ocorrem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. O Grupo Mata da Corda é constituído por rochas vulcânicas alcalinas efusivas e piroclásticas, plutônicas alcalinas e rochas sedimentares epiclásticas. As rochas foram datadas pelo método radiométrico U-Pb em perovskita, fornecendo idades entre 85 e 75 Ma. (Santoniano - Campaniano) (Gibson *et al.*, 1995; Sgarbi *et al.*, 2004; Sgarbi, 2011). Ele é dividido em duas

formações: Patos e Capacetes, ambas de idade neocretácea (Campos e Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001; Bittencourt *et al.*, 2022).

A Formação Patos é composta principalmente por rochas vulcânicas alcalinas máficas a ultramáficas, como basanitos vesiculares e amigdaloidais, kamafigito, brechas vulcânicas e piroclásticas (Campos e Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001).

A Formação Capacete é constituída por rochas sedimentares epiclásticas, como argilitos, arenitos líticos, wackes líticos, ortoconglomerados e paraconglomerados vulcânicos (Sgarbi *et al.*, 2001). Essa formação apresenta estratificação cruzada nos níveis de arenitos associados aos conglomerados e é formada a partir de sedimentos retrabalhados das rochas vulcânicas da Formação Patos. O ambiente de sedimentação é interpretado como leques aluviais distais para fácies fluvial entrelaçado, característico de um clima semiárido a árido (Campos e Dardenne, 1997a).

2.3.4 Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia, com uma ampla distribuição na Sub-bacia Urucuia, possuindo duas formações distintas: a Formação Posse, caracterizada por um ambiente de clima árido, e a Formação Serra das Araras, indicando um ambiente com alto índice de pluviosidade (Campos & Dardenne, 1997a). A Formação Posse é composta por arenitos com boa maturidade textural e mineralógica, com duas fácies, uma de dunas eólicas e outra de depósitos fluviais entrelaçados, já a Formação Serra das Araras representa um período de aumento da umidade, formando arenitos polimodais e apresentando estruturas de estratificação cruzada acanaladas, a ambiente deposicional é interpretado como um sistema fluvial desenvolvido em amplas planícies de inundação, com contribuição de sedimentos eólicos (Campos & Dardenne, 1997a; Sgarbi *et al.*, 2001).

2.3.5 Formação Chapadão

Esta unidade compreende toda a cobertura recente no Cenozoico, encontrada em toda a extensão da Bacia, esses sedimentos são inconsolidados e foram classificados em três tipos de coberturas: aluvionares (encontradas em planícies de inundação com cascalhos, areias, silte e argilas), coluvionares (sedimentos gravitacionais em relevos tabulares elevados, principalmente areias e uma fração argilosa) e eluvionares (sedimentos formados *in situ* ou pouco retrabalhados, compostos principalmente por areias e uma fração argilosa) (Campos & Dardenne, 1997a).

2.4 Registro Fóssil

Apesar de sua ampla área de afloramento, a Bacia Sanfranciscana foi pouco explorada do ponto de vista paleontológico, e seu registro fóssil é incompatível com seu potencial fossilífero (Bittencourt *et al.*, 2015). A maioria dos fósseis foram recuperados em sedimentos lacustres e fluviais do Grupo Areado. Por muitos anos, os estudos se concentraram na região do Planalto da Mata da Corda. No entanto, a recente descoberta de dinossauros saurópodes e terópodes no município de Coração de Jesus levou a uma ampliação na busca por novos fósseis (Bittencourt *et al.*, 2019).

Os registros fósseis mais antigo na bacia são datados do Carbonífero-Permiano. Os icnofósseis, predominantemente representados pelos gêneros *Isopodichnus*, *Rusophycus*, *Diplichnites* e *Diplopodichnus* foram encontrados no Grupo Santa Fé (Campos e Dardenne, 1994; Bittencourt *et al.*, 2015, 2022; Uhlein & Uhlein, 2022)

Foi encontrado na formação Quiricó, a leste do Rio São Francisco, pequenas galerias sem revestimento, atribuídas a invertebrados da icnofácies Scoyenia, incluindo a espécie *Taenidium barretti*, o que indica atividade de artrópodes e oligoquetas em busca de alimento em ambientes úmidos (Cabral *et al.*, 2021). Além disso, foram identificados traços fósseis relacionados à icnofácies Skolithos, como *Skolithos isp.* e *Arenicolites isp.*, evidenciando invertebrados que habitavam galerias verticais e em forma de U, alimentando-se por suspensão em ambientes de águas rasas, onde a areia era rapidamente depositada (Cabral *et al.*, 2021).

Na região de Presidente Olegário, a presença de diferentes palinomorfos (grãos de pólen e esporos) foram descritas nos folhelhos da Formação Quiricó (Lima, 1979; Arai *et al.*, 1995). Foram identificados palinomorfos *Tucanopollis crisopolensis* (Regali *et al.*, 1974). Nas camadas situadas acima dos folhelhos orgânicos, ocorrem palinomorfos de *Afropollis*, enquanto os *T. crisopolensis* desaparece. Através destes achados, Arai *et al.* (1995) estabeleceu a utilização das palinozonas *T. crisopolensis*, fornecendo evidências de que esses depósitos se correlacionam com o topo do Andar Jiquiá ou a base do Andar Alagoas, com idades atribuídas ao intervalo Barremiano-Aptiano (Arai *et al.*, 1995; Bittencourt *et al.*, 2015; 2022).

Fragoso (2011), em suas análises de palinofácies, utilizou métodos quantitativos e qualitativos para separar diferentes tipos de querogênio. Foram identificadas diferentes partículas orgânicas, divididas em matéria orgânica amorfa (MOA), fitoclastos e

palinomorfos. Essas análises sugerem a presença de ambientes deposicionais anóxicos a desóxicos de baixa energia, representados por folhelhos negros (Fragoso, 2011).

Na região do Planalto Mata da Corda, foram identificadas várias espécies de plantas, incluindo coníferas como *Brachyphyllum obesum* e *Podozamites lanceolatus*, a ninfeácea *Nymphaeites choffatti* e a gramínea *Paraleptaspis varjensis*. Estes fósseis foram encontrados em folhelhos orgânicos, (Duarte, 1997; Freyberg, 1965; Scorza & Santos, 1955; Barbosa, 1965). Folhas de *Podozamites* são preservadas como lâminas lanceoladas, isoladas ou semiarticuladas, com nervuras paralelas e margem inteira (Duarte, 1997), enquanto folhas de *Paraleptaspis* ocorrem como impressões com nervuras primárias proeminentes e numerosas nervuras secundárias interpostas. Essas descobertas fornecem informações importantes sobre a flora do período estudado (Bittencourt *et al.*, 2015,2022).

No estudo realizado por Barbosa *et al.* (1970) sobre o Grupo Areado nas regiões de Patos de Minas e Carmo do Paranaíba (MG), foram identificados ostracodes, carófitas e fragmentos de ossos. Na Fazenda Tereza, uma tradicional localidade da Formação Quiricó, Leite (2017) observou a presença de frutificações de carófitas em horizontes específicos (Tabela 1). Essas ocorrências abrangem as porções basal e intermediária da formação, sugerindo condições alcalinas de pH para a deposição lacustre nessa seção (Santos *et al.*, 2018). O gênero *Mesochara* foi atribuído por Bittencourt *et al.* (2022), para as carófitas encontradas na região. Os resultados sugerem que os níveis lacustres da Formação Quiricó foram depositados em um intervalo de tempo entre o Barremiano e o Aptiano.

Tabela 1: Ocorrências de macrovegetais da Formação Quiricó na região do Planalto Mata da Corda (modificado de Duarte, 1997; Bittencourt et al., 2015).

TAXON	ESTRATIGRAFIA	IDADE
Gymnospermae		
Coniferophyta		
Brachyphyllaceae		
<i>Brachyphyllum obesum</i> Heer, 1881	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Podozamitaceae		
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Sch., 1870	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Angiospermae		
Nymphaeales		
Nymphaeaceae		
<i>Nymphaeites hoffatii</i> (Sap.) Teixeira, 1947	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Poales		
Poaceae		
<i>Paraleptaspis varjensis</i> Duarte, 1997	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
CHARALES		
CHARACEAE		
Charoideae		
<i>Mesochara sp.</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano

A fauna preservada nos folhelhos da Bacia Sanfranciscana é composta por larvas de insetos heterópteros (Tabela 02) da espécie *Saucrolus silvai* (Santos, 1971). Bittencourt *et al.* (2015, 2022), discutem que, inicialmente, essa espécie foi considerada um crustáceo indeterminado, mas posteriormente foi interpretada como uma larva de inseto aquático da ordem Coleoptera (Martins-Neto, 1996) e, mais tarde, como um Heteroptera da família Naucoridae (Martins-Neto, 2001; Popov & Bechly, 2007).

Ainda na região do Planalto Mata da Corda, diversos autores mencionaram a presença de alguns gêneros de ostracodes na Bacia Sanfranciscana. Barbosa (1965) e Barbosa *et al.* (1970) citaram as famílias Cyprididae, Darwinulidae e Candonidae, e novos gêneros foram acrescentados por Sgarbi (1989), Barbosa *et al.* (1997), Sgarbi (1997) e Delicio *et al.* (1998).

No trabalho de Do Carmo *et al.* (2004) na Formação Quiricó, amostrando localidades em de Carmo do Paranaíba e João Pinheiro (MG), foi constatada a ocorrência de pelo menos quinze espécies de ostracodes não marinhos. Trabalhos mais recentes na região, como os de Leite *et al.* (2018) e Leite & Do Carmo (2021), descreveram novas espécies de ostracodes (Tabela 2). Todos os gêneros catalogados na Bacia Sanfranciscana, a oeste do Rio São Francisco e específicos de ambiente não marinho, foram correlacionados com registros do Barremiano encontrados na Bacia Neuquina e no Grupo Chubut, na Argentina. Trabalhos mais recentes de Vieira *et al.* (2015) e Bittencourt *et al.* (2019), a leste do Rio São Francisco,

na folha Ibiaí e Coração de Jesus, descrevem novas espécies de ostracodes distintas da região do Planalto Mata da Corda.

Na Formação Quiricó, foram identificados espécimes de conchostráceos em camadas superiores aos folhelhos orgânicos, de acordo com estudos realizados por Barbosa *et al.* (1970), Cardoso (1968, 1971) e Delicio *et al.* (1998). Pelo menos 3 gêneros de conchostráceos (Tabela 2) foram descritos na região, sendo indicativos de ambientes de água doce. Dentre esses gêneros, destaca-se *Platyestheria abaetensis*, que é exclusivo da Bacia Sanfranciscana, conforme relatado por Bittencourt *et al.* (2018).

Bittencourt & Brandão (2021) descrevem o primeiro espécime segmentado semelhante a um verme encontrado nas camadas lacustres da Bacia Sanfranciscana. Provavelmente pertencente ao grupo de animais conhecidos como anelídeos (Tabela 2). Essa descoberta é importante, pois representa o primeiro fóssil de anelídeo preservado em tecido mole no Brasil e apenas o segundo na América do Sul. Além disso, destaca a escassez de registros fósseis de anelídeos no Cretáceo, ressaltando a importância dessa nova descoberta para o entendimento da evolução desses animais no antigo continente Gondwana.

Tabela 2: Metazoários fósseis não vertebrados, na região do Planalto Mata da Corda (modificado de Bittencourt et al., 2015).

	TAXON	ESTRATIGRAFIA	IDADE
Porifera			
	Porifera indet. ¹	Formação Três Barras	Barremiano-Aptiano
Insecta			
	Hetroptera		
	<i>Saucrolus silvai</i> Santos, 1971 ²	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Annelida			
	Anelídeo indet. ³	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
‘Crustacea’			
	Ostracoda ^{4,5,6,7}		
	Cypridacea indet.		
	Cyprididae		
	<i>Harbinia</i> sp. 1	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Harbinia</i> sp. 2	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Harbinia</i> aff. <i>Harbinia angulata</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Harbinia symmetrica</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Harbinia</i> aff. <i>Harbinia salitrensis</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Harbinia alta</i> Antonietto et al.2012	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Harbinia</i> aff. <i>Harbinia crepata</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Brasacypris</i> sp. 1	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Brasacypris ovum</i> Krömmelbein 1965b	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Brasacypris fulfaroi</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Heterocypris</i> Claus, 1892	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	Ilyocyprididae		
	<i>Ilyocypris</i> sp. 1	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	<i>Cypridea</i> sp. 1	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano

<i>Cypridea hystrix</i> Krömmelbein 1962	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Cypridea infima</i> Krömmelbein & Weber, 1971	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Cypridea jequiensis</i> Krömmelbein & Weber, 1971	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Bisulcocypridea?</i> sp. 1	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Darwinulidae		
<i>Darwinula martinsi</i> Silva, 1978	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Darwinula</i> sp.	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Darwinula</i> sp. 1	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Darwinula</i> sp. 2	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Darwinula</i> sp. 3	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Penthesilenula martinsi</i> (Silva 1978)	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Penthesilenula pintoi</i> Leite et al. 2018	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Alicenula longiformis</i> Leite et al. 2018	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Timiriaseviinae Mandelstam, 1960		
<i>Timiriasevia sanfranciscanensis</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Cytheroidea		
<i>Wolburgiopsis chinamuertensis</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Wolburgiopsis plastica</i>	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Candonidae		
Spinicaudata ^{8,9,10}		
<i>Platytheria abaetensis</i> .	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Cyzicus</i> cf. <i>barbosai</i> (Almeida, 1950)	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Cyzicus</i> sp.	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Palaeolimnadiopsis freybergi</i> Cardoso, 1971	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
<i>Palaeolimnadiopsis</i> cf. <i>reali</i> (Teixeira, 1960)	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano

¹ Dias-Brito et al. (1999) ² Martins-Neto (2001). ³ Bittencourt & Brandão (2021). ⁴ Do Carmo et al. (2004). ⁵ Barbosa et al. 1970. ⁶ Bittencourt et al. (2019). ⁷ Leite et al. (2018). ⁸ Rohn & Cavalheiro (1996). ⁹ Delicio et al. (1998). ¹⁰ Bittencourt et al. (2018).

Scorza & Santos (1955) realizaram os primeiros registros de vertebrados na Bacia Sanfranciscana, onde foram encontrados os peixes actinoptérgios *Dastilbe moraesii* e *Laeliichthys ancestralis* (Tabela 4). *Dastilbe* é um peixe de água doce amplamente conhecido na Bacia Cretácea do Araripe e também foi encontrado em outras bacias do antigo continente Gondwana. Em um estudo posterior, Brito & Amaral (2008) consideraram as espécies de *Dastilbe moraesii* como sinônimas de *D. crandalli*. No entanto, uma revisão filogenética mais recente conduzida por Ribeiro et al. (2022) revelou que *Dastilbe moraesii* é uma espécie válida, com características distintas das outras espécies de *Dastilbe*. Com base nessa reavaliação, foi proposto uma nova designação genérica, como *Francischanos moraesii* para substituir *Dastilbe moraesii*, a nova descrição anatômica destacou as características únicas do *Francischanos moraesii* em relação a todas as outras espécies de *Dastilbe*, o *Francischanos* difere dos outros Chanidae por não ter o sexto hypural e pelo mesethmoide de mesmo comprimento e largura. Em comparação com *Dastilbe crandalli*, a maxila posterior de *Francischanos* é proporcionalmente mais larga. A maxila anterior de *Francischanos* se assemelha à de *Chanos chanos* e *Tharrhias*, conectando-se ao autopalatino por meio de um

processo curto e robusto, enquanto em *D. crandalli* essa região não é bem desenvolvida, justificando a alteração do nome (Ribeiro *et al.*, 2022).

Carvalho *et al* (1995) e Carvalho & Maisey (2008), descreveram na região de João Pinheiro, esqueletos atribuídos ao celacantiforme *Mawsonia gigas*, a partir dos sedimentos da lacustre da Formação Quiricó. Segundo Carvalho (2002), o gênero *Mawsonia* gera um grande interesse biogeográfico, por ocorrer em estratos do Cretáceo do Brasil e África.

Da região de João Pinheiro, Fragoso *et al.* (2019) descrevem dezenas de dentículos dérmicos e dentes faríngeos pertencentes ao clado Chondrichthyes (i.e. peixes cartilagosos), mais especificamente referidos a tubarões Hybodontiformes, os autores chegaram a propor uma classificação mais restrita sugerindo até mesmo a nível de família: Lonchidiidae.

Foram encontradas escamas de peixes da Bacia de Sanfranciscana, no município de Coração de Jesus - MG. Essas escamas exibem características microestruturais semelhantes às escamas ganóides de neopterígio primitivos, como *Ginglymodi* e *Aspidorhynchidae*. No entanto, devido à falta de características diagnósticas em escamas isoladas, não foi possível atribuir os espécimes a nenhum táxon específico (Bittencourt *et al.* 2017).

Em uma localidade da Formação Quiricó em João Pinheiro, foi feita uma descoberta significativa no campo da paleontologia. Bittencourt *et al.* (2020) descreveram os diversos elementos fósseis de um lagarto (Tabela 3), que é considerado o mais antigo da América do Sul até o momento. Esses elementos incluem ossos do crânio, vértebras, costelas, úmero, púbis entre outros, com base nestes achados, foi atribuído a um novo gênero, nomeado como *Neokotus sanfranciscanus*.

Tabela 3: Vertebrados fósseis do Barremiano-Aptiano da Região Planalto Mata da Corda (modificado de Bittencourt et al., 2015).

	TAXON	ESTRATIGRAFIA	IDADE
Metazoa (cont.)			
Vertebrata			
Chondrichthyes			
Hybodontiformes ^{1,2}			
	Hybodontiformes indet. ¹	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	?Tribodus sp.	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	Hybodontiformes indet. Morphologies 2 to 8	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
	c.f Lonchiididae	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Osteichthyes			
Actinopterygii			
Semionotiformes			
	Semionotiformes indet. ¹	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Amiiformes			
	Amiidae indet. ¹	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Gonorynchiformes			
	<i>Francischanos. moraesii</i> ^{3,4}	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Neopterygii			
Osteoglossiformes			
	<i>Laeliichthys ancestralis</i> Santos, 1985 ⁵	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Sarcopterygii			
Coelacanthiformes			
	<i>Mawsonia gigas</i> Woodward, 1907 ¹	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Squamata			
	<i>Neokotus sanfranciscanus</i> ⁶	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Dinosauria			
Sauropoda			
Theropoda			
	Theropoda indet. ⁷	Formação Três Barras	Barremiano-Aptiano
	cf. Carcharodontosauridae ⁸	Formação Quiricó	Barremiano-Aptiano
Ornithischia			
	Ornithischia indet. ⁷	Formação Três Barras	Barremiano-Aptiano

¹ Carvalho & Maisey (2008). ² Fragoso *et al.* (2019). ³ Santos (1955). ⁴ Ribeiro *et al.* (2022) ⁵ Santos (1985). ⁶ Bittencourt *et al.* (2020). ⁷ Carvalho & Kattah (1998). ⁸ Carvalho & Santucci (2018).

No norte de Minas Gerais, próximo à região de Coração de Jesus, ocorreu uma importante descoberta paleontológica relatada por Zaher et al. (2011). Os autores descreveram o primeiro crânio de um titanossauro encontrado na América do Sul, representando um dos crânios mais bem preservados e completos desse gênero. O espécime foi encontrado nos sedimentos da Formação Quiricó e foi batizado como *Tapuiasaurus macedoi*. Essa descoberta, sendo o primeiro fóssil de dinossauro identificado na Bacia Sanfranciscana, de acordo com Bittencourt et al. (2015), destaca o notável potencial paleontológico da região, abrindo novas perspectivas para investigações futuras em termos biogeográficos, sedimentológicos e bioestratigráficos dentro da Bacia.

Junto ao esqueleto de *T. macedoi*, foi encontrado um esqueleto relativamente completo e articulado de um espécime abelissaurídeo (Zaher *et al.*, 2020). Esse espécime recebeu o nome de *Spectrovenator ragei*.

Dezenas de fragmentos ósseos isolados atribuídos a dinossauros foram encontrados em afloramentos dos municípios de Lagoa dos Patos e Ibiaí (Vieira *et al.*, 2015; Bittencourt *et al.*, 2015, Bittencourt *et al.*, 2019). No entanto, o material é pouco informativo e dispensa descrições mais detalhadas.

No município de Campo Azul a leste do Rio São Francisco, no estado de Minas Gerais, foram encontrados dois dentes isolados de terópodes e fragmentos ósseos de saurópodes, e um dente que foi encontrado no município de Olhos D'Águas na região do Planalto da Corda (Carvalho & Santucci, 2018).

A descrição dos saurópodes identificou-os como pertencentes à família Rebbachisauridae, com base na anatomia do espinho neural caudal. Os dentes isolados de terópodes foram referidos a duas famílias, Carcharodontosauridae e Abelisauridae (Carvalho & Santucci, 2018).

Apesar do rico registro fossilífero da Formação Quiricó, a Formação Três Barras, apresenta achados importantes como a descoberta dos primeiros vestígios de vertebrados terrestres na Bacia Sanfranciscana ocorreu nos sedimentos de fácies torrencial de tipo wadi, especificamente no arenito quartzoso da Formação Três Barras. Esses vestígios consistiam em pegadas de dinossauros pertencentes a pelo menos duas linhagens, ornitíscios e terópodes, conforme documentado por Carvalho e Kattah (1998).

Kattah (1991) e Kattah & Koutsoukos (1992) identificaram a presença de radiolários em camadas finas de silexito dentro da Formação Três Barras, o que gerou um debate ainda vigente sobre a possibilidade de uma invasão marinha na Bacia Sanfranciscana. Pessagno & Dias-Brito (1996) propuseram uma nova interpretação para a invasão marinha com base na descrição de oito gêneros radiolários, que identificaram, além de espículas de esponjas e testas de foraminíferos. Esses organismos possuem uma ampla distribuição, do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, tornando a cronoestratigrafia desafiadora. A presença do gênero *Parvicingula Pessagno s.s.* levou os autores a interpretar que a massa de água pertencia a uma paleolatidade acima de 22°S. De acordo com a datação dos radiolários, a invasão marinha só poderia ter ocorrido a partir do Oceano Pacífico, e não do Atlântico, que não estava completamente aberto para uma incursão marinha na Bacia Sanfranciscana, de acordo com modelos paleoecológicos do Jurássico ao Cretáceo Inferior.

Na região de Coromandel, no Grupo Mata da Corda, foram coletadas amostras de testemunhos de sondagens realizadas nos intervalos de 18 a 101 metros contendo grãos de pólen e folhas de plantas dicotiledônea bem preservadas (Leonardos *et al.*, 1995). A análise da associação palinológica revelou pouca biodiversidade, o que indica um clima tropical árido no momento da deposição, a presença desses táxons sugere que a sedimentação ocorreu no período do Campaniano, sendo os únicos registros encontrados no Grupo Mata da Corda (Bittencourt *et al.*, 2022).

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste estudo é fazer a descrição litológica e estratigráfica (elaboração de perfis, petrografia, interpretação de fácies) de localidades fossilíferas da Bacia Sanfranciscana a leste do Rio São Francisco, com levantamento detalhado de macro e microfósseis em cada seção, a fim de reconstruir os paleoambientes, encontrar subsídios para datação relativa e estabelecer uma base para futuras correlações estratigráficas com as porções da bacia na região do Planalto Mata da Corda (Sub-bacia Abaeté).

3.2 Objetivos Específicos:

- Elaborar perfis geológicos detalhados das localidades fossilíferas em Lagoa dos Patos, congregando informações litológicas, petrográficas, estratigráficas e de estruturas sedimentares.
- Identificar e descrever macro e microfósseis coletados com rígido controle estratigráfico nas localidades.
- Comparar a litoestratigrafia, cronoestratigrafia e a paleobiota das localidades estudadas com o registrado para a Bacia Sanfranciscana na região do Planalto Mata da Corda.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

Area de estudo está situada na região norte do estado de Minas Gerais, especificamente sobre o Cráton São Francisco, pertencente à folha Ibiaí SE.23-X-A-IV. Essa região está inserida na mesorregião do Norte de Minas, territorialmente, faz parte do município de Lagoa dos Patos, a leste do Rio São Francisco.

Os perfis (Figura 5) encontram-se nas proximidades do perímetro urbano, com o Perfil 01 situado a aproximadamente 1 km a sudoeste e o Perfil 02 localizado um pouco mais de 2 km a leste do perímetro urbano.

Neste trabalho, foram levantados 2 perfis litoestratigráficos no município de Lagoa dos Patos, com o intuito de comparar a geologia e a cronoestratigrafia da região estudada com a região do Planalto Mata da Corda.

Devido às controvérsias quanto à datação da Formação Quiricó, neste trabalho, as camadas fossilíferas estudadas serão consideradas genericamente como do período Cretáceo, até que estudos mais detalhados sejam conduzidos.

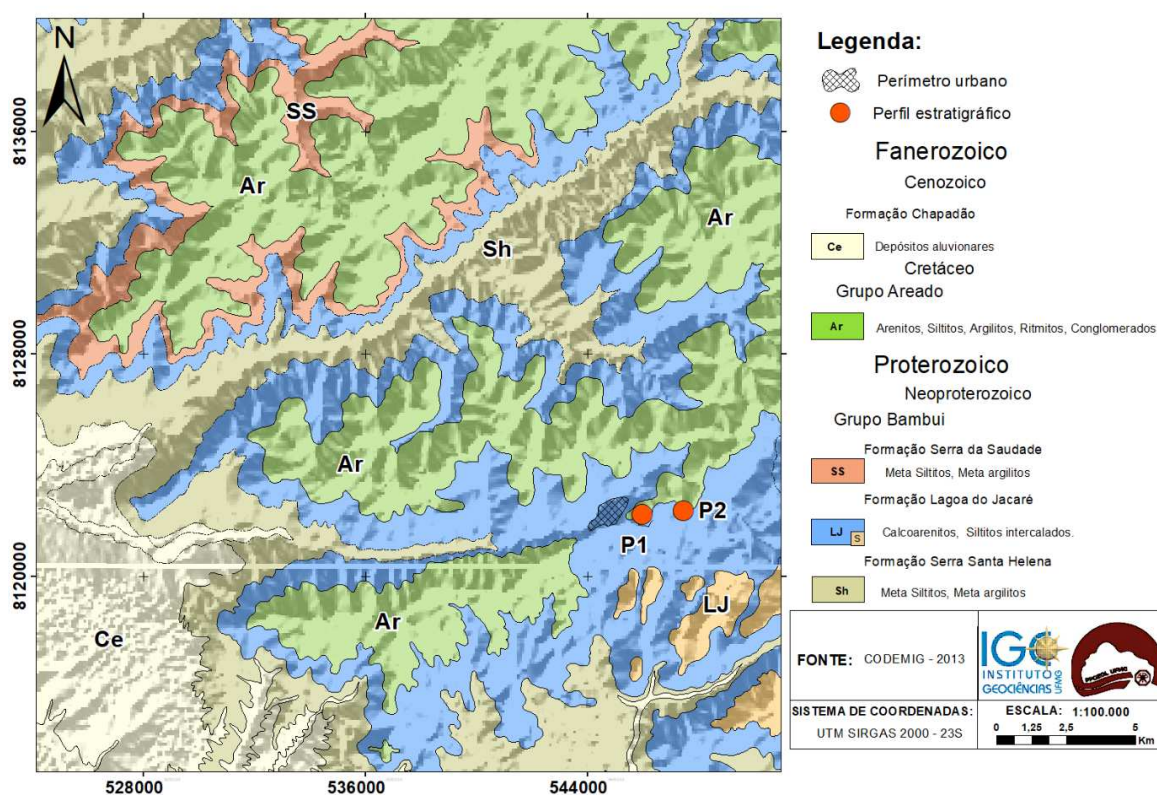


Figura 5: Mapa geológico da área de estudo, com as principais unidades geológicas da região. Modificado de Knauer *et al.* 2013; CODEMIG.

4.2 Etapa Pré-campo

Iniciou-se com a revisão bibliográfica de trabalhos anteriores com finalidade de aprofundar o conhecimento sobre os estudos geológicos, paleontológicos e paleoambientais da área de estudo. A contextualização bibliográfica deste trabalho, baseia-se, principalmente, nos estudos de Bittencourt *et al.* (2017), Bittencourt *et al.* (2019), Cabral (2016), Cabral *et al.*, (2021), Pires-Domingues (2009) e Zaher *et al.*, (2011, 2022). Com auxílio da bibliográfica

consultada, foram elaborados mapas pré-campo com pontos estratégicos de investigação a partir de uma base de dados georreferenciada da CODEMIG.

As campanhas foram realizadas nos períodos de agosto de 2021 e junho de 2023, totalizando 8 dias. A prospecção foi realizada em vias de acesso já estabelecidas na área, utilizando mapas geológicos, topográficos e imagens de satélite.

4.3 Descrição dos perfis

Foram selecionados dois afloramentos, cuja geologia foi descrita in loco, utilizando-se lupa, bússola, martelo, caderneta e HCL para descrições litológicas e faciológicas. Essas atividades resultaram na criação de 2 perfis geológicos, um com aproximadamente 50 metros de altura no perfil 01 e outro com 41 metros no perfil 02.

As descrições realizadas em campo foram fundamentais para a classificação das litofácies, seguindo a metodologia proposta por Miall (1978) e Miall (1996), que utiliza uma nomenclatura composta por duas ou três letras. A primeira letra em maiúscula indica a granulometria, enquanto as letras minúsculas estão relacionadas principalmente às estruturas sedimentares.

Após a descrição macroscópica em campo, foram coletadas 15 amostras individualizadas em sacos plásticos para a confecção de lâminas delgadas petrográficas.

Para a confecção de lâminas petrográficas delgadas, as amostras foram cortadas perpendicularmente ao acamamento utilizando uma serra circular. Em seguida, as amostras foram aquecidas em uma chapa aquecedora para remover a umidade e impregnadas com uma mistura de resinas do tipo araldite. No caso de rochas inconsolidadas, elas foram imersas novamente na mistura impregnante e colocadas em um dessecador, onde uma bomba de vácuo foi utilizada para criar pressão negativa, permitindo que a resina penetrasse nos poros da amostra, promovendo uma melhor aglutinação dos grãos. As amostras já consolidadas foram niveladas em uma polítriz utilizando abrasivos de carbetto de silício com granulometria de 80#, 320#, 600#, 1000# e 1200#. Após obter uma superfície nivelada e lisa, as amostras foram aquecidas novamente e coladas em lâminas de vidro com cola araldite de 90 minutos de secagem. Em seguida, as lâminas foram cortadas na serra circular e desbastadas na polítriz, seguindo a mesma ordem dos abrasivos, até atingirem a espessura de 30 microns.

Na etapa de descrição petrográfica das lâminas delgadas, foram utilizados parâmetros como tamanho de grão e grau de seleção. Além disso, outras características foram consideradas, como a identificação e quantificação dos principais componentes minerais presentes, como quartzo, feldspato, mica, calcita, entre outros. A textura da rocha também foi

analisada, observando-se a presença de estruturas sedimentares. Foram feitas observações sobre a presença de cimentos ou matriz, bem como a ocorrência de fósseis. A descrição petrográfica seguiu os protocolos estabelecidos na literatura especializada, com base em técnicas amplamente utilizadas na petrografia sedimentar (Scholle, 1979).

Para a confecção de mapas e perfis, foram utilizados os softwares ArcGIS 10.2, Sedlogs 3.1 e CoreIDRAW 2021. Os critérios litofaciológicos interpretados em campo foram utilizados na criação dos perfis estratigráficos.

4.4 Coleta, preparação e estudo de microfósseis e microrestos

Para o estudo de microfósseis e microrestos, foram coletadas 67 amostras seguindo um padrão de coleta com intervalos em geral de um metro, sempre respeitando as variações das litofácies. As amostragens, foram distribuídas ao longo dos perfis.

Na etapa laboratorial, as amostras foram submetidas a um processo de preparação padrão para triagem dos microfósseis carbonático. Para a recuperação de ostracodes em rochas, foi seguido um protocolo padrão (Horne e Siveter, 2016) que utilizou 60g por amostra. As amostras foram tratadas com peróxido de hidrogênio (35%) para promover a desagregação química da rocha. Em seguida, o reagente foi neutralizado com álcool etílico hidratado 92,8 inpm (álcool 96° GL). As amostras foram peneiradas em diferentes frações granulométricas (1000 µm, 250 µm, 150 µm, 90 µm e 63 µm) usando água corrente em abundância. Cada fração foi colocada em placas de petri identificadas e secas em estufa a aproximadamente 60°C por 24h. O material seco foi armazenado em potes plásticos devidamente identificados. Utilizando um microscópio estereoscópico, as amostras preparadas passaram por uma triagem para coletar os microfósseis. Cada espécime coletado foi registrado adequadamente com o prefixo IGC-P e recebeu uma numeração temporária, aguardando a conclusão de todas as linhas de pesquisas associadas à dissertação. Esses exemplares estão devidamente armazenados no Laboratório de Paleontologia do ICG/UFMG.

Para descrição dos microfósseis neste trabalho, foram realizados com a assistência de microscópios estereoscópicos das marcas OPTON 3520 e Leica M205A. Para capturar imagens usando o microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo JEOL – JSM-6510, os fósseis foram submetidos a um processo de metalização com uma delicada camada de carbono. Esse procedimento teve como objetivo aprimorar a condutividade elétrica, garantindo uma distribuição uniforme de elétrons sobre a superfície.

Os espécimes foram descritos com auxílio de uma lupa, os espécimes mais significativos foram metalizados com carbono para o uso no MEV, gerando imagens com

uma alta resolução, facilitando observar determinadas características presentes na carapaça, como por exemplo as ornamentações, que normalmente são dificilmente reconhecíveis no microscópio óptico.

Para a descrição taxonômica, os espécimes foram categorizados por morfotipos e, posteriormente, comparados com outros microfósseis de bacias cretácicas conhecidos pela literatura.

Para ostracodes a classificação supragenérica seguiu a abordagem proposta por Liebau (2005). Quanto ao gênero, foram considerados os estudos de Tibert *et al.* (2003), Musacchio & Simeoni (1991) e outros autores relevantes. A descrição morfológica foi baseada na proposta de Kesling (1951), que divide a valva em 13 regiões distintas (conforme ilustrado na Figura 6). Esse método de descrição é utilizado na taxonomia de ostracodes, pois facilita a comparação e a descrição das diferentes espécies, utilizado em trabalhos como de Antonietto *et al.* (2012), Leite *et al.* (2018) e Leite & Do Carmo (2021). Para a descrição das margens anterior e posterior, seguiu-se o método estabelecido por Lüttig (1962).

Para apresentar a frequência das espécies, serão utilizados os seguintes parâmetros: rara, que compreende de uma a cinco carapaças; comum, que abrange de seis a dez carapaças; e abundante, que indica uma quantidade superior a dez carapaças. Vale ressaltar que tanto a carapaça quanto a valva serão contabilizadas como um único espécime.

Para uma melhor visualização, foram utilizadas as seguintes abreviações: VE (valva esquerda), VD (valva direita), D (vista dorsal), V (vista ventral), T1 (tubérculo 1), T2 (tubérculo 2), T3 (tubérculo 3), S1 (Sulco 1) e S2 (Sulco 2). Em relação à descrição do tamanho, foi adotado os seguintes parâmetros: muito pequeno, <0,40mm; pequeno, 0,41 a 0,60 mm; médio, 0,61 a 0,8 mm; grande, 0,81 a 1,00 mm, muito grande >1,00 mm.

A metodologia utilizada para estudar as carófitas seguiu os padrões e parâmetros tradicionais aplicados aos girogônitos (Rantzen, 1956, 1959; Peck, 1957). Foram realizadas medições do comprimento do eixo polar (LPA) e do maior diâmetro equatorial (LED), além do cálculo dos índices de isopolaridade (ISI) e anisopolaridade (ANI). O número de convoluções também foi determinado por contagem. Essas medidas e índices foram utilizados para descrever e comparar as características morfológicas das carófitas, proporcionando informações sobre sua forma, simetria, polaridade e estrutura espiral.

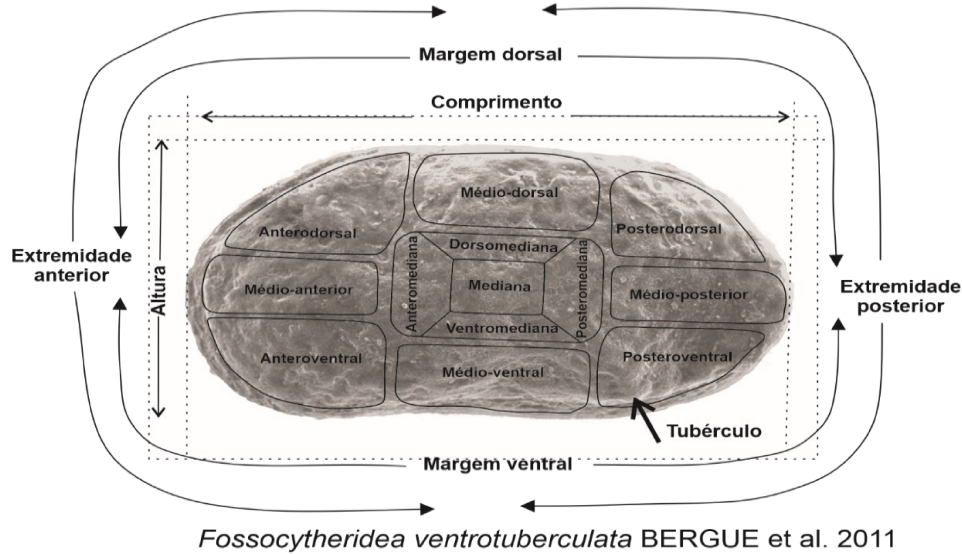


Figura 6: Divisão da valva do ostracode por regiões (adaptado de Kesling, 1951).

4.5 Coleta, preparação e estudo de macrofósseis

A coleta dos fósseis de vertebrados, escamas de peixes, dentes e fragmentos ósseos de dinossauro foi realizada seguindo a rotina para rochas siliciclásticas (Feldman *et al.* 1989). Após remoção da rocha matriz, os espécimes foram embalados para transporte ao laboratório.

Na fase inicial de preparação, os fósseis de vertebrados, escama de peixes, dentes e fragmentos ósseos passaram por uma limpeza mecânica usando escovas macias, pincéis e ferramentas de precisão. Essa etapa teve como objetivo remover o sedimento aderido nos espécimes.

Após a preparação, os macrofósseis foram documentados por meio de fotografias de alta resolução e descritos com base nos trabalhos de Hendrickx *et al.* (2019), Bittencourt *et al.* (2017) e Wilson & Upchurch (2010). Foram registradas suas características gerais, como forma, tamanho, textura, cor e quaisquer características visíveis a olho nu, como sulcos, rugosidades, desgaste e outras distinções. Em seguida, foram adequadamente armazenados em caixas e suportes apropriados, que garantem proteção contra danos físicos e alterações ambientais.

As comparações da estratigrafia e do registro fóssil das rochas da Bacia Sanfranciscana da região do Planalto Mata da Corda foram realizadas com base na literatura especializada. Nesse processo, verificou-se a consistência e a concordância das características geológicas e paleontológicas encontradas na região com os dados e descrições previamente publicados em estudos científicos, através da análise comparativa entre os dados coletados e as informações da literatura.

Durante a fase de preparação, foram utilizados os laboratórios de Laminação, Paleontologia e Macroevolução e Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), todos localizados no Centro de Pesquisa Manoel Teixeira Costa (CPMTC), vinculado ao Instituto de Geociências (IGC). Além disso, foram utilizadas as instalações do Laboratório de Herpetologia do Instituto de Ciências Biológicas (ICB) e o Centro de Microscopia, todos pertencentes à Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).

5 RESULTADOS

5.1 Estratigrafia da Área de Estudo

Ao analisar os dois perfis, foi possível identificar seis subdivisões litológicas distintas que foram classificadas com base em sua granulometria. Essas subdivisões são representadas por conglomerados, arenitos imaturos, heterolitos, ritmitos, siltitos e argilitos.

O afloramento do perfil 01 (Figura 7) encontra-se próximo do perímetro urbano, a cerca de 1 km a sudoeste. O perfil é subdividido em porções inferior (0 - 23 m) e superior (23 a 50 m). A porção inferior apresenta uma quantidade maior de rochas psamíticas e, em geral, rochas sem estrutura sedimentar aparente.

A camada basal é formada por conglomerados sustentado por matriz, com arcabouço variando de seixo a calhau, subarredondados, matriz de areia média, cimentação carbonática e estrutura maciça (Figura 7A).

Nos níveis sobrepostos ao conglomerado, é possível observar uma predominância de arenito de granulometria fina a média. Em seguida, há uma sucessão de arenitos imaturos com estrutura predominantemente maciça, mas com laminação ocasional e intraclastos. Na base desse conjunto de arenitos, é possível notar a presença de horizontes com bioturbação (Figura 7B) e superfícies erodidas. Além disso, a porção inferior também exhibe dois intervalos distintos com heterolitos e camadas de argilito e ritmitos de dimensões decimétricas. No topo da porção inferior, entre 22,95m e 23,20m, há uma camada de arenito fino a médio, com intraclastos, do qual foram coletados restos de um vertebrado terrestre de grande porte (Figura 7C).

Perfil 01

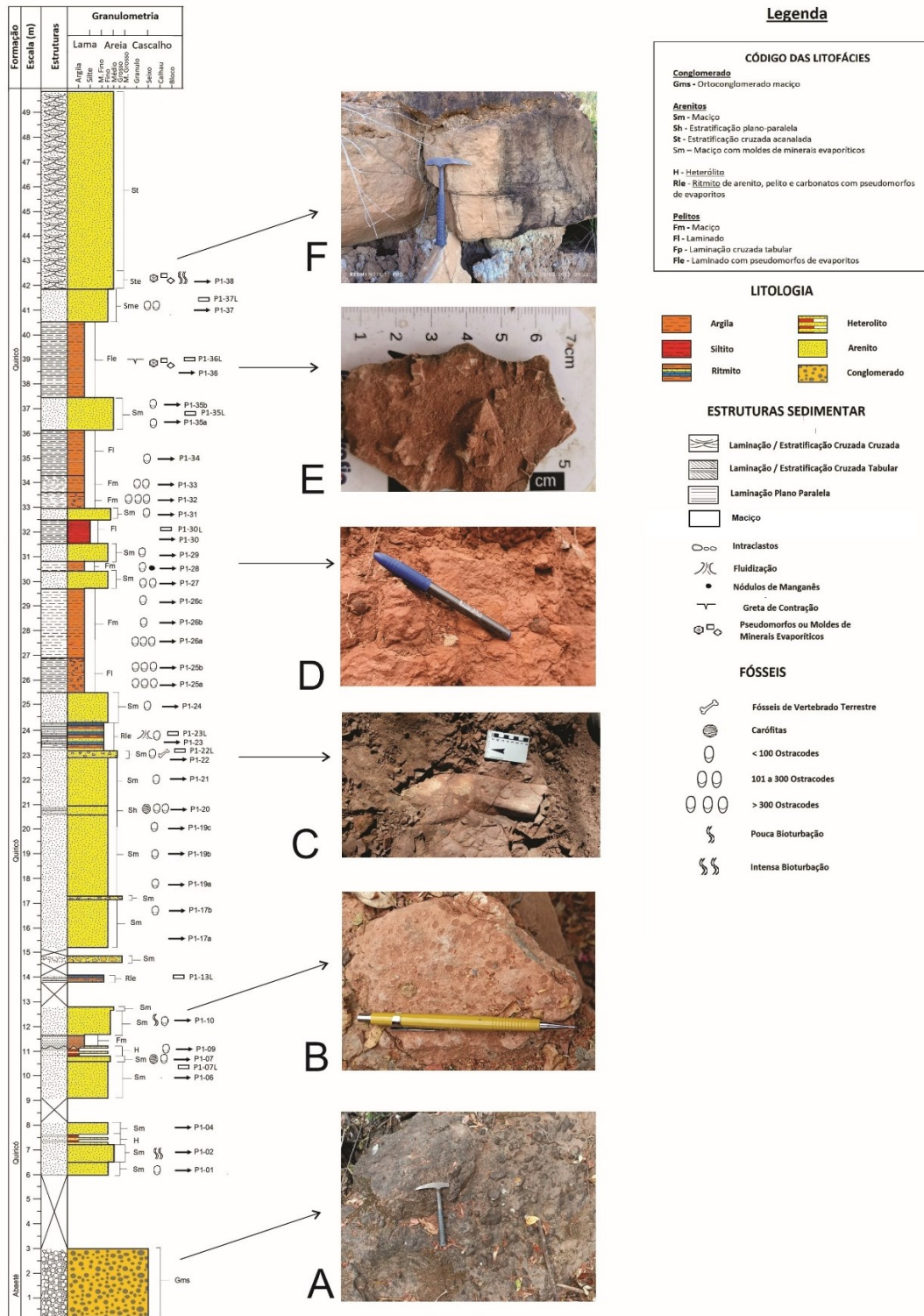


Figura 7: Perfil litoestratigrafico do perfil 01. Observando que na porção inferior da seção, predominam sedimentos psamíticos finos a médio, com ocorrência de bioturbação, em geral sem estruturas marcantes e aparentes. Na porção superior do perfil, marcado pela predominância de pelitos sobre sedimentos psamíticos e maior frequência de estruturas, como estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela.

Na porção superior do perfil geológico, há um aumento significativo da presença de rochas pelíticas, bem como de pseudomorfos de minerais evaporíticos. Entre o intervalo de

23,2m e 40,5m, há uma predominância de pelitos, incluindo um nível com ritmo que é formado por uma alternância rítmica de arenito, siltito-argilito e carbonato. Além disso, são observados pseudomorfos de evaporitos (Figura 7E) que foram substituídos por calcita com formatos prismáticos, romboédricos e em roseta (provável gipsita).

As camadas pelíticas são constituídas, em geral, por siltito e argilito com estrutura maciça ou laminada, que apresentam cimentação carbonática e intervalos com intraclastos, gretas de contração e pseudomorfos de minerais evaporíticos. Há também um intervalo decimétrico com nódulos de manganês (Figura 7D).

Na camada superior, entre 40,5 e 49,9 metros, há a predominância de arenitos médios bem selecionados (Figura 7F), com estratificação cruzada acanalada de médio porte, além de ocorrência de bioturbação na base e moldes cúbicos vazios de pseudomorfos de evaporitos.

O perfil 02 tem aproximadamente 41 metros de espessura (Figura 8) e está localizado a pouco mais de 2 km a leste da área urbana de Lagoa dos Patos. Este perfil está bem registrado pela alternância de afloramentos psamíticos com intercalações de camadas pelíticas ou de ritmos com pseudomorfos de evaporitos ocorrendo mais no topo do perfil.

A subdivisão do perfil ocorre em uma porção inferior (0 – 19 m) e superior (19 – 41 m). A porção inferior é composta predominantemente por rocha psamíticas, contendo arenito imaturo de granulometria fina a média, maciço, com exceção a dois intervalos com estratificação plano paralelo e sigmoidal. Nessa porção, é possível observar bioturbações, na base do perfil (Figura 8A), além da ocorrência de superfícies de erosão em algumas camadas. Os intervalos 13,3-13,45m, formado por arenito fino a médio com intraclastos (Figura 8B), apresenta grande quantidade de ostracodes visíveis sem auxílio de lupa nas amostras de mão, além da ocorrência de escama de peixe e bioturbação.

No intervalo de 18,6 a 41,4m, o perfil apresenta uma alternância de rochas psamíticas, pelitos ou ritmos, sendo que estes últimos possuem estrutura predominantemente laminada, podendo conter pseudomorfos de minerais evaporíticos. Os arenitos finos imaturos não apresentam estrutura aparente (Figura 8D), exceto no nível 25,9-26,2m, que possui laminação plano-paralela. Nas lâminas petrográficas (Figura 9) foram observados pequenos cristais de pseudomorfos de evaporitos nas camadas com ritmos (Figura 7C). Destaca-se a presença de pseudomorfos de gipsita losangular (Figura 8E) na base do ritmo e de pseudomorfos cúbicos e romboédricos (Figura 09H) mais ao topo do nível. No topo do perfil, entre 39,4-41,4m, ocorre arenito selecionado com granulometria média a grossa, cimentação silicosa e estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Figura 8F), com paleocorrente para o azimute 70°.

Perfil 02

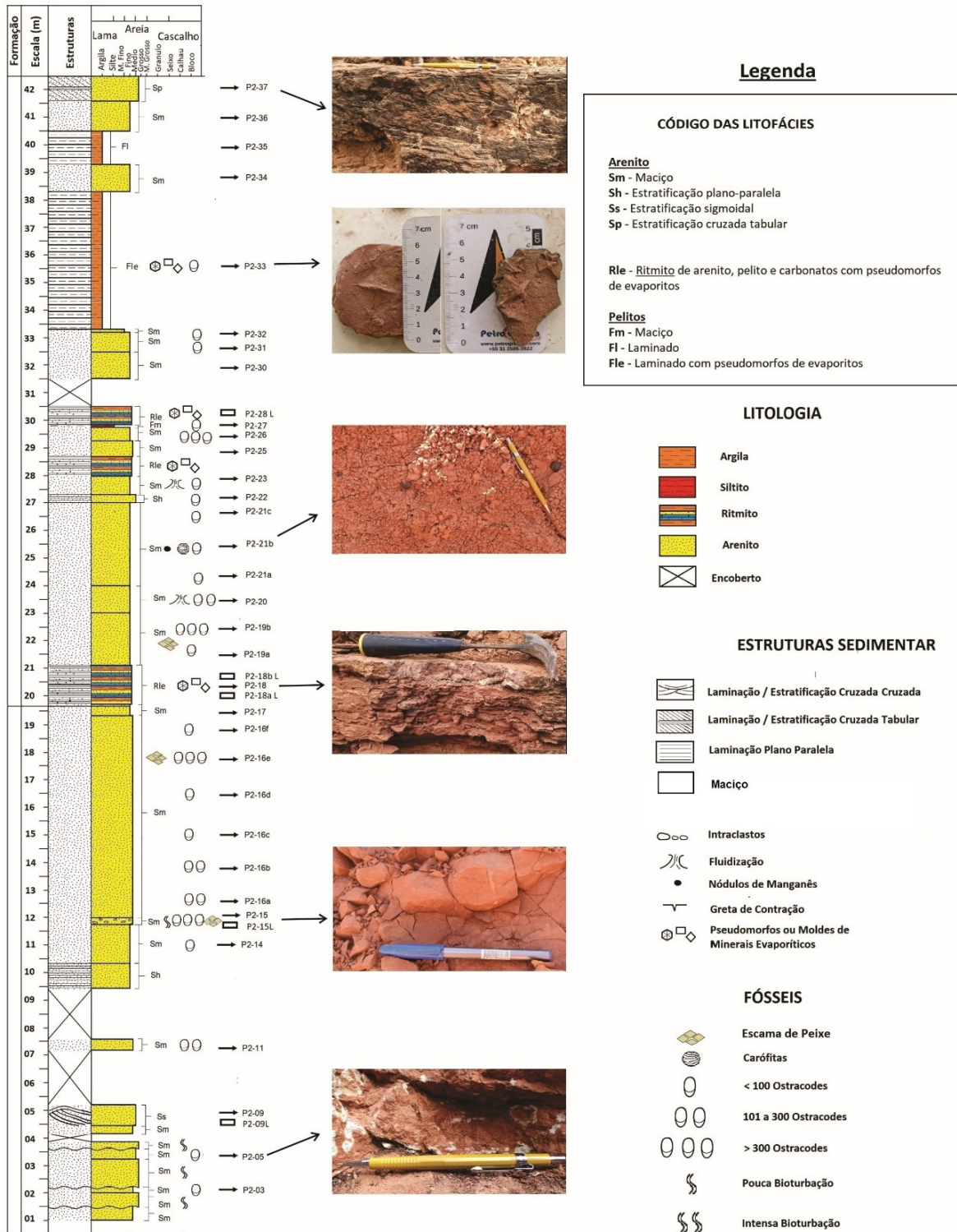


Figura 8: Perfil litoestratigrafico do perfil 02. Observando que na porção inferior da seção, ocorrência de sedimentos psamítico finos a médio, com ocorrência de bioturbação e discordância erosiva, em geral com poucas estruturas marcantes e aparentes. Na porção superior do perfil, marcado pela predominância de pelitos/ritmitos sobre sedimentos psamíticos e maior frequência de estruturas, como estratificação cruzada tabular e laminação plano-paralela.

5.2 Fácies Sedimentares

Utilizando a metodologia de classificação de fácies sedimentares por códigos proposta por Miall (1978, 1996), as características descritas foram consideradas, incluindo composição, granulometria, textura, ocorrência ou ausência de evaporitos e estruturas sedimentares. A cada fácies foi atribuída uma denominação". A nomenclatura é o conjunto de denominações composta por duas ou três letras.

As rochas sedimentares aflorantes nos dois perfis foram divididas em 13 fácies sedimentares com base em sua granulometria. Essas fácies incluem: fácies conglomeráticas (Gms), fácies areníticas (Sm, Sh, St, Sp, Ss, Sme, Ste), fácies rítmicas (H, Rle) e fácies pelíticas (Fm, Fl, Fle), conforme detalhado na Tabela 04.

A análise para interpretação dos processos de litofácies sedimentares seguiu os princípios de análise faciológica propostos por Walker e James (2010), Tucker (1991Slide) e Miall (1977, 1996, 2010). Esses princípios embasam a interpretação dos processos sedimentares envolvidos na formação das diferentes fácies, permitindo uma compreensão mais abrangente da deposição e evolução do ambiente sedimentar em estudo.

Tabela 4: Descrições de fácies, baseado no código proposto por Miall (1978 e 1996).

Código	Descrições	Interpretação
Gms	Conglomerado matriz-sustentado, clastos de tamanho de seixo a calhou de quartzos, quartzitos e granitos, selecionados subarredondados, com matriz de areia média, cimentação carbonática e estrutura maciça ou acamamento incipiente, apresentando coloração avermelhada.	Depósito é característico de transporte sedimentar em ambientes de alta energia. Está associado a processos de leques aluviais, mais especificamente a depósitos de fluxos de detritos de baixa intensidades por fluxos de baixa viscosidade.
Sm	Arenito fino a grosso mal selecionado, composto por quartzo, raros grãos de feldspatos e fragmentos líticos. Pode ocorrer camadas com base erosiva, bioturbação (icnofósseis) e intraclastos. Matriz argilosa com cimentação predominante carbonática e raros níveis com cimentação silicosa, apresentando estrutura maciça.	A estrutura maciça pode ser formada por fluxos gravitacionais que ocorrem durante períodos de cheias, favorecendo a deposição rápida de sedimentos suspensos. Além disso, modificações pós-deposicionais, como a fluidização, desidratação, bioturbação e por processos pedogenéticos, contribui para a ausência de estrutura.
Sh	Arenito fino a grosso, geralmente mal selecionado, de matriz silto-argilosa. Em geral, apresenta camadas muito cimentadas por carbonato, estrutura planar-paralela e raras faixas com fluidização, com coloração avermelhada.	Depósito de fluxo de leito superior, na transição entre fluxo subcrítico e supercrítico, alta energia.
St	Arenito fino a grosso, geralmente mal selecionado, matriz silto-argilosa e cimentação carbonática, estrutura estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte.	Ambientes de menor energia resultam na migração de lençóis de areia e dunas subaquáticas tridimensionais com cristas retas ou sinuosas. Essas formações ocorrem em ambientes com fluxo unidirecional e maior razão de profundidade, e a presença de estruturas acanaladas indica a ocorrência de processos erosivos e deposicionais na calha.
Sp	Arenito mal selecionado com granulometria média e matriz argilosa, cimentado carbonato. Ocorre estratificação cruzada tabular de médio porte com evidências de bioturbação.	Formada por dunas subaquosas 2D. Nesse ambiente, a areia é transportada por tração e suspensão intermitente ao longo do flanco a montante da forma de leito e depositada por processo gravitacional nos foresets. Essa litofácies é associada a um regime de fluxo inferior.
Ss	Arenito mal selecionado com granulometria média, matriz silte-argilosa e cimentação predominantemente carbonática. Apresenta geometria sigmoide.	Essa litofácies indica a formação em condições de fluxo superior crítico, com alta concentração de grãos em suspensão, gerando estratificação cruzada sigmoide. Indica a migração de formas de leito com cristas onduladas em um fluxo unidirecional sob condições críticas
Ste	Arenito médio a grosso de matriz silto-argilosa com cimentação carbonática e estratificação cruzada acanalada de tamanho médio. Ocorre moldes cúbicos de minerais evaporíticos e bioturbação intensa	Processo de deposição igual St, com a ocorrência de pseudomorfos de evaporitos, indicando a saturação de sais no ambiente lacustre. A litofácies é formada por uma mistura de sedimentos e sais, e a presença de bioturbação e crescimento de evaporitos tanto na superfície quanto dentro dos sedimentos sugere uma associação entre exposição subaérea e salinidade de fluidos do ambiente eodiagenético.

Código	Descrições	Interpretação
Sme	Arenito mal selecionado com granulometria fino a grosso, matriz argilosa, com intensa cimentação carbonática com moldes cúbicos de minerais evaporíticos, maciço.	A formação de depósito maciço ocorre devido a processos gravitacionais ou pedogenéticos. Durante esse processo, há a precipitação de minerais evaporíticos com a cristalização de sais na superfície, cuja intensidade varia de acordo com a concentração de sais dos fluidos. A ausência ou presença incipiente de estratificação pode ser atribuída ao crescimento e dissolução de sal, ciclos de umedecimento-secagem e formação de rachaduras de dessecação.
H	Heterolitos, constituídos por arenitos muito finos a finos intercalados com lâminas de pelitos. Apresenta laminação cruzada e ondulada, além de forte cimentação carbonática.	A rocha heterólita é formada por camadas alternadas de areia e argila, resultado da alternância entre a deposição subaquática de areias em condições de maior energia e a decantação de sedimentos finos durante estágios de águas calmas.
Rle	Ritmito caracterizado pela alternância rítmica de arenito, siltito, argilito e níveis de carbonato de tonalidade avermelhada. Às lâminas de siltito e argilito exibem intensa cimentação carbonática. Ocorre pseudomorfos de minerais evaporíticos.	Sequência rítmica de sedimentos, resultante da variação na energia de sedimentação, alternando períodos com fluxos que transportam sedimentos arenosos e períodos de águas calmas que permitem a decantação de sedimentos finos. Além disso, a presença de pseudomorfos de evaporitos na litofácies indica um ambiente sedimentar exposto a condições de alta salinidade e evaporação intensa, resultando em camadas alternadas de areia e argila, às vezes com a presença de carbonatos e evaporitos intercalados
Fm	Siltitos e argilitos com estrutura maciça ou sem estrutura aparente, cimentação carbonática, embora ocorram raras camadas com cimentação silicosa. É comum a ocorrência de pequenas lentes de arenito fino mal selecionado. Geralmente, a coloração é avermelhada, ocorrendo siltitos brancos e argilitos roxos.	Esse tipo de depósito ocorre em ambientes subaquosos de baixa energia, predominando processos de decantação.
Fl	Siltitos e argilitos com estrutura laminada, geralmente apresentando cimentação carbonática e comumente incluem lentes arenito fino (Figura 9G) e de calcrete e greta de contração.	Forma-se em ambientes subaquáticos de baixa energia, como áreas inundadas em planícies aluviais, deltas. A deposição desses sedimentos ocorre quando a velocidade da água diminui, resultando na deposição de sedimentos em suspensão e em correntes de tração muito fracas ocasionalmente ocorrendo exposição subaérea.
Fle	Siltitos e argilitos com estrutura laminada, onde ocorrem pseudomorfos de minerais evaporíticos ou moldes de evaporitos, além de gretas de contração.	Depositado em ambientes subaquosos de baixa energia, com alta salinidade e alta taxa de evaporação. A presença de gretas de contração e o crescimento de evaporitos tanto na superfície quanto dentro dos sedimentos sugere uma associação com a exposição subaérea e a salinidade da água subterrânea.

5.3 Associações de fácies

No presente estudo, foram identificadas três associações de fácies distintas com base em suas características deposicionais. Para isso, foram consideradas a predominância das fácies e os processos envolvidos na deposição de cada associação.

Ocorrendo somente na base do perfil 01, a associação de fácies é formada por sedimentos conglomeráticos, caracterizada pela fácies Gms.

A presença de conglomerado sustentado por matriz e clastos subarredondados foi depositado em decorrência de fluxos de detritos raros e violentos, que ocorrem em rios efêmeros (Miall, 1996; 2010; Nichols, 2009), esses depósitos sedimentares são caracterizados por uma seleção de matriz mal selecionados, abrangendo uma ampla faixa de tamanhos, desde areia fina até areia grossa.

Devido a ocorrência de uma única fácies conglomerática não tem informação suficiente para uma associação de fácies, mas podendo afirmar se tratar de um depósito de alta energia de fluxo coesivo (Lowe *et al.*, 1972, Lowe, 1982).

5.3.1 Associação de fácies 01

A porção inferior dos perfis apresentam uma associação de fácies dominada por sedimentos arenosos, caracterizada pela fácies Sm, que ocorre amplamente, juntamente com outras fácies psamíticas, como H, Sh e Ss, embora com menor frequência.

A associação contém dois elementos importantes, bioturbação e uma superfície erosiva. A primeira indica um ambiente deposicional biologicamente dinâmico. A superfície erosiva sugere a ocorrência de correntes e flutuações no nível da água. A predominância da fácies Sm pode indicar processos posteriores de fluidificação, que podem ter destruído a estratificação original ou ocorrido devido a processos pedogenéticos. Essa interpretação é apoiada pela presença de bioturbação nos sedimentos, resultando em uma aparência maciça (Miall, 1996; Glennie, 1970).

A presença das fácies Sm, Sh, Ss e H, juntamente com a ocorrência de intraclastos (Figura 9A), sugere que houve um retrabalhamento dos sedimentos. A presença de sedimentos pobremente selecionados e a ocorrência esporádica de grãos de areia arredondados podem indicar descargas fluviais descontínuas (Figura 09B). Essas características são comuns em ambientes fluvio-deltaicos (Miall, 1993).

5.3.2 Associação de fácies 02

A porção superior dos perfis apresentam uma associação de fácies dominada por sedimentos pelíticos, sendo caracterizada pela ocorrência ampla das fácies Fm e Fl, juntamente com outras fácies pelíticas, como Fle e Rle, embora com menor intensidade. As fácies arenosas, representadas principalmente pela fácies Sm, ocorrem intercaladas nas fácies pelíticas.

Essa associação é caracterizada pelas fácies sedimentares resultantes de decantação em ambientes de baixa energia, apresentando uma abundância de ostracodes, moldes e cristais de pseudomorfos de evaporitos, além de uma intensa cimentação carbonática, que contribui para a geração dessas fácies. Nessas fácies, é comum encontrar gretas de contração e pseudomorfos de minerais evaporíticos, tanto internos às camadas quanto nas superfícies, sugerindo exposição atmosférica e a presença de água subterrânea salina. A evaporação contínua da salmoura subsuperficial leva à precipitação de sais (Figura 09D-F), resultando na formação de uma crosta salina eflorescente na superfície. Próximo à superfície, o crescimento abundante de sais no interior do sedimento pode causar a destruição da estrutura do acamamento dos sedimentos (Figura 9C), resultando em uma camada obliterada por cristais de sal. Essas características indicam flutuações no nível da água, altos níveis de salinidade e evaporação intensa, que ocorreram durante os períodos em que a área sedimentar estava exposta ao ambiente propício para a formação desses minerais. A presença acentuada de ostracodes nessa área reforça a interpretação de deposição em um ambiente lacustre (Palacios-Fest *et al.* 1994; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010; Hardie *et al.*, 1978; Briere, 2000).

A interação entre climas áridos e sistemas de *playa lake* pode resultar na formação de depósitos evaporíticos, como halita e gipsita, (Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010, Hardie *et al.*, 1978 e Nichols, 2009). A presença de sedimentos lacustres em regiões áridas também pode indicar períodos úmidos na história geológica da área. Após chuvas intensas, ocorrem enchentes repentinas de rios efêmeros, fornecendo água e sedimentos para o centro da bacia, formando um lago temporário. À medida que a água evapora, minerais evaporíticos se precipitam, resultando na formação de camadas de lama e minerais (Hardie *et al.*, 1978). Esses lagos efêmeros estão associados a outros depósitos encontrados em ambientes áridos, como dunas de areia e leques aluviais (Nichols, 2009). A intercalação de fácies contendo minerais evaporíticos e gretas sugere uma alternância entre intervalos de enchimento e denudação do paleolago, como interpretado por Campos e Dardenne (1997) para os sedimentos lacustres do tipo *playa lake* da Bacia Sanfranciscana.

5.3.3 Associação de fácies 03

Na subdivisão mencionada, é possível observar nos perfis uma predominância de fácies psamíticas, como Ste, St e Sp, em direção ao topo das seções. Essa mudança no regime deposicional se reflete nas estruturas sedimentares, granulometria, seleção e porte das estratificações.

A associação de fácies nessa parte superior é caracterizada por sedimentos arenosos de granulometria médio com melhor seleção, aumento das estratificações para médio porte, presença de bioturbação e moldes cúbicos na fácies Ste, além do desaparecimento total dos fósseis.

Essas características mostra uma mudança do sistema predominantemente lacustre para um regime flúvio-deltaico com forte influência eólica. Essas interações entre processos fluviais e eólicos foram descritas por Glennie (1970) sobre ambientes sedimentares desérticos. Essa observação é suportada pela evidência de que ambos sistemas deposicionais são adjacentes um ao outro. Estudos conduzidos na região do Planalto Mata da Corda, como os de Sgarbi *et al.* (2001), descrevem que os sistemas de fácies lacustres foram assoreados devido à formação de pequenos deltas tipo Gilbert, juntamente com a progradação de dunas eólicas sobre os corpos d'água. Esse processo resultou na deposição de sedimentos arenosos provenientes tanto dos deltas fluviais quanto das dunas eólicas, à medida que foram transportados e depositados sobre os sistemas lacustres.

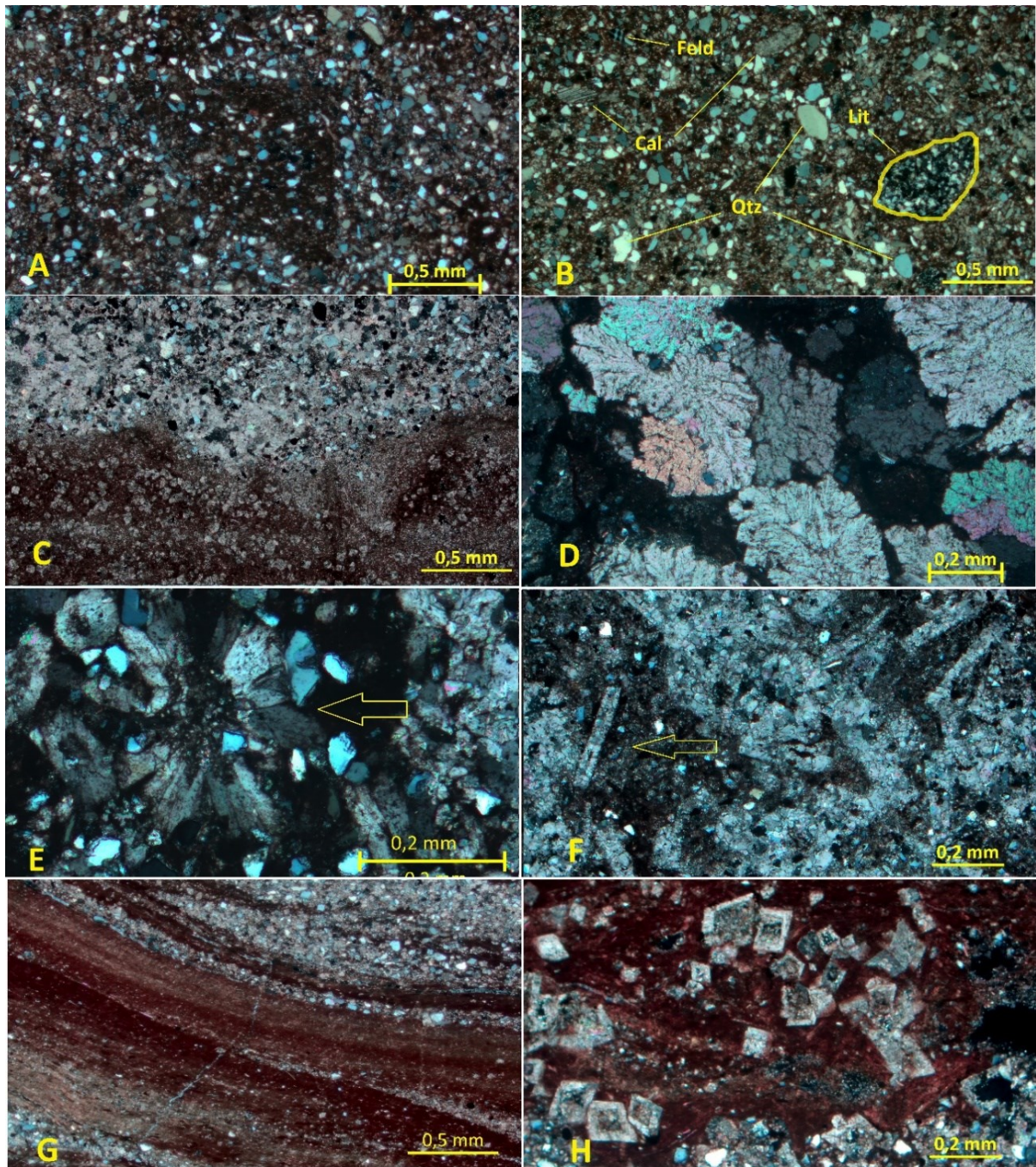


Figura 9: Fotomicrografia em luz polarizado A-B Arenito. A) Granulometria fino a médio com arcabouço de grãos de quartzo disperso sobre uma matriz argilosa com intraclasto. B) Detalhes da composição do arcabouço, em predominância o quartzo (Qtz), e ocorrências de fragmentos líticos (Lit), feldspato (Feld) e calcita (Cal). C-F Ritmito. C) Contato da camada com argilito na base com cristais cúbicos e romboédricos e no topo camada com arenito com forte cimentação carbonática deformando o acamamento. D) Pseudomorfo de gipsita de agregado em roseta substituído por calcita. E) Cristal de pseudomorfo de gipsita prismática radial. F) Cristais de pseudomorfo prismático de gpsita substituído por calcita. G) Lâminas de argilito com lentes de arenito fino. H) Cristais de pseudomorfo com hábitos cúbico, losangular e romboédrico substituído por calcita.

5.4 Fósseis da área de estudo

5.4.1 Ostracodes

Neste trabalho, foram coletados um total de 4592 espécimes de ostracodes não marinho. Foram identificadas três espécies pertencentes a três gêneros e duas famílias: *Fossocytheridea ventrotuberculata*, *Ilyocypris riograndensis* e *Perissocytheridea sp.* Além das espécies identificadas, existem outros espécimes que não puderam ser identificados devido à má preservação dos fósseis e outros que aguardam estudos mais detalhado.

Subclasse Ostracoda Latreille, 1802

Ordem Podocopida Sars, 1866

Subordem Cytherocopina Gründel, 1967

Superfamília Cytheroidea Sars, 1925

Família Cytherideidae Sars, 1925

Gênero *Fossocytheridea* Swain & Brown, 1964, emend. Tibert *et al.*, 2003.

Diagnose do Gênero: O gênero é caracterizado por Swain e Brown (1964) com carapaças subovaladas a subelípticas em vista lateral. As válvulas são visivelmente desiguais, com a valva esquerda (VE) maior que a valva direita (VD), sobrepondo-se além das margens. Na porção anterodorsal, ocorrem sulcos bem desenvolvidos. O gênero possui uma cicatriz muscular vertical submediana, distinta por uma linha de quatro pontos e mais dois pontos adicionais lateralmente (Figura 10).

A revisão do gênero proposta por Tibert *et al.* (2003) inclui características como dobradiças antimerodontes, carapaça subovalada com um leve ângulo cardinal na dobradiça, 25-28 poros canais, lamela interna estreita e sulco anterodorsal vertical ou oblíquo em direção à margem anteroventral. A superfície pode ser lisa ou reticulada.

Espécie tipo: *Fossocytheridea lenoirensis* Swain e Brown 1964.

Fossocytheridea cf. Fossocytheridea ventrotuberculata BERGUE *et al.*, 2011

Figura 11: A1-3

2011. *Fossocytheridea ventrotuberculata* BERGUE *et al.*, p. 151-153, fig 5AE

2011. *Fossocytheridea ventrotuberculata* FAUTH *et al.*, P. 236- 245, fig 4.4

2019. *Fossocytheridea* sp J.S. BITTENCOURT *et al.*, p. 1-10, fig 5 IT

Diagnose: Carapaça subretangular, com reversão valvar e tubérculo bem desenvolvido na região póstero-ventral do VE. (Bergue *et al.*, 2011)

Material: Foram encontrados no total 2293 espécimes.

Descrição: Indivíduos adultos apresentam carapaças variando em tamanho, menor nas fêmeas e grandes nos machos. Vista lateral: formato sub-retangular, margem dorsal levemente convexa e sulco bem desenvolvido anterodorsal até anteromediana. Margem ventral levemente côncava. Tubérculo proeminente na região posteroventral, somente na VE. Margem anterior oblíqua e infracurvada, margem posterior subarredondada. Valvas desiguais, sendo à VE>VD. Superfície geralmente lisa, com áreas pontuadas em vista dorsal, subovalada, revelando sulcos anterodorsais. Dimorfismo sexual evidente, com machos maiores e ângulo cardinal mais baixo. Cicatriz muscular vertical submediana, distintiva com linha de quatro pontos e dois pontos adicionais lateralmente (Figura 10).

Dimensões material ilustrado: IGC-P-P2-15-3(2) comprimento = 0,827 mm, altura = 0,427 mm, largura = 0,365mm, IGC-P-P2-15-4(5) comprimento = 0,684 mm, altura = 0,394 mm, largura = 0,308mm; IGC-P-P2-15-6(2) comprimento = 0,670 mm, altura = 0,380mm, largura = 0,287 mm.

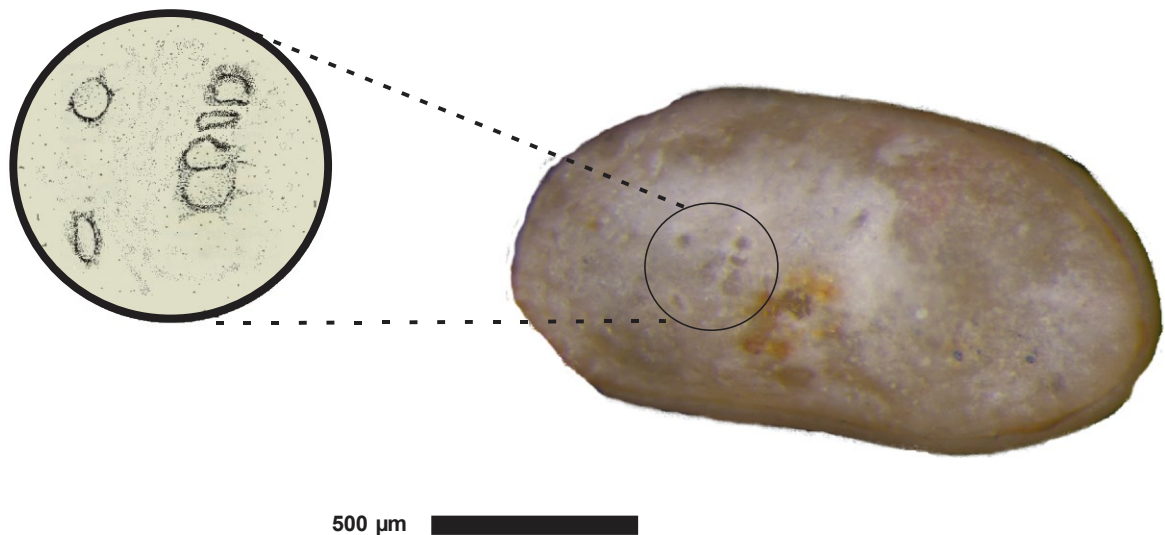


Figura 10: Cicatriz muscular do gênero *Fossocytheridea*.

Localidade e horizonte do material ilustrado: Lagoa dos Patos, Estado de Minas Gerais, na mesorregião Norte de Minas Gerais. Perfil 02, horizonte P2-15, camada de arenito fino a médio com intraclastos a 10,75m da base.

Ocorrências: Foram encontrado distribuído ao longo das seguintes camadas, com ocorrência rara nas camadas P1-01, P1-07, P1-09, P1-10, P1-19b, P1-26a, P1-29, P1-35a, P2-19a, P2-21b, P2-21c, P2-22, P2-27, ocorrência comum, P1-17b, P1-21, P1-26b, P216d, P2-31, P2-32, ocorrência abundante P1-19a, P1-20, P1-22, P1-25a, P1-25b, P1-32, P1-37, P2-05, P2-11, P2-14, P2-15, P2-16a, P2-16b, P2-16c, P2-16e, P2-16f, P2-19b, P2-20 P2,23, P2-26.

Observações: Os espécimes pertencentes ao gênero *Fossocytheridea* diferem-se pelo sulco anteromediano, que ocorre de forma vertical ou obliquamente inclinado em direção à margem anteroventral, e pelos detalhes da dobradiça antimerodonte, conforme descrito por Swain e Brown (1964). *F. ventrotuberculata* encontradas nas duas bacias são muito similares em tamanho e contorno, sendo que a da Bacia Sanfranciscana apresenta pontuação na superfície, estando mais relacionada ao morfotipo A da Bacia de Santos.

Distribuição geográfica e estratigráfica: O holótipo foi encontrado na Bacia de Santos, no poço SAN-05, amostra 3.770m, no Cretáceo superior, com idade do Santoniano, conforme descrito por Bergue *et al.* (2011). A espécie foi encontrada pela primeira vez na Bacia Sanfranciscana na região da Lagoa dos Patos e Coração de Jesus, no norte de Minas Gerais, por Bittencourt *et al.* (2019), atribuída à Formação Quiricó do Grupo Areado, com idade Cretáceo.

Gênero *Perissocytheridea* Stephenson, 1938

Diagnose do gênero: Carapaça protuberante, pequena e frágil. Em vista lateral, a concha é subpiriforme, com a maior altura anterior ao meio. A extremidade anterior é amplamente arredondada, a extremidade posterior arredondada ou subaguda, com o ângulo postero-ventral removido da margem ventral cerca de um terço à metade da altura da carapaça. A margem dorsal é reta ou fracamente convexa e inclina-se para a porção posterior a partir do ângulo cardinal anterior. A margem ventral apresenta convexidade considerável. A ornamentação das espécies conhecidas é pontuada. Visto de dentro, o interior das valvas é profundo. A estrutura da charneira mostra afinidade com a do subgênero *Clithrocytheridea* do gênero *Cytheridea*. Na valva direita, a charneira consiste em áreas dentárias terminais taxodontes delgadas, alongadas e bem elevadas nos ângulos cardinais, divididas em cúspides por entalhes verticais. Estas dentições são truncadas de forma íngreme num sulco de ligação incisa que é contínuo entre elas e que é finalizada dorsalmente pela barra baixa da margem dorsal. A linha de charneira complementar da valva esquerda é composta de soquetes entalhados para a recepção das dentições terminais da valva direita. Uma barra delgada e bem

definida forma a charneira entre os encaixes, que é separada da margem dorsal por uma linha incisiva fraca. A linha de concrecência é coincidente com a margem interna, exceto nas extremidades anterior e posterior, onde se desloca para as áreas marginais até um ponto a meio caminho entre as margens interna e externa (Stephenson 1938).

Espécie-tipo: *Perissocytheridea matsoni* (Stephenson, 1935)

Perissocytheridea sp.

Figura 11: B1-3

Material referido: IGC-P-P1-20-13(2)

Descrição: Carapaça muito pequena e transversalmente larga, subpiriforme a subtriangular em vista lateral. Margem dorsal quase reta, com maior altura anterodorsal e ângulo inclinado em direção à margem posterior. Margem ventral levemente côncava, margem anterior arredondada e infracurvada, formando borda achatada e arqueada de região médio-anterior até anteroventral, visível em vista dorsal. Margem posterior subtriangular infracurvada, com depressão ântero-posterior e maior altura na margem anterior. Superfície reticulada, com ocorrência de pontuações. Sulco médio-dorsal acentuado (largo e profundo). Carapaças levemente desiguais, VE maior que VD. Presença de pequenos tubérculos semelhantes a nódulos na região mediana e anterodorsal. Vista dorsal: margem ventral mais larga, estreitando em direção à margem dorsal.

Material ilustrado: IGC-P-P1-20-13(2), comprimento = 0,405 mm, altura = 0,217 mm, largura = 0,220 mm.

Localidade e horizonte do material ilustrado: Lagoa dos Patos, Estado de Minas Gerais, na mesorregião Norte de Minas Gerais. Perfil 01 horizonte P1-20 formado por camada de arenito fino laminado a 20,50m da base.

Ocorrências: Foram encontrados 27 espécimes distribuídos nos dois perfis geológicos. As camadas onde ocorreram os espécimes foram classificadas como raras nas camadas P1-20, P2-16e, P2-19a e P2-19b, com ocorrência comum na camada P2-03 e ocorrência abundante na camada P2-11.

Observações: O material aqui descrito apresenta semelhanças com os espécimes de *Perissocytheridea sp.* descritos por Andreu *et al.* (2016) na Formação Tigri, no Cretáceo Superior do Marrocos Oriental. No entanto, o material da Bacia Sanfranciscana difere deles pela presença de um sulco anterodorsal mais acentuado (profundo e largo), pontuações na

carapaça, mas sem reticulação concêntrica nas margens, além de depressões e bordas achatadas nas margens anterior e posterior.

Os espécimes coletados na Bacia Sanfranciscana também se assemelham aos da espécie *P. kouminiensis* descrita por Trabelsi *et al.* (2021), coletada na região central da Tunísia, do Aptiano ao Albiano. As semelhanças estão relacionadas ao padrão de reticulação e aos pequenos tubérculos na superfície, com algumas diferenças no formato da carapaça, descrito como sub-retangular a subtrapezoide, margem posterior arredondada simétrica, margem posterior acuminada, processo caudal voltado para cima e padrão de reticulação concêntrico nas bordas da margem, além de um sulco anterodorsal bifurcado e raso.

Tomé *et al.* (2022) descreveram três espécies de *Perissocytheridea* para o Aptiano da Formação Romualdo Bacia do Araripe: *P. oculusutilis*, *P. poruslinearis* e *P. florisdorsalis*. Todas são um pouco menores do que a espécie encontrada na Bacia Sanfranciscana. Além disso, as carapaças aqui relatadas apresentam o processo caudal voltado para baixo, um sulco médio-dorsal acentuado e um padrão de ornamentação da superfície da carapaça reticulada e pontuada, o que a diferencia das espécies encontradas na Formação Araripe. Mais especificamente, *P. oculusutilis* apresenta uma margem anterior subarredondada, começando dorsalmente reta e arredondando em direção à margem ventral, e um padrão de superfície da carapaça apenas reticulado. Já *P. poruslinearis* apresenta uma superfície com ornamentação reticulada primária fraca e poros lineares na margem dorsal e espalhados em vista lateral. *P. florisdorsalis* se diferencia das demais pelo padrão de ornamentação em forma de flor na vista dorsal.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Os espécimes foram encontrados na Bacia Sanfranciscana, na região da Lagoa dos Patos, no norte de Minas Gerais, sendo atribuídos à Formação Quiricó, do Grupo Areado, com idade Cretáceo.

Subordem Cypridocopina JONES, 1901

Superfamília Cypridoidea BAIRD, 1845

Família Ilyocyprididae KAUFMANN, 1900

Gênero *Ilyocypris* BRADY & NORMAN, 1889

Diagnose do gênero: O gênero *Ilyocypris* Brady & Norman, (1889) possui alongada, subquadrada, comprimida, bisulcada, com uma borda comprimida marginal, superfície marcada por covas, pústulas ou tubérculos; espessamento posterior dimórfico em fêmeas. Possivelmente do período Triássico, Recente (Moore & Pitrat, 1961).

Espécie-tipo: *Cypris gibba* RHAMDOHR, 1808.

Ilyocypris aff. riograndensis MUSACCHIO & SIMEONI, 1991

Figura 11: C1-3

cf. 1991. *Ilyocypris riograndensis* nov. sp. MUSACCHIO & SIMEONI; p. 157-158, Fig. Text. 5, Est. 7, figs. 4, 7 e 9.

1998. *Ilyocypris cf. riograndensis* DIAS-BRITO *et al*; p. 9. 1998. *Ilyocypris riograndensis* (non MUSACCHIO & SIMEONI, 1991). - GOBBO-RODRIGUES *et al*; p. 15.

1999. *Ilyocypris riograndensis* (non MUSACCHIO & SIMEONI) GOBBO-RODRIGUES *et al*; p. 13, esf 1, fig. A.

2001. *Ilyocypris riograndensis* DIAS-BRITO *et al*; p. 259-260, Estampa II, Figs. 8-11

2006. *Ilyocypris riograndensis* MUSACCHIO. p 93-99, fig 3 B, C, E, F

2011. *Ilyocypris riograndensis* CARIGNANO & VARELA; p 3-4, fig 4 AC

2019. *Ilyocypris riograndensis* J.S. BITTENCOURT *et al.*, p. 1-10, fig 5 AH

Diagnose: Espécie do gênero *Ilyocypris riograndensis* com tubérculo posterior inchado (T3); é bem delimitado na base e apresenta contorno oval a elíptico, inclinado para trás. A superfície externa é delicadamente reticulada, incluindo pequenas e dispersas papilas perfuradas (Musacchio & Simeoni, 1991).

Material: Foram encontrados no total 2089 espécimes

Descrição: Carapaça pequena, formato sub-retangular em vista lateral, ornamentada por três tubérculos separados por sulcos dorsoventrais. T1 menor, mamilar-hemisférico, base circular. T2 variável, mamilar-hemisférico a subtriangular, levemente maior que T1. T3 mais desenvolvido, elipsoidal, inclinação de 30° a 40° em relação ao eixo anteroposterior. Margem dorsal reta e inclinada, anterodorsal mais alta. Margem ventral côncava, anterior arredondada e posterior variável de subquadrada e levemente oblíqua. Superfície com poros canais pontuados e algumas com ornamentação reticulada. Vista dorsal subelíptica alongada, margem posterior mais larga. T3 conspícuo, T1 e T2 pouco visíveis. Dimorfismo sexual potencial, machos maiores, ângulo cardinal mais baixo.

Material ilustrado: IGC-P-P2-15- 2(4), comprimento = 0,592 mm, altura = 0,253mm, largura = 0,232 mm; IGC-P-P2-15- 21(2), comprimento = 0,536 mm, altura = 0,308 mm, largura = 0,245 mm; IGC-P-P2-15- 8(1), comprimento = 0,525 mm, altura = 0,302 mm,

largura = 0,267 mm, IGC-P-P2-15- 7(1), comprimento = 0,517 mm, altura = 0,299 mm, largura = 0,261 mm.

Localidade e horizonte do material ilustrado: Lagoa dos Patos, Estado de Minas Gerais, na mesorregião Norte de Minas Gerais. Perfil 02, horizonte P2-15, camada de arenito fino a médio com intraclastos a 10,75m da base.

Ocorrências: Nos dois perfis geológicos, foram encontrados um total de 2082 espécimes distribuídos ao longo das seguintes camadas: P1-17b, P1-19c, P1-22, P1-24, P2-14, P2-16f, P2-21a, P2-21c, P2-25, P2-27 (raros); P1-19a, P1-21, P1-28, P1-35b, P2-11, P2-16d (comuns); P1-20, P1-25a, P1-25b, P1-26a, P1-26b, P1-27, P1-29, P1-32, P1-33, P1-35a, P1-37, P2-15, P2-16a, P2-16b, P2-16c, P2-16e, P2-19a, P2-19b, P2-20, P2-23, P2-26, P2-31, P2-32 (abundantes).

Observações: O material aqui descrito se refere ao mesmo táxon preliminarmente reportado por Bittencourt *et al.* (2019). Em termos comparativos, as carapaças de *I. riograndensis* descritas por Musacchio e Simeoni (1991), da Província de Mendoza, apresentam valvas desiguais (VE > VD) e diferenças nos tubérculos. O T2 pode ser imperceptível ou irregular em alguns indivíduos, enquanto o T3 é semelhante em tamanho e formato ao encontrado na região leste da Bacia Sanfranciscana, com exceção do ângulo de inclinação em relação às margens anteroposteriores. O material dessa espécie descrito para o Grupo Bauru espécies é também semelhante ao aqui descrito pelas carapaças pequenas, bem calcificadas e VE ligeiramente maior que VD. Ambas apresentam uma ornamentação fina nas valvas, embora com diferenças nos detalhes específicos. Nos dois casos, os tubérculos T1 e T3 são proeminentes em vista dorsal, enquanto o T2 é mais visível em diferentes populações. A superfície das valvas é coberta por um retículo sub-poligonal. O contorno da carapaça é sub-retangular a elipsoidal, com ângulo cardinal anterior obtuso e posterior subarredondado.

Os espécimes de *I. riograndensis* encontrados na Formação Allen, na Bacia Neuquina, Argentina, possuem valvas desiguais (VE > VD), sendo os tubérculos T1 e T3 mais desenvolvidos. O T3 inclina-se levemente (Carignano & Varela, 2011) e é comparável aos *Ilyocypris* encontrados a leste da Bacia Sanfranciscana, com a diferença de que o T3 descrito por Musacchio e Simeoni (1991) não apresenta o ângulo de inclinação em relação às margens anteroposteriores.

Discussões adicionais foram apresentadas em um capítulo separado nesta dissertação, o qual pode ser consultado no Apêndice.

Distribuição geográfica e estratigráfica: O holótipo foi encontrado na Formação Anacleto (Campaniano) em sedimentos não marinhos do Grupo Neuquén, em El Zampal, sul

da província de Mendoza, Argentina. Além disso, foram encontrados em formações como Plottier (final do Coniaciano), Bajo de la Carpa (Santoniano) e no Grupo Malargüe, Formação Allen (Neocampaniano-Eomaastrichtiano), todas pertencentes ao Cretáceo superior (Musacchio & Simeoni, 1991; Musacchio & Vallati, 2007; Carignano & Varela, 2011). No Brasil, a espécie também é encontrada no Cretáceo Superior das formações Adamantina e Araçatuba do Grupo Bauru, na Bacia do Paraná, e possivelmente em pontos da Bacia Sanfranciscana no Planalto Mata da Corda (ver artigo submetido). Essas formações datam do Cretáceo Superior, com idade de Campaniano a Maastrichtiano (Dias-Brito *et al.*, 1998; Gobbo-Rodrigues *et al.*, 1999; Dias-Brito *et al.*, 2001).

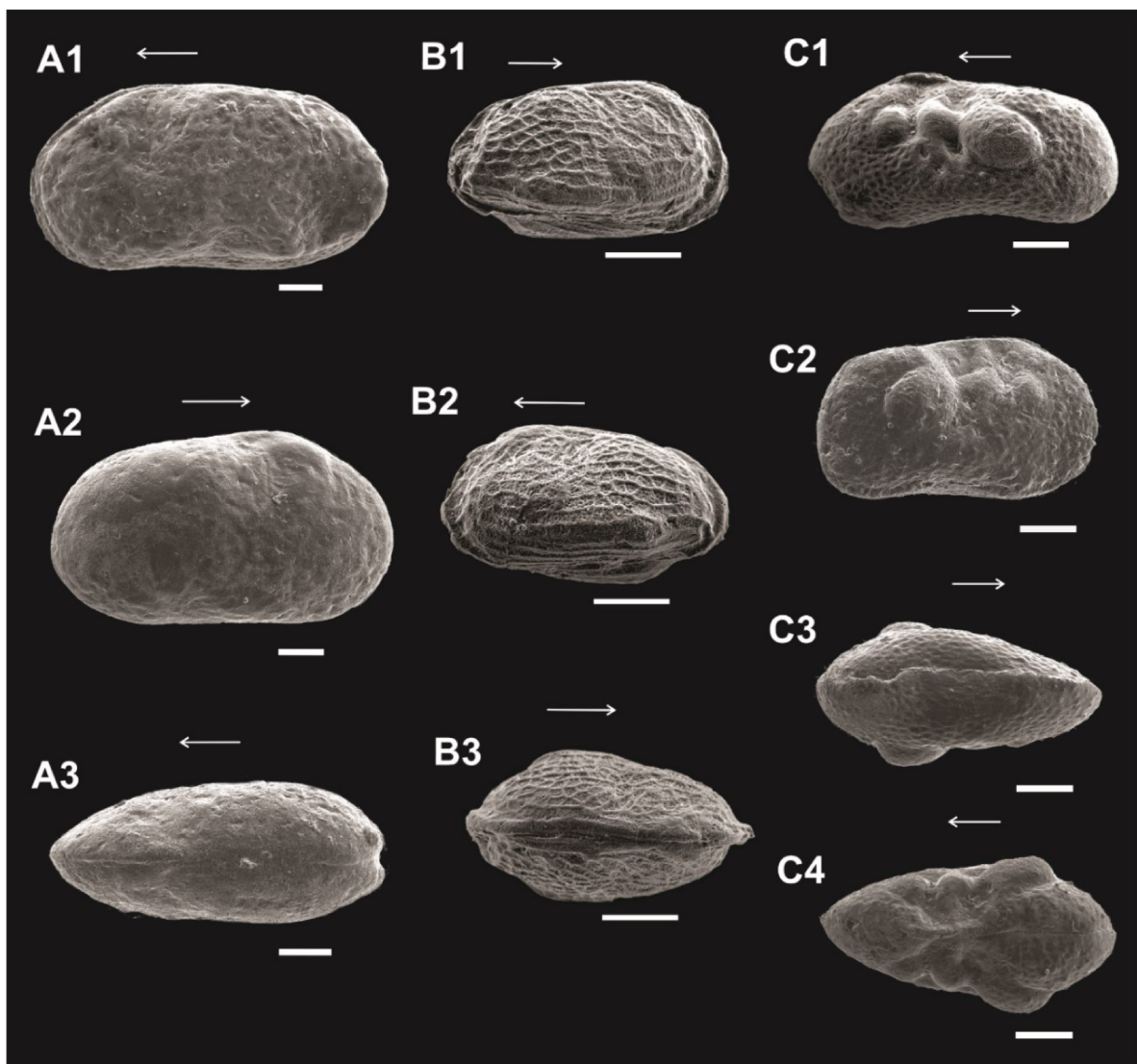


Figura 11: *F. ventrotuberculata* (A). A1) macho vista esquerda; A2) fêmea vista direita; A3) fêmea vista dorsal; *Perissocytheridea sp1* (B), holotipo. B1) vista direita; B2) vista esquerda; B3) vista dorsal; *I. riograndensis* (C). C1) vista esquerda; C2) vista direita; C3) vista dorsal; C4) vista ventral – Seta direção da margem anterior - Escala: 100 μ m.

5.4.2 Carófitas

Divisão Charophyta Migula, 1897

Classe Charophyceae Smith, 1938

Ordem Charales Lindley, 1836

Família CHARACEAE (Richard. Ex C.A Agardh, 1824) emend. Martín-Closas and Schudack, 1991

Subfamília Charoideae Braun, 1897

Gênero *Mesochara* Grambast, 1962

Mesochara sp.

Figura: 13a-c

Material: Encontrados 15 girogônites

Descrição: Os girogônites têm um tamanho médio, forma desses girogônites é ovoide elipsoides, com comprimento do eixo polar (LPA) entre 0,561-0,592 mm e um diâmetro equatorial (LED) de 0,444-0,468 mm. Eles são prolados, com um índice de forma (ISI) de 126, e possuem uma forma ovoide com o polo apical aplainado. O extremo das células espirais é ligeiramente proeminente, formando nódulos muito baixos em uma estrutura semelhante a uma roseta, sem evidência de um poro central. O polo basal pode ter uma forma arredondada ou aguda. A superfície externa das células espirais é aplainada a levemente côncava, com aproximadamente 10-11 espirais em um ângulo variando entre 7° e 12° (NC). A largura das espirais pode variar entre espécies distintas ou mesmo dentro da mesma espécie, variando de 0,053 a 0,069 mm. Além disso, a área intercelular apresenta cristas baixas com sulcos estreitos.

Ocorrências: Distribuído ao longo das seguintes camadas ambas descritas como fácies Sm: P1-07, P2-21b.

Discussão: De acordo com a literatura, a identificação das espécies do gênero *Mesochara* é baseada principalmente na observação de células pouco modificadas na periferia da zona apical, levemente dilatadas em suas extremidades e geralmente sem tubérculos apicais. Essas células têm forma elipsoidal ou, às vezes, subglobosa, com vértice arredondado ou agudo. Além disso, as células espirais são frequentemente côncavas, conforme confirmado nos espécimes estudados neste trabalho (Martin-Closas *et al.*, 2013).

Os girogonitos descritos por Martin-Closas *et al.* (2013) apresentaram uma ISI similar ao encontrado neste estudo (110-130). No entanto, foram observadas diferenças em relação ao número de convoluções e à forma do ápice, que é arredondado. Além disso, os espécimes

estudados neste trabalho tiveram tamanhos ligeiramente menores, com o comprimento axial LPA variando entre 245 e 400 micrômetros e a largura equatorial do diâmetro LED variando entre 245 e 325 micrômetros.

A espécie *Mesochara harrisi* (Mädler, 1952) Shaikin, 1967, descrita por Pereira *et al.* (2010), apresenta girogônitos com comprimento axial (LPA) variando de 0,216 mm a 0,353 mm e largura equatorial do diâmetro (LED) variando de 0,206 mm a 0,294 mm. Esses girogônitos possuem forma esférica a ovoide, com a metade apical sendo maior, resultando em razões de ISI variando de 100 a 141, mas valores comuns com média de 119. Essa espécie possui um número de convoluções (NC) variando de 6 a 10, células espirais côncavas a convexas, e a largura das convoluções no equador dos girogônitos tem uma média de 0,040 mm. O diâmetro do poro basal é pequeno, com média de 0,021 mm, e está localizado na extremidade de uma das metades cônicas, enquanto o poro apical é geralmente fechado, apresentando uma forma cônica a arredondada. Não foi possível isolar ou identificar a placa basal nesses girogônitos.

Embora essas espécies apresentem algumas similaridades, as espécies possuem diferenças significativas em relação ao tamanho dos girogônitos, formato, número de espirais, presença de poros basais e apicais, e outras características morfológicas, dificultando a classificação do gênero em nível de espécie.

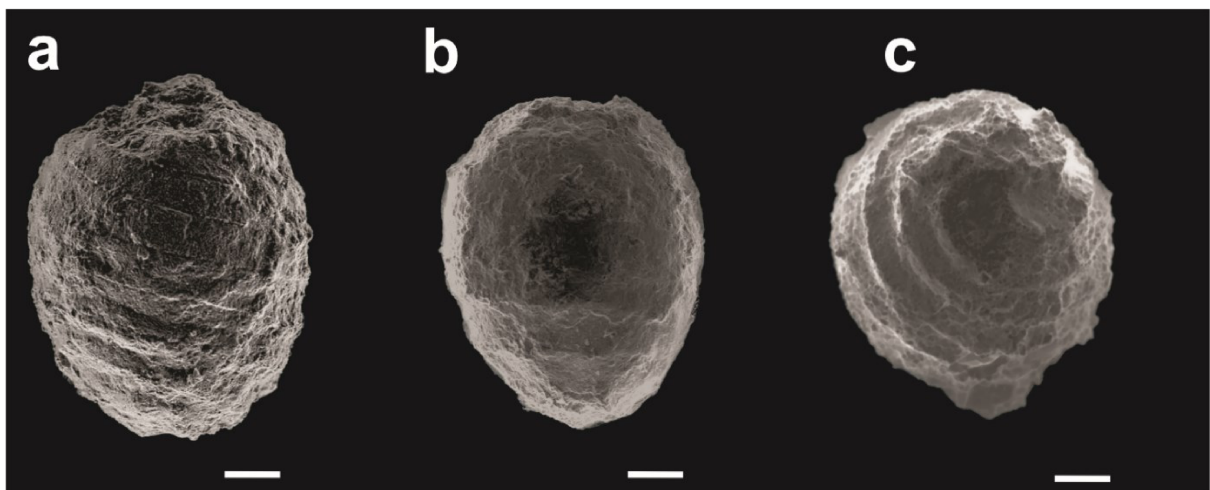


Figura 12: Microfotografia de girogônitos de carófitas (a-c) – a) vista lateral; b) vista lateral; c) vista apical.

5.4.3 Icnofósseis

Icnogênero *Skolithos* Haldemann, 1840

Skolithos sp. (Cabral 2016) fig 16 a,b,c

Espécie tipo, *Fucoides? linearis* Haldeman, 1840, p

cf. Skolithos sp.

Figura: 14 A-C

Material: Tubos in situ.

Diagnóstico: As galerias são solitárias, verticais, não ramificadas e têm formato cilíndrico ou subcilíndrico, com diâmetro variando de 1 a 15 mm e comprimento que varia de alguns centímetros a um metro. Podem ser encontradas tanto em trajetos retos como curvos ou inclinados. As paredes das galerias podem ser lisas, rugosas ou apresentar anéis. Não possuem uma abertura proeminente em forma de funil e são preenchidas por sedimento sem estrutura, frequentemente com preenchimento passivo em forma de menisco, conforme revisão de Alpert (1974).

Descrição: Os icnofósseis descritas em corte perpendicular as camadas, apresenta pista alongadas vertical reta a pouca sinuosidade, sem revestimento, não ramificada e observado um alongamento e estreitamento ao longo do tubo, com comprimento variando de 11 - 24 mm, em plano horizontal os icnofósseis apresenta formato cilíndrico a subcilíndrico com diâmetro de 4 a 6 mm.

Ocorrências: Nos dois perfis geológicos, foram encontrados principalmente na base dos perfis, distribuído ao longo das seguintes camadas, descritas como fácies Sm e Ste: P1-02, P1-10, P1-38, P2-02, P2-04, P2-06, P2-15.

Observações: No município vizinho da área de estudo, Coração de Jesus - MG, foram encontradas bioturbações que foram descritas nos estudos realizados por Cabral (2016; 2021). Ao realizar uma comparação entre as bioturbações encontradas nas duas áreas, foram identificadas algumas características em comum. Ambas as áreas apresentam a presença de pequenos tubos ou galerias verticais preenchidas com areia ou silte/argila. Cabral (2021) estabeleceu uma relação entre a icnoespécie encontrada e a icnoespécie *Taenidium Barretti*, conforme descrito por Netto (2007).

A icnogênero *Skolithos* (Haldemann), descrita por Netto (2007) na Formação Caturrita da Bacia do Paraná, apresenta algumas características em comum com a espécie *Skolithos sp.*, como a verticalidade das galerias e a ausência de ramificações. No entanto, existem diferenças significativas em relação ao diâmetro, comprimento e formato das galerias. O *Skolithos Haldemann* possui pistas mais largas e longas, com um diâmetro médio de 6 mm e comprimento de até 100 mm, enquanto o *Skolithos sp.* possui galerias mais estreitas e curtas, com diâmetro variando de 4 a 6 mm e comprimento variando de 11 a 24 mm. Além

disso, o *Skolithos Haldemann* pode apresentar paredes discretas e espessas revestidas de lama, ao contrário do *Skolithos sp.*, que não possui revestimento.

A icnoespécie *Taenidium Barretti*, descrita por Netto (2007) na Formação Caturrita da Bacia do Paraná, apresenta semelhanças com a espécie *Skolithos sp.* No entanto, existem diferenças importantes entre as duas espécies. Uma diferença significativa está na inclinação dos icnofósseis, sendo que a *Taenidium Barretti* é descrita como fortemente inclinada, enquanto o *Skolithos sp.* ne levemente inclinada. Além disso, as dimensões também são distintas, com a *Taenidium Barretti* apresentando um comprimento maior e um diâmetro maior em comparação com o *Skolithos sp.*



Figura 13: Galerias de icnofósseis deixados pelo icnogênero *Skolithos*. A – Pista solitária em fácies Sm da camada P2-15, preenchida por arenito amarelado, B- Pistas em plano vertical em fácies Sm, preenchidas por siltito vermelho, C-Pistas em vista frontal 2D, em forma circular a elipsoidal.

5.4.4 Vertebrados

Todos os somatofósseis de vertebrados aqui relatados, foram encontrados nos perfis nas camadas P1-22, P2-15, descritos como fácies Sm. Esses somatofósseis incluem escamas ganóides de forma rômica, dentes de terópode e ossos de saurópodes isolados e fragmentados.

5.4.4.1 Escamas de peixe

Filo: Chordata

Classe: Actinopterygii (Cope, 1887)
Subclasse: Neopterygii (Regan, 1923)
Lepisosteiformes Hay, 1929
Lepisosteidae Cuvier, 1825
Lepisosteidae indet.
Figura: 14 A-D

Material: Foram encontrados exemplares de escamas ganóides em média 2,7 mm de comprimento e 1,5 mm de altura, com diferentes estados de preservação. Esses espécimes variam de semiarticulados a isolados, incompletos e fragmentados (Figura 15a) na camada P2-15.

Descrição: As escamas descritas possuem uma forma rômbrica (Figura 14b), apresentando uma camada externa brilhante de ganoína, que é de cor bege e cobre. A superfície da escama é ornamentada por microtubérculos de tamanhos variados e também exibe foramens (Figura 14d). A ganoína possui uma estrutura em camadas, sendo mais espessa nas bordas da escama. Em seções finas, observa-se que a escama é composta por uma fina camada ganoína e uma placa basal de osso celular classificada como uma escama ganóide lepsiteoides (Bittencourt *et al.*, 2017). Sire *et al* (2009) descreve a escama lepidosteóide como sendo única dentro das escamas ganóides por não possuir cosmina nem elasmódina. A ganoína entra em contato direto com o osso

Observações: Bittencourt *et al.* (2017) descreveram escamas lepisosteoides semiarticuladas, isolada, incompletas e fragmentadas, atribuídas a peixes Lepisosteidae. Posteriormente, nos arenitos maciços de tonalidade avermelhado, Carvalho e Santucci (2021) reportaram restos mais completos de peixes ósseos, incluindo escamas, partes de nadadeiras e vértebras, sendo referidos a Lepisosteidae. Bittencourt *et al.* (2017) levantaram as semelhanças entre o material descrito por eles e as escamas de lepisosteídeos, incluindo a relação entre a placa basal e a camada de ganoína e o número de tubérculos por área, mas ressaltando que essa última característica pode ser variável entre os Neopterygii basais. Esses autores também enfatizaram as semelhanças entre as escamas lepisosteiformes isoladas da Bacia Sanfranciscana e as de Aspidorhynchidae. No entanto, essas últimas podem portar odontódeos protuberantes (Brito & Meunier, 2000; Bittencourt *et al.* 2017), o que as tornam diferentes. As escamas descritas neste trabalho são idênticas ao reportado nos trabalhos anteriores, de forma que a identificação como Lepisosteidae indeterminado é mais condizente com as evidências disponíveis.

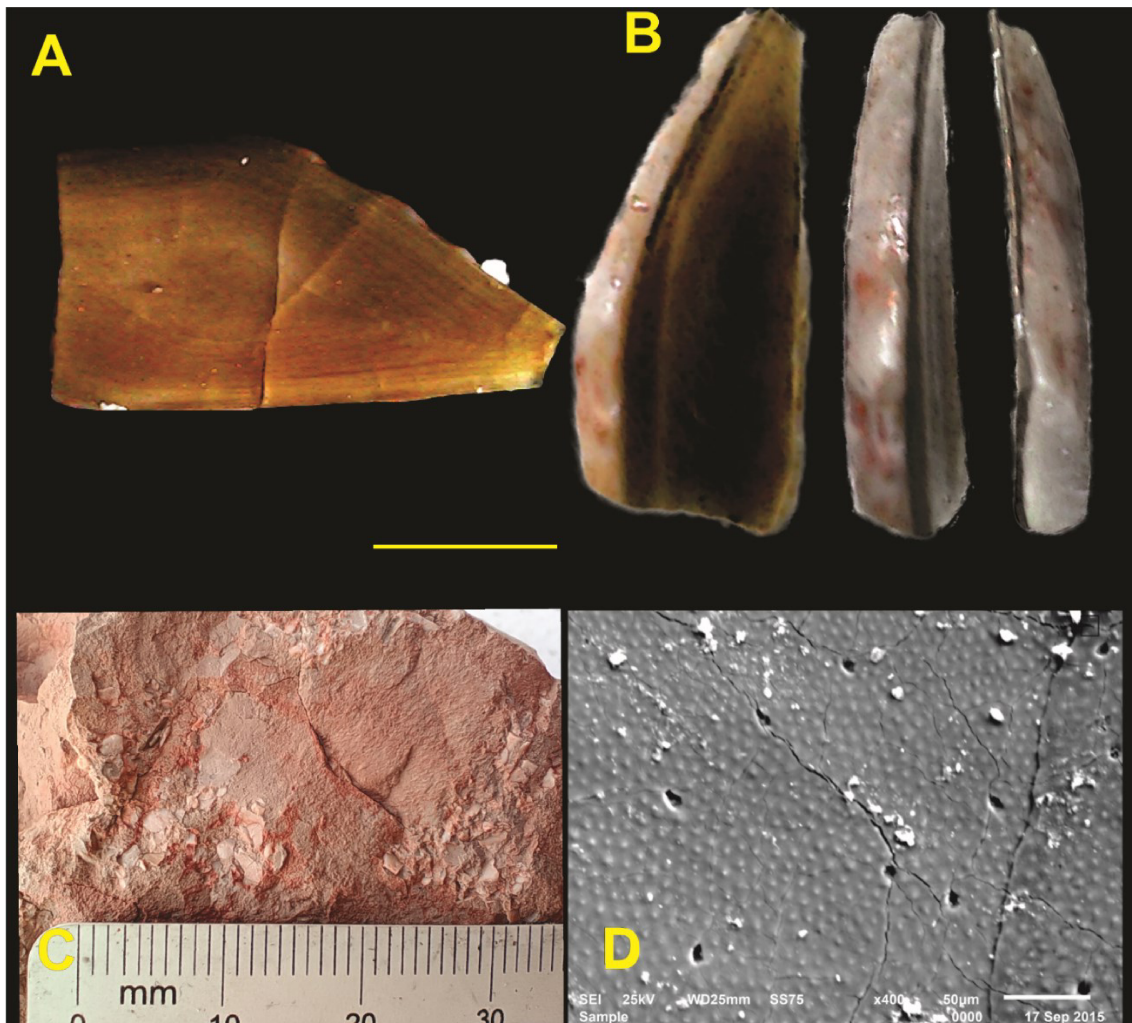


Figura 14: Fotografias de escamas de lepisosteóides. A) Escama fragmentada isolada de formato rômbo, com linhas de crescimento visíveis no lado da ganoína. B) Escama isolada em perfil, observado uma fina camada ganoína e uma placa basal de osso celular C) Escamas semi-articuladas pressas na matriz. D) Detalhe da superfície da camada de ganina com numerosos microtubérculos e forames. D retirado de Bittencourt *et al.* (2017). Escala A- 1 mm

5.4.4.2 Dente de dinossauro

Todos os dentes encontrados e descritos aqui foram encontrados por perfil 01, na camada P1-22, de descrita como fácies Sm.

Superordem: Dinosauria Owen, 1842

Ordem: Saurischia Owen, 1842

Subordem: Theropoda Marsh, 1881

Superfamília: Abelisauroidea Bonaparte & Novas, 1985

Família: cf. Abelisauridae - Bonaparte & Novas, 1985

Figura 15 a-b

Material: Um dente isolado e três dentes fragmentados.

Descrição: O dente isolado apresenta coroa dental em formato cônico e recurvado (i.e., tipo zifodonte), com uma ponta aguda e bordas serrilhadas, medindo aproximadamente 20 mm de altura, 10 mm de comprimento da base e 4 mm de largura da base, com preservação parcial de esmalte e dentina (Figura 15a). (carnale et al 2019) Por ser um elemento isolado, não é possível estabelecer orientação do dente. Não possui ornamentações externas, mas microrrachaduras são observadas na camada de esmalte. A porção apical apresenta perda significativa de esmalte. Ambas as carenas apresentam serrilhas, mas apenas na carena distal (não convexa) elas estão bem preservadas. Na base da carena mesial, existem quatro serrilhas por milímetro, na distal, três serrilhas por milímetro. As serrilhas mesiais são baixas, arredondada e robustas do que as distais, que, por sua vez, variam sutilmente de tamanho e formato, mas em geral são espatuladas, com ápice pontiagudo ou arredondado.

Observações: No estudo realizado por Carvalho & Santucci (2018), foram analisados três dentes isolados de terópodes, com destaque para dois deles que foram referidos à família Abelisauridae. Os dentes aqui descritos são semelhantes aos previamente descritos na morfologia das serrilhas e a morfometria da base da coroa. Há uma pequena diferença no número de serrilhas: o dente FUP-Pv 000001 exibe uma média de 22 a 24 serrilhas a cada 5 milímetros na vista mesial e de 15 a 20 serrilhas na vista distal, enquanto que o material aqui relatado é de 20 a cada 5 milímetros na carena mesial e de 15 a cada 5 milímetros na distal. Tais diferenças podem ser atribuídas a variações de tamanho dos indivíduos ou diferentes espécies (Farlow *et al.* 1991).

Zaher *et al.* (2020) descreveram o *Spectrovenator ragei*, um dos dinossauros carnívoros mais completos do Cretáceo brasileiro. Os autores a posicionaram próximo à base de Abelisauridae, uma importante família de carnívoros predadores do Jurássico-Cretáceo da Gondwana (Salem *et al.* 2022). Os dentes dessa espécie apresentam semelhanças como o material coletado em Lagoa dos Patos, confirmando a identificação em nível de família. No entanto, apenas os dentes isolados não permitem referir à espécie, o que dependeria de material mais completo.

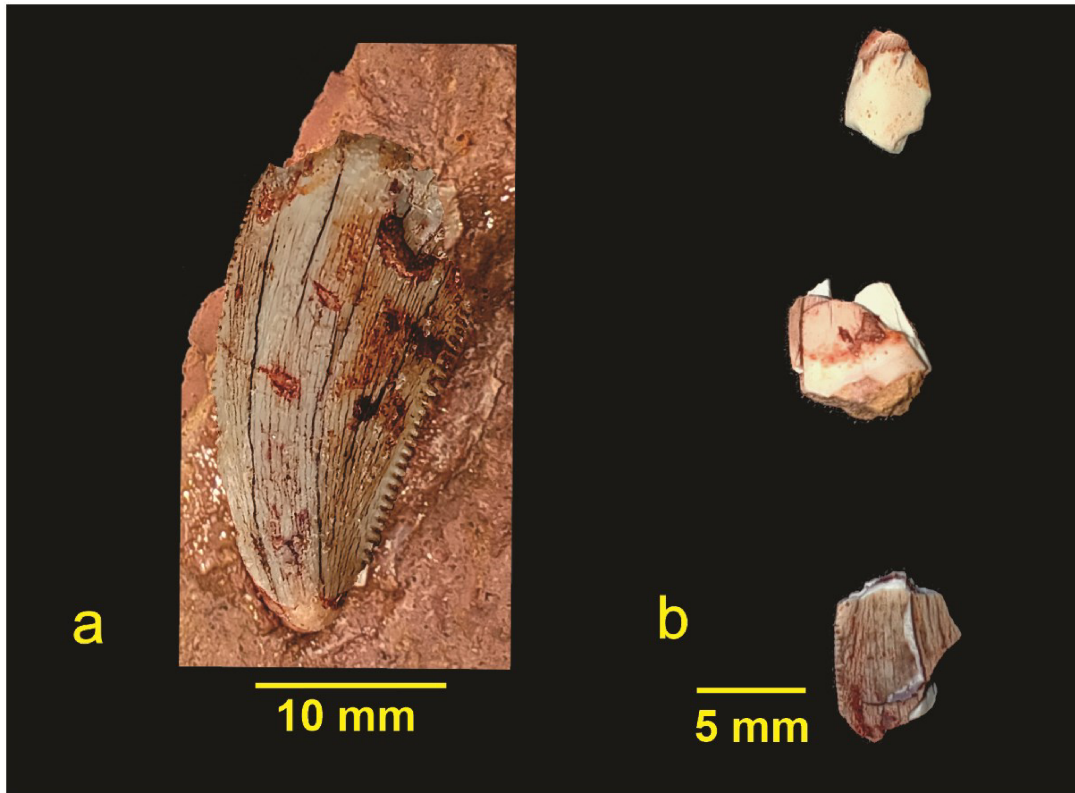


Figura 15: Registro fóssil de vertebrados terrestres na Bacia Sanfranciscana: a) Dente de cf. Abelisauridae preso na matriz; b) fragmentos de dentes de cf. Abelisauridae.

5.4.4.3 Ossos de dinossauro

Foram localizados no campo vários fragmentos ósseos de um espécime fóssil. Dentre esses fragmentos, um total de 15 estão melhor preservados, permitindo a observação de algumas características para uma descrição sucinta.

Subordem: Sauropoda Marsh, 1878

Infraordem: Neosauropoda Bonaparte, 1986

Figura: 16 a-g

Material: dezenas de fragmentos ósseos, a maioria dos quais não pode ser identificada, exceto partes de costelas truncais, parte distal de púbis, partes proximal e distal de um fêmur esquerdo, parte distal incompleta de fêmur esquerdo.

Descrição: a costela mais completa inclui parte proximal (exceto tubérculo e capítulo), expandida dorso-ventralmente, que estreita distalmente formando o eixo, que também está bem incompleto. A margem dorso-lateral da costela (região capitular) é suavemente convexa, e a ventro-medial (região tubercular) é côncava. A face anterior da porção proximal é convexa e porta uma crista alongada próximo-distalmente, mais proeminente no eixo da costela, e que

delimita uma fossa na porção dorso-lateral. A face posterior é côncava, com uma crista espessa e curta na porção proximal da região dorso-posterior. Em seção transversal, a porção proximal é sigmoide, e a porção mais distal preservada (que corresponderia à região proximal do eixo), tem forma de número oito, sendo a região antero-ventral mais alta e larga que a dorso-posterior. Outros fragmentos de costela incluem porções do eixo com formato semelhante ao da peça descrita acima.

A porção distal preservada do púbis é robusta, isto é, expandida tanto dorso-ventralmente, quanto transversalmente. A ocorrência de rugosidade conspícua em umas faces, na forma de cristas finas e alongadas longitudinalmente, associada com a diferença de formato das margens do osso, uma delas levemente côncava e a outra convexa, indicam que se trata do púbis direito.

Os fêmures estão bastante danificados e o formato dos ossos não permitem uma descrição anatômica detalhada. Até onde se pode observar, o elemento esquerdo, a partir da vista anterior, apresenta a cabeça arredondada, pouco separa do eixo femoral, projetada ventralmente da região medial para a lateral, assim como a margem medial do osso é levemente côncava, enquanto a lateral é convexa. Sua porção distal está quebrada em duas partes, separando os côndilos, mas não é possível diferenciá-los devido à preservação pobre. O elemento distal direito mostra o côndilo fibular bem desenvolvido, sem evidência clara de epicôndilo, e a fossa poplítea é bem-marcada, sendo compatível com o tamanho do fêmur esquerdo. O côndilo tibial não está preservado.

Observações: O material é muito fragmentado e não permite uma identificação taxonômica exata. O tamanho dos ossos, o formato da porção proximal do fêmur e da parte distal do púbis remetem a dinossauros saurópodes (Poropat *et al.* 2015; Gonzáles Riga, 2018; Otero, 2020), tornando-os elementos relativamente comuns nesse compartimento da Bacia Sanfranciscana. No entanto, dois grupos distintos de saurópodes já foram relatados em estratos correlatos aos aqui estudados: Titanosauria e Rebbachisauridae. Com base no material encontrado, não é possível determinar a qual deles o novo registro pertence. Em termos de tamanho corporal, o animal aqui relatado é compatível com *Tapuiasaurus macedoi* (Zaher *et al.* 2011).

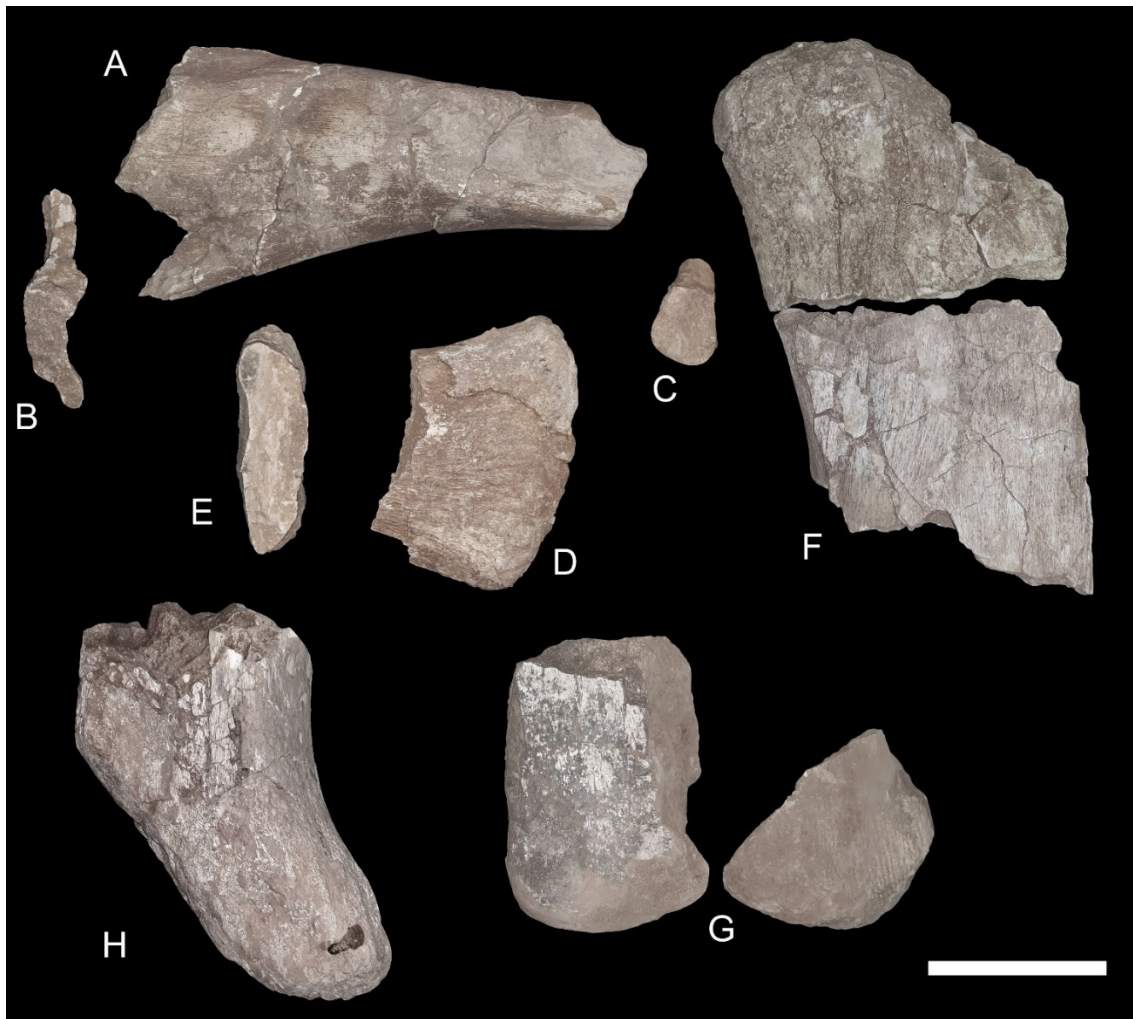


Figura 16: Restos de dinossauro saurópodes da região de Lagoa dos Patos. Costela truncal esquerda em A) vista anterior, B) seção transversal proximal, C) seção transversal distal; púbis direito em D) vista medial, E) seção transversal proximal; fêmur esquerdo (parte proximal) em F) vista anterior; Fêmur (partes distais) em G) vista posterior; fêmur esquerdo em H) vista posterior. Escala: 100 mm.

6 DISCUSSÃO

6.1 Correlação litológica da área de estudo com região do Planalto Mata da Corda

Na região a leste do Rio São Francisco, Cabral *et al.* (2021) realizaram um levantamento de 8 perfis litoestratigráficos no município de Coração de Jesus, MG, identificando 8 fácies sedimentares, subdivididas em duas sucessões. A sucessão inferior é dominada por fácies de grão fino, com episódicos influxos de sedimentos arenosos, enquanto a sucessão superior apresenta uma maior proporção de fácies de arenito e evidências de exposição subaérea com influência de processos eólicos.

Neste estudo, foram descritos dois perfis, nos quais foram identificadas treze fácies sedimentares distintas. Essas fácies foram agrupadas em três associações distintas. Além

disso, foi observada a ocorrência de fácies conglomeráticas no perfil 01, indicando possíveis fluxos esporádicos de alta energia em rios efêmeros. A primeira associação é principalmente composta por fácies Sm, sugerindo um ambiente de flúvio-deltaico com exposição superficial e intensa atividade biológica. A segunda associação apresenta uma predominância de fácies pelíticas, sugerindo um ambiente lacustre com variações de nível de água e alta salinidade. Por fim, a terceira associação mostra um retorno à predominância de fácies psamíticas com estruturas, indicando um ambiente flúvio-deltaico com influência eólica.

As principais diferenças encontradas incluem a ocorrência de conglomerado na base do perfil 01 e fácies interpretadas como ritmitos de pelitos, arenitos e pseudomorfos de evaporitos, juntamente com a identificação de fácies com pseudomorfos de evaporitos. Além disso, este estudo realizou coletas sistemáticas para estudo micropaleontológico. A camada contendo os fósseis de dinossauros é conhecida e está associada à fácies Sm com intraclastos, diferindo da abordagem de Cabral et al. (2021), que infere os fósseis do *T. macedoi* e do *Spectrovenator* a partir de informações de Pires-Domingues (2009), Zaher et al. (2011) e Zaher et al. (2020), atribuindo as camadas de bone beds a um nível com fácies Fm.

Para fins de comparação, das regiões a leste e oeste do Rio São Francisco, foram selecionados quatro trabalhos realizados na região do Planalto da Mata da Corda, próximo à cidade de Presidente Olegário que utilizaram parâmetros similares para descrições litofaciológico. Esses estudos foram conduzidos por Fragoso (2011), Mescolotti (2015), Mescolotti et al. (2021) e Leite e Do Carmo (2021) descrevem várias características geológicas da região. Entre essas características, destacam-se a presença de rochas conglomeráticas, arenitos provenientes de diferentes ambientes e a ocorrência de diversas estruturas sedimentares distintas.

De acordo com os perfis geológicos confeccionados neste estudo na região da bacia Sanfranciscana, a leste do Rio São Francisco, observa-se uma sucessão de rochas que incluem conglomerados, arenitos imaturos, heterolitos, ritmitos, siltitos e argilitos. Essas litologias foram observadas tanto na região de Presidente Olegário, João Pinheiro, Varjão de Minas, Patos de Minas e Carmo do Paranaíba, conforme descritas por Fragoso (2011), Leite e Do Carmo (2021), Mescolotti (2015) e Mescolotti et al. (2021). O embasamento é formado por conglomerados com matriz suportada e clastos monomíticos, além de clastos suportados com possível estratificação cruzada acanalada ou contato erosivo com a Formação Serra da Saudade. Os arenitos variam de fino a muito grosso, com seleção moderada a ruim, e exibem diferentes estruturas sedimentares, como maciço, laminação e estratificação plano-paralelo, estratificação cruzada acanalada e tabular, laminação cruzada ondulada e estratificação

sigmoidal. Também foram identificados folhelho rico em matéria orgânica, siltito e pelito com estruturas maciças, laminadas e raras marcas onduladas, ritmito silto-arenoso com estratificação plano-paralela e paleossolo carbonático com feições pedogênicas.

Portanto, a região leste do Rio São Francisco apresenta uma diversidade de litologias sedimentares semelhantes a região do Planalto Mata da Corda, incluindo conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e heterolitos, com pequenas variações na granulometria e nas estruturas sedimentares. No entanto, é importante ressaltar que o embasamento do perfil 01 é composto por conglomerados matriz-suportados, e as camadas sedimentares sobrepostas exibem características diferentes nas distintas regiões. Nas áreas de estudos mencionadas pelos autores citados na região oeste do Rio São Francisco, apresenta características distintas deste estudo, como a presença de brechas com matriz suportada e clastos monomíticos, além de folhelho orgânicos e paleossolo carbonático. Essas características não são encontradas nos perfis da região leste do rio São Francisco.

6.2 Comparação paleontológica da área de estudo com região do Planalto Mata da Corda

A comparação entre os fósseis encontrados na região do Planalto da Mata da Corda e na região leste do Rio São Francisco revela semelhanças e diferenças interessantes. Para uma melhor visualização, todos os fósseis descritos neste estudo estão representados na Tabela 5.

Na região leste do Planalto Mata da Corda, especificamente no Grupo Areado, foram identificadas quatro espécies de plantas pertencentes aos grupos das Gimnospermas e Angiospermas. Até o momento, não foram descritas outras espécies de vegetais terrestres na área de estudo. Além disso, foram encontrados girogônitos carófitas do gênero *Mesochara*, em ambas as áreas pesquisadas.

No que se refere aos invertebrados, na região do Planalto Mata da Corda, foi descrito uma espécie de inseto e uma espécie de anelídeo. Nos grupos dos crustáceos, foram descritas pelo menos 30 espécies de ostracodes e, nos Spinicaudata, pelo menos 4 espécies de conchostráceos foram documentadas. Isso difere da área de estudo, onde até o momento, foram descritos apenas 3 espécimes de ostracodes, representando apenas 7,7% do total de espécimes de invertebrados na bacia Sanfranciscana.

Quanto aos vertebrados, na região do Planalto Mata da Corda, foram documentadas pelo menos nove espécies de peixes, incluindo representantes de Hybodontiformes, Actinopterygii, Sarcopterygii, além de uma espécie de lagarto e um dente de Theropoda, e pegadas de Theropoda e Ornithischia. Já na região leste do Rio São Francisco, encontramos

representante de peixe *Lepisosteidae*, representando apenas 10% das espécies conhecidas na bacia. Em relação aos dinossauros, a região apresenta uma maior diversidade de espécies e registros fósseis, contabilizando pelo menos 3 espécies de Sauropoda e 5 de Theropoda, incluindo crânios considerados os mais completos do Brasil para um terópode e uns dos mais completos para um titanossauro no mundo, bem como outros ossos, como vértebras, fêmures e dentes. A ocorrência de registro de dinossauros na região leste do Rio São Francisco representa 72,7% de todo o registro da Bacia Sanfranciscana.

Por fim, é importante mencionar que até então a ocorrência de radiolários é única na região do Planalto Mata da Corda.

As diferenças nos fósseis encontrados nas duas regiões podem ser atribuídas à variação lateral, às condições locais de preservação ou às idades dos sedimentos. Estudos mais detalhados sobre a paleobiologia e a história geológica de cada região são necessários para uma compreensão mais completa da evolução da vida e dos processos geológicos nessas áreas.

Tabela 5: Fósseis encontrado próximo a área de estudo na Bacia Sanfranciscana (MG).

ICNOGÊNEROS	ESTRATIGRAFIA	IDADE
<i>Taenidium barretti</i> ¹	Formação Quiricó	Cretáceo
<i>Arenicolites isp.</i> ¹	Formação Quiricó	Cretáceo
<i>Skolithos isp</i> ^{1, *}	Formação Quiricó	Cretáceo
TAXON		
CHARALES		
CHARACEAE		
Charoideae		
<i>Mesochara sp.</i> [*]	Formação Quiricó	Cretáceo
'Crustacea'		
Ostracoda		
Ilyocyprididae		
<i>Ilyocypris riograndensis</i> Musacchio & Simeoni, 1991 ^{2*}	Formação Quiricó	Cretáceo
Cytherideidae		
<i>Fossocytheridea ventrotuberculata</i> Bergue <i>et al.</i> , 2011 ^{2*}	Formação Quiricó	Cretáceo
<i>Perissocytheridea sp.</i> [*]	Formação Quiricó	Cretáceo
Vertebrata		
Chondrichthyes		
Hybodontiformes		
Neopterygii		

Lepisosteidae indet. ³	Formação =Quiricó	Cretáceo
Dinosauria		
Sauropoda		
<i>Tapuiasaurus macedoi</i> Zaher <i>et al.</i> , 2010 ⁴	Formação Quiricó	Cretáceo
<i>Rebbachisauridae</i> ⁵	Formação Quiricó	Cretáceo
Neosauropoda *	Formação Quiricó	Cretáceo
Theropoda		
cf. Dromaeosauridae ^{6,7}	Formação Quiricó	Cretáceo
cf. Abelisauridae ⁶	Formação Quiricó	Cretáceo
<i>Spectrovenator ragei</i> Zaher <i>et al.</i> , 2020 ⁸	Formação Quiricó	Cretáceo
Abelisauridae ⁵	Formação Quiricó	Cretáceo
cf. Abelisauridae *	Formação Quiricó	Cretáceo

¹ Cabral *et al.* (2021). ² Bittencourt *et al.* (2019). ³ Bittencourt *et al.* (2017). ⁴ Zaher *et al.* (2010). ⁵ Carvalho & Santucci (2018). ⁶ Carvalho *et al.* (2012). ⁷ Santucci *et al.* (2014). ⁸ Zaher *et al.* (2020).
* Resultados obtidos no presente estudo.

6.3 Paleocologia e Paleoambiente

As associações de fácies, microfauna e macrofauna encontradas nesta área permitem uma interpretação do sistema deposicional e ambiental. O ambiente consiste em um sistema com variação lateral, que vai desde um ambiente lacustre até a influência de um ambiente flúvio-deltaico, com interação de sedimentos eólicos.

A região apresentava um paleoclima árido a semiárido, conforme apontado por Sgarbi (1991). Durante esse período, a região abrigava lagos que, nos períodos mais secos, experimentavam um aumento significativo na salinidade da água. A evaporação nesses lagos resultava na formação de cristais de evaporitos, visíveis tanto nas superfícies dos lagos secos quanto depositados no fundo do lago, podendo levar à perda de volume de água. Durante os períodos chuvosos, os rios efêmeros transportavam novos sedimentos para esses lagos. Essas camadas de evaporitos fornecem informações valiosas sobre as condições climáticas do passado e como os lagos efêmeros enfrentavam secas intensas e ocasionais enchentes (Smoot & Lowenstein, 1991).

Os fósseis de ostracodes encontrados na área fornecem pistas sobre as características ambientais. A presença de ostracodes do gênero *Ilyocypris* e carófitas indica a presença de um ambiente de água doce. Além disso, a presença do gênero *Fossocytheridea*, conforme mencionado por Fauth *et al.* (2013), sugere a ocorrência de intervalos com ambientes parálicos, com uma faixa de salinidade que varia de oligohalina a polihalina. Esses ambientes são caracterizados por uma baixa diversidade, alta riqueza de espécies (especialmente no gênero *Fossocytheridea*). Na área de estudo, esses dois gêneros juntos representam mais de 95% dos espécimes coletados. Tomé *et al.* (2022) citam a ocorrência do gênero de *Perissocytheridea* na Formação Romualdo em um ambiente salobro e salobro-marinho, estes gêneros podem sugerir um ambiente proximal.

O registro de dinossauros herbívoros e carnívoros de médio porte mostra apenas parte da cadeia trófica. Devido a ocorrência de clima árido, a baixa disponibilidade de recursos pode ser um fator limitante para o tamanho desses animais.

6.4 Idade

Nesse trabalho, foram apresentadas espécies de ostracodes diferentes das encontradas a oeste do Rio São Francisco. As espécies dominantes encontradas foram *I. riograndensis* e *F. ventrotuberculata*. Com base na análise da distribuição estratigráfica e geográfica das espécies estudadas, foi possível estabelecer uma correlação relevante entre a Bacia Sanfranciscana, localizada a leste do Rio São Francisco, e outras bacias sedimentares, como as Bacias de Santos e do Paraná (Grupo Bauru) no Brasil, e as províncias de Mendoza, Grupo Neuquén e Grupo Malargüe na Argentina (Musacchio & Simeoni, 1989, 1991; Gobbo-Rodrigues *et al.*, 1999A; Dias-Brito *et al.*, 2001; Musacchio & Vallati, 2007; Carignano & Varela, 2011; Fauth *et al.*, 2011).

Nestas bacias, as idades dos depósitos variam desde o final do Coniaciano até o Maastrichtiano, todas pertencentes ao Cretáceo superior. Essas idades sugerem que os depósitos na área de estudo possam ser relativamente mais jovens.

Outros estudos também exploraram a ideia de que os sedimentos associados ao Grupo Areado, a leste do Rio São Francisco, possam ser consideravelmente mais recentes quando comparados à região do Planalto Mata da Corda.

Carvalho & Santucci (2021) dataram os fósseis de peixes do grupo Lepisosteoidea como pertencentes à Idade Albiana, enquanto Bittencourt *et al.* (2019), por meio de estudos com ostracodes, sugerem uma idade do Cretáceo Superior.

As descobertas dos dinossauros descritos por Zaher *et al.* (2011); Zaher *et al.* (2020) mostram, por meio de análises filogenéticas, que eles apresentam afinidade com grupos mais avançados do Cretáceo superior.

A possível presença de uma fauna do Cretáceo Superior na região sugere a potencial existência de uma nova cronocorrelação na sequência das rochas estudadas.

Vale ressaltar que uma análise mais detalhada e abrangente é necessária para determinar com maior precisão a cronocorrelação desses depósitos e estabelecer sua devida classificação na estratigrafia regional. Assim, investigações futuras e estudos paleontológicos mais aprofundados serão fundamentais para esclarecer as relações geológicas e evolutivas dessas unidades sedimentares na região em questão.

No geral, os resultados obtidos nesta dissertação de mestrado oferecem uma visão abrangente da história geológica e paleontológica da região estudada. A integração dos dados geológicos, paleontológicos e paleoambientais permitiu o entendimento dos ambientes e das mudanças que ocorreram ao longo do tempo. Esses conhecimentos são essenciais para a compreensão dos processos evolutivos, das interações entre os organismos e do desenvolvimento dos ecossistemas passados. Esses resultados preliminares sugerem que a região da área de estudo é mais recente do que a estudada por outros autores na região do Planalto Mata da Corda.

Existe a possibilidade de manter o modelo de deposição lacustre e flúvio-deltaicos, associando esses depósitos como correlatos aos sistemas deposicionais do Grupo Areado, o que mantém em aberto a disparidade das idades fossilíferas entre as duas regiões. Alternativamente, é viável considerar que esses sedimentos podem pertencer a uma camada mais jovem do que a Formação Quiricó e conectá-los com depósitos mais recentes. Nesse contexto, surge a perspectiva de criar uma nova unidade, possivelmente abrangendo o período do Albiano ao Campaniano, na área de estudo.

Recomenda-se que estudos futuros sejam realizados para expandir ainda mais o conhecimento sobre a região, explorando outras áreas da bacia e coletando amostras adicionais. Além disso, a aplicação de técnicas avançadas de análise, como análises geoquímicas e isotópicas, pode fornecer um entendimento adicional sobre as condições ambientais e as interações entre os organismos.

7 CONCLUSÃO

Em conclusão, o trabalho de pesquisa trouxe importantes avanços para o entendimento da geologia, paleontologia e paleoambiente da região da Bacia Sanfranciscana, a leste do Rio São Francisco.

Geologia: A análise dos perfis geológicos revelou a existência de diferentes ambientes ao longo do tempo, incluindo rios efêmeros em ambientes áridos, ambientes flúvio-deltaicos influenciados pela ação eólica e ambientes lacustres com variabilidade na salinidade. A comparação entre a área de estudo a leste do Rio São Francisco e a região do Planalto Mata da Corda revela similaridades e diferenças nas litologias sedimentares, refletindo as variações ambientais e os processos geológicos únicos de cada região. Ambos os estudos contribuem para a compreensão da história geológica e paleoambiental das regiões, enriquecendo nosso conhecimento sobre os processos sedimentares ao longo do tempo.

Paleontologia: Foram registradas 3 espécies de ostracodes, sendo uma inédita; ocorrência inédita de carófitas na região, descrição de icnofósseis, e escamas de peixe Lepisosteidae, dentes isolados de terópodes e fragmentos ósseos de um Neosauropoda. A comparação dos fósseis entre a região do Planalto da Mata da Corda e a região leste do Rio São Francisco destaca diferenças marcantes nos registros paleontológicos; a região do Planalto Mata da Corda apresenta uma gama diversificada de plantas, invertebrados e vertebrados, incluindo ostracodes, enquanto a região leste do Rio São Francisco se distingue pela ocorrência de uma fauna de ostracodes diferenciada e pela notável riqueza em fósseis de dinossauros, apesar da menor diversidade em outros grupos.

Paleoecologia e Paleoambiente: As associações de fácies, microfauna e macrofauna na área apontam para região com clima árido a semiárido caracterizado por ambiente lacustre com variação de água doce a salina durante períodos longos de secas.

Idade: As espécies de ostracodes e sua possível correlação com outras bacias sedimentares indicam uma idade potencial no Cretáceo superior. Além disso, a presença de escamas de peixes do grupo Lepisosteidae e dinossauros filogeneticamente afins a grupos mais avançados também sugere uma cronocorrelação com idades mais recentes em comparação com a região do Planalto Mata da Corda.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F.; CHEMALE JR, F.; ENDO, I. A. A deformação das coberturas proterozoicas do Cráton do São Francisco e seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas*, v. 49, n. 1, p. 22-38, 1996.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: FRAGOSO, D. G. C. (Org.). *Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, Eocretáceo da Bacia Sanfranciscana*, Minas Gerais. 2001.
- ALKMIM, F. F. O que faz um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; ALPERT, C. D. R. (Org.). *Geologia do Continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*. Editora Beca, 2004.
- ALPERT, S. P. Systematic review of the genus *Skolithos*. *Journal of Paleontology*, v. 48, p. 666-669, 1974.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 349-364, 1977.
- ANDREU, B.; HADDOUMI, H.; CHARRIÈRE, A. Ostracodes non marins du Crétacé supérieur des Hauts Plateaux méridionaux, Maroc oriental. *Carnets de géologie (Notebooks on geology)*, v. 16, p. 569-590, 2016.
- ARAI, M. *et al.* Micropaleontologia da Formação Areado, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana: estudo dos ostracodes e palinologia. In: XIV Congresso Brasileiro de Paleontologia, Atas, Uberaba, p. 1-2, 1995.
- ANTONIETTO, L. S.; GOBBO, S. R.; DO CARMO, D. A.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, M. A. M. C. C.; LIMA E SILVA, J. E. Taxonomy, ontogeny and paleoecology of two species of *Harbinia* Tsao, 1959 (Crustacea, Ostracoda) from the Santana Formation, Lower Cretaceous, Northeastern Brazil. *Journal of Paleontology*, v. 86, p. 659-668, 2012.
- BARBOSA, E. M.; DELICIO, M. P.; COIMBRA, J. C. Conchostracans and ostracodes indicators of paleoenvironment in the Alto Sanfranciscana Basin, Olhos d'Água Area, Northwest of Minas Gerais state Brazil. In: The First International Conference "Application of Micropaleontology in Environmental Sciences", Tel Aviv, 1997. p. 37-38
- BARBOSA, O. Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central brasileiro. *Proceedings of the XIX Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 1-11, 1965.
- BARBOSA, O. *et al.* Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, v. 136, p. 1-140, 1970.
- BERGUE, Cristianini Trescastro; FAUTH, Gerson; VIEIRA, CARLOS EDUARDO LUCAS. New species of *Fossocytheridea* Swain & Brown, 1964 (Ostracoda, Crustacea) in the Upper

Cretaceous of Santos Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 14, n. 2, p. 149-156, 2011.

BITTENCOURT, J. S. *et al.* O Registro Fóssil Das Coberturas Sedimentares Do Cráton Do São Francisco Em Minas Gerais. *Geonomos*, v. 23, n. 2, p. 39-62, 2015.

BITTENCOURT, J. S., V. GALLO, AND G. A. RODRIGUES. Lepisosteoid-type fish scales in the Barremian-Aptian (Lower Cretaceous) of the Sanfranciscana Basin, Southeastern Brazil. *Cretaceous Research*, v. 70, p. 1–7, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2016.09.011>.

BITTENCOURT, J. S. *et al.* The morphology and systematics of the clam shrimp *Platyestheria* gen. nov. *abaetensis* (Cardoso) (Crustacea, Spinicaudata) from the Lower Cretaceous of the Sanfranciscana Basin, southeast Brazil. *Cretaceous Research*, v. 91, p. 274–286, nov. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.06.016>.

BITTENCOURT, J. S., P. L. C. R. VIEIRA, R. M. HORTA, A. G. VASCONCELOS, N. C. A. BRANDÃO, A. G. SANTOS, AND L. G. KNAUER. Preliminary report on the lacustrine strata of the Sanfranciscana Basin in northern Minas Gerais, Brazil. *Geonomos*, v. 27, p. 1–10, 2019. DOI <https://doi.org/10.18285/geonomos.v27i1.21721>.

BITTENCOURT, J.S., Simões, T.R., Caldwell, M.W. *et al.* Discovery of the oldest South American fossil lizard illustrates the cosmopolitanism of early South American squamates. *Commun Biol*, v. 3, p. 201, 2020. DOI: [10.1038/s42003-020-0926-0](https://doi.org/10.1038/s42003-020-0926-0).

Bittencourt, J. S., Fonda, A. V., Fragoso, D. G. C., Uhlein, G. J., & Uhlein, A. (2022). Bacia Sanfranciscana: entre lagos, desertos e vulcões. In L. Corecco (Ed.), *Paleontologia do Brasil: Paleoecologia e Paleoambientes* (pp. 351–386). Rio de Janeiro: Interciência.

BRIERE, P. R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, v. 45, p. 1–7.

BRITO, P. M.; MEUNIER, F. J. The morphology and histology of the scales of *Aspidorhynchidae* (Actinopterygii, Halecostomi). *Geobios*, v. 33, p. 105-111, 2000. DOI: [10.1016/s0016-6995\(00\)80153-9](https://doi.org/10.1016/s0016-6995(00)80153-9).

CABRAL, V.C. Análise estratigráfica das unidades sedimentares Cretáceas da região do alto do Paracatu, bacia Sanfranciscana, Trabalho de conclusão de curso. Universidade Estadual Paulista, p. 53, 2016.

CABRAL, V. C.; MESCOLOTTI, P. C.; VAREJÃO, F. G. Sedimentary facies and depositional model of the Lower Cretaceous Quiricó Formation (Sanfranciscana Basin, Brazil) and their implication for the occurrence of vertebrate fauna at the Coração de Jesus region. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 112, p. 103632, 1 dez. 2021.

CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. 1994. A carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana. Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim de resumos, p. 54-56.

CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997a.

CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. Origem E Evolução Tectônica Da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3, p. 283–264, 1997b.

CARDOSO, R. N. 1968. Contribuição ao estudo do Grupo Areado: estratigrafia e descrição dos filópodos fósseis. In: SBG, Congr. Bras.Geol., 22, Anais, p. 56-57.

CARDOSO, R. N. 1971. Contribuição ao estudo da Formação Areado: estratigrafia e descrição dos filópodos fósseis. Belo Horizonte, UFMG, Arquivos Museu História Natural, UFMG, v. 1, 54 p.

CARIGNANO, A. P.; VARELA, J. A. Ostrácodos (Crustacea) de la Formación Allen (Cretácico Tardío), Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 14, n. 2, p. 169–178, 2011.

CARVALHO, I. S. Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1993.

CARVALHO, I.S., Kattah, S. As pegadas fósseis do paleodeserto da Bacia Sanfranciscana (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, Minas Gerais). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 70, p. 53–67, 1998.

CARVALHO J.C, Santucci R.M. New dinosaur remains from the Quiricó Formation, Sanfranciscana Basin (Lower Cretaceous), Southwestern Brazil. *Cretac Res*, v. 85, p. 20–7, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.12.017>.

CARVALHO, J. C.; SANTUCCI, R. M. New fish remains from the Quiricó Formation (Lower Cretaceous, Sanfranciscana Basin), Minas Gerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 111, p. 103430, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103430>.

CARVALHO, M.S.S., CAMPOS, D.A., DARDENNE, M.A., SGARBI, G.N.C., CAMPOS, J.E.G., CARTELLE, C. Ocorrência de celacântideo *Mawsonia* nos sedimentos lacustres da Bacia Sanfranciscana, noroeste do Estado de Minas Gerais. In: XIV Congresso Brasileiro de Paleontologia, Uberaba, p. 35, 1995.

CARVALHO, M. S. S. O gênero *Mawsonia* (Sarcopterygii, Actinistia), no Cretáceo das bacias Sanfrancisco, Tucano, Araripe, Parnaíba e São Luís. Rio de Janeiro. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2002.

CHAVES, M.L.S.C., ANDRADE, K.W. FOLHA CORAÇÃO DE JESUS - SE-23-X-A-V. CODEMIG, Belo Horizonte, 2013.

DARDENNE, M. A.; GONZAGA, G. M.; CAMPOS, J. E. G. The diamond-bearing Cretaceous conglomerates of the Canabrava área, Minas Gerais, Brazil. *Sth International Kimberlite Conference. Field Guide Book*. Araxá, CPRM, p. 83-88, 1991.

DELICIO, M. P. *et al.* Ocorrência de conchostráceos e ostracodes em sedimentos Pós-Paleozóicos da Bacia do Alto Sanfranciscana, Olhos d'Água, noroeste de Minas Gerais, Brasil. *Acta Geologia Leopoldensia*, v. 46/47, p. 13–20, 1998.

DIAS-BRITO, D., MUSACCHIO, E. A., MARANHÃO, M. S. A. S., CASTRO, J. C, SUAREZ, J. M., & RODRIGUES, R. (1998) - Cretaceous non-marine calcareous microfossils from the Adamantina Formation (Baum Group), Western São Paulo, Brasil. In: 3th Ann. Conf., Project 381 (IUCP-IUGS). Boi Assoc. Pai dei G. S. J. Spec. Issue, Comodoro Rivadavia, 2: 8-10.

DIAS-BRITO, D. *et al.* Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo do Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue Paléobiologique*, v. 20, p. 245–304, 2001.

DO CARMO, D. A.; TOMASSI, H. Z.; OLIVEIRA, S. B. S. G. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo Inferior), Bacia Sanfranciscana, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 7, p. 139–149, 2004.

DUARTE, L. Vegetais do Cretáceo Inferior (Aptiano) da Formação Areado, município de Presidente Olegário, Estado de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 69, p. 495–503, 1997.

FARLOW, J.O.; BRINKMAN, D.L.; ABLER, W.L. & CURRIE, P.J. Size, shape and serration density of theropod dinosaur lateral teeth. *Modern Geology*, v. 16, n. 1-2, p. 161-198, 1991.

FAUTH, G.; SANTOS, A.; VIEIRA, C. L.; BERGUE, C.; MUSACCHIO, E. A.; FERREIRA, E.; BAECKER-FAUTH, S.; CARVALHO, M.; VIVIERS, M.; HELENES, J. Análise bioestratigráfica integrada de ostracodes, carófitas e palinomorfos, 2013. FARLOW, J. O.; BRINKMAN, D. L.; ABLER, W. L.; CURRIE, P. J. Size, shape and serration density of theropod dinosaur lateral teeth. *Modern Geology*, v. 16, p. 161-197, 1991.

FÉBOLI, W. L. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: carta geológica Montes Claros. Belo Horizonte: DNPM; CPRM, 1985. 1 mapa. Escala 1:250.000.

FELDMANN, R.M.; CHAPMAN, R.E. & HANNIBAL, J.T. 1989. *Paleotechniques*. The Paleontological Society, 358 p.

FRAGOSO, D.G.C., 2011. Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, Eocretáceo da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais. Tese de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais. 183 p

FRAGOSO, L. G.; BITTENCOURT, J. S.; Mateus, A. L. D.; Cozzuol, M. ; Richter, M. . Shark (Chondrichthyes) microremains from the Lower Cretaceous Quiricó Formation, Sanfranciscana Basin, Southeast Brazil. *HISTORICAL BIOLOGY*, v. X, p. 1-9, 2019.

FREYBERG, B. V. (1965). Resultado das pesquisas geológicas em Minas Gerais. In: XIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Rio de Janeiro, p. 156–211.

GLENNIE, K. W. (1970). Desert Sedimentary Environments. In *Development in Sedimentology*, Vol. 14, Elsevier, Amsterdam, 57-73 and 121-136. Disponível em: [https://www.scirp.org/\(S\(351jmbntvnsjt1aadkposzje\)\)/reference/referencespapers.aspx?refereceid=2615485](https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/reference/referencespapers.aspx?refereceid=2615485). Acesso em: 21 jul. 2023.

GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P., & MITCHELL, J. G. (1995). The Late Cretaceous impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.* 36, 189–229.

GOBBO-RODRIGUES, S. R., S. PETRI & R. J. BERTINI (1999). Ocorrências de ostracodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte I - Família Ilyocyprididae. *An. Acad. Bras. CL, Rio de Janeiro*, 71 (1): 146-147.

GONZÁLEZ RIGA, B. J., MANNION, P. D., POROPAT, S. F., ORTIZ DAVID, L. D., & CORIA, J. P. (2018). Osteology of the Late Cretaceous Argentinean sauropod dinosaur *Mendozasaurus neguyelap*: implications for basal titanosaur relationships. *Zoological Journal of the Linnean Society*, v. 184, p. 136-181. DOI: 10.1093/zoolinnean/zlx103.

HASUI, Y., & HARALYI, N. L. E. (1991). Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências, São Paulo*, 10:57-77.

HARDIE, L. A., SMOOT, J. P., & EUGSTER, H. P. (1978). *Saline Lakes and their Deposits: A Sedimentological Approach*. p. 7–41.

HENDRICKX, C., MATEUS, O., ARAÚJO, R., & CHOINIERE, J. (2018). The distribution of dental features in non-avian theropod dinosaurs: Taxonomic potential, degree of homoplasy, and major evolutionary trends. *PLoS ONE* 13(5): e0195654. Disponível em: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0195654>. Acesso em: 06 jul. 2023.

HORNE, D. J., & SIVETER, D. J. (2016). Collecting and Processing Fossil Ostracods. *Journal of Crustacean Biology*, 36: 841-848.

KATTAH, S. S. (1991). Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

KATTAH, S. S., & KOUTSOUKOS, E. A. M. (1992). Ocorrências de radiolários em fácies de origem marinha no mesozoico da Bacia Sanfranciscana. *Revista da Escola de Minas*, v. 45, n. 1/2, p. 2-14.

KESLING R. V. (1951). Terminology of ostracod carapaces. *Contributions from the Museum of Paleontology of University of Michigan*, 9(4):93-171.

KNAUER, L. G. et al. (2013). Folha Ibiaí - SE.23-X-A-IV. CODEMIG, Belo Horizonte.

LADEIRA, B. A.; BRAUN, O. P. G.; CARDOSO, R. N.; HASUY, Y. (1971). O Cretáceo em Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. Vol. 1, p. 15-31.

LEITE, A. M. (2017). Ostracodes da Formação Quiricó, Cretáceo inferior, Bacia do São Francisco, estado de Minas Gerais, região Sudeste do Brasil. repositorio.unb.br.

LEITE, A. M. et al. (2018). Taxonomy of limnic Ostracoda (Crustacea) from the Quiricó Formation, Lower Cretaceous, São Francisco basin, Minas Gerais State, Southeast Brazil. *Journal of Paleontology*, v. 92, p. 661–680.

LEITE, A. M., & DO CARMO, D. A. (2021). Description of the stratotype section and proposal of hypostratotype section of the Lower Cretaceous Quiricó formation, São Francisco Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 93, suppl. 2, e20201296.

Leonardos, O.H., Teixeira, N.A. & Dino, R., 1995. Geology and palynology of the Santa Clara kimberlite maar. Coromandel, Brazil. In: 6th International Kimberlite Conference, Novosibirsk, pp. 323–325.

LIEBAU, A. (2005). A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia*, 538: 115-137.

LIMA, M. R. (1979). Palinologia dos calcários laminados da Formação Areado, Cretáceo de Minas Gerais. In: 2º Simpósio Regional de Geologia, Atas, Rio Claro, p. 203–216.

LOWE, D. R. et al. (1979). Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: *Geology of continental slopes*. Tulsa: SEPM Special publication, p. 75-82.

LOWE, D. R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary research*, v. 52, n
LÜTTIG, G. 1962. Zoologische und paläontologische ostracoden-systematik. *Paläontologische Zeitschrift*, 36(1):154-184.

MÄDLER, K. Charophyten aus dem Nordwestdeutschen Kimmeridge. *Geologisches Jahrbuch*, v. 67, p. 1-46, 1952.

MARTÍN-CLOSAS, C.; SAMES, B.; SCHUDACK, M. E. Charophytes from the Upper Berriasian of the Western Interior Basin of the United States. *Cretaceous Research*, v. 46, p. 11–23, 2013.

MARTINS-NETO, R. G. (1996). Reinterpretação da venação e revisão das categorias taxonômicas superiores de *Gondvanoptilon brasiliensis* (= *G. brasiliense* nom. transl.) Rösler, Rohn & Albamonte, inseto do Paleozóico da Bacia do Paraná e *Saucrolus silvai* Santos, artrópode do Cretáceo da Bacia Sanfranciscana. *Revista Universidade de Guarulhos, Série Geociências* 1, 42–45.

MARTINS-NETO, R. G. (2001). Review of some Insecta from Mesozoic and Cenozoic Brazilian deposits with descriptions of new taxa. *Acta Geologica Leopoldensia* 24, 115–124.

MESCOLOTTI, P. (2015). Paleocorrentes e paleogeografia do grupo Areado, Cretáceo inferior da bacia Sanfranciscana. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP.

MESCOLOTTI, Patricia Colombo. Sistemas eólicos da Formação Três Barras, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana. 2017.

MESCOLOTTI, P. C. *et al.* (2019). The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. *Brazilian Journal of Geology*, v. 49, p. e20190057.

MIAL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIAL, A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, p. 597-604.

MIAL, A. D. (1993). The architecture of fluvial-deltaic sequences in the upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 75, n. 1, p. 305-332.

MIAL, A. D. (Ed.) (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York.

MIAL, A. D. (2010). Alluvial deposits. In: Walker, R. G., & James, N. P. (Eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p. 105-137.

MOORE, R. C., PITRAT, C. W., 1961. The Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda 3. Geological Society of America, University of Kansas Press, Lawrence, Kansas. P 207, 245

MORAES, L. C. *et al.* (1986). Geologia das unidades Cretácicas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba - MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais... Goiânia, SBG, Vol. I, p. 337-344.

MUSACCHIO, E. A.; M. SIMEONI (1991). Taxonomy of some Cretaceous non marine ostracods of palaeobiogeographical interest. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, Stuttgart, 18 (3): 369-399.

MUSACCHIO, E. A.; VALLATI, P. (2007). Late Cretaceous non marine microfossils of the Plottier Formation (Cretaceous) at Zampal, Argentina. *Cuadernos del Museo Geominero*, 8:273-278.

NETTO, R. (2007). Skolithos-dominated piperock in nonmarine environments: an example from the Triassic Caturrita Formation, southern Brazil. *Sediment–Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*, SEPM Special Publication, v. 88, p. 109-121.

NICHOLS, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

OTERO, A.; CARBALLIDO, J. L.; MORENO, A. P. (2020). The appendicular osteology of *Patagotitan mayorum* (Dinosauria, Sauropoda). *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 40, p. e1793158. DOI: 10.1080/02724634.2020.1793158.

PALACIOS-FEST, M. R.; COHEN, A. S.; ANADÓN, P. (1994). Use of ostracodes as paleoenvironmental tools in the interpretation of ancient lacustrine records. *Revista Española de Paleontología*, Madrid, v. 9, p. 145–164.

PECK, R. E. (1957). North American Mesozoic Charophyta.

PEREIRA, R.; AZERÊDO, A. C.; FEIST, M. (2010). Revision of Late Tithonian charophytes from Lisbon and Sintra-Cascais (Portugal): taxonomy, biostratigraphy and palaeobiogeographical significance. *Journal of Micropalaeontology*, v. 29, n. 1, p. 37–49.

PESSAGNO JR., E. A.; DIAS-BRITO, D. O. (1996). Silexito a radiolário do sul da Bacia Sanfranciscana, Brasil. Idade, origem, significado. In: UNESP, Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Boletim, p. 213-221.

PIRES-DOMINGUES, R. A. (2009). Paleogeografia do Alto de Paracatu: o registro geológico dos bone-beds de dinossauros da Bacia Sanfranciscana. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo.

POPOV, Y. A.; BECHLEY, G. (2007). Heteroptera: bugs. In: Martill, D. M., Bechley, G., Loveridge, R. F. (Eds.) *The Crato Fossil Beds of Brazil: Window to an Ancient World*. Cambridge University Press, p. 317–328.

POROPAT, S. F.; UPCHURCH, P.; MANNION, P. D.; HOCKNULL, S. A.; KEAR, B. P.; SLOAN, T.; SINAPIUS, G. H. K.; ELLIOTT, D. A. (2015). Revision of the sauropod dinosaur *Diamantinasaurus matildae* Hocknull et al. 2009 from the mid-Cretaceous of Australia: implications for Gondwanan titanosauriform dispersal. *Gondwana Research*, v. 27, p. 995-1033. DOI: 10.1016/j.gr.2014.03.014.

RANTZIEN, H. H. af. Morphological terminology relating to female charophyte gametangia and fructifications. *Botaniska Notiser*, v. 109, n. 2, p. 212-259, 1956.

RANTZIEN, H. H. A. Morphological types and organ-genera of Tertiary charophyte fructifications. *Acta Universitatis Stockholmiensis. Stockholm Contributions in Geology*, Stockholm, v. 6, n. 2, p. 45-197, 1959.

REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A. S. (1974). Palinologia dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil (II). *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 17, no. 4, p. 263-301, pl. 1-25.

RENAUT, R. W.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. (2010). Lakes. In: Walker, R. G., & James, N. P. (Eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p. 105-137.

RIBEIRO, A. C. et al. (2005). Revision of *Dastilbe moraesii* Silva Santos, 1955 (Ostariophysi: Chanidae), a valid species from the Areado Formation, Early Cretaceous of Brazil. In: Fourth International Meeting on Mesozoic Fishes - Systematic, Homology, and Nomenclature, Miraflores de la Sierra, p. 221–226.

RIBEIRO, A. C.; BOCKMANN, F. A.; POYATO-ARIZA, F. J. *Francischanos*, a replacement genus for *Dastilbe moraesii* Silva-Santos, 1955, from the Quiricó Formation, Lower

Cretaceous of the Sanfranciscana basin, Brazil (Ostariophysi: Gonorynchiformes). *Cretaceous Research*, v. 135, p. 105212, jul. 2022.

SALEM, B. S.; LAMANNA, M. C.; O'CONNOR, P. M.; EL-QOT, G. M.; SHAKER, F.; THABET, W. A.; EL-SAYED, S.; SALLAM, H. M. (2022). First definitive record of Abelisauridae (Theropoda: Ceratosauria) from the Cretaceous Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert of Egypt. *R Soc Open Sci*, v. 9, p. 220106. DOI: 10.1098/rsos.220106.

SANTOS, L.; GOMES; BITTENCOURT. Ocorrência de Charophyta na Formação Quiricó, Cretáceo inferior da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais, Brasil. Disponível em: <http://cbg2018anais.siteoficial.ws/resumos/8418.pdf>.

SANTOS, M. E. C. M. (1971). Um novo artrópodo da Formação Areado, Estado de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 43, 415–420.

SEER, H. J.; MORAES, L. C.; FOGACA, A. E. C. (1989). Roteiro geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranába, MG. SBG. Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, Bol. 9. 58 pp.

SCHOLLE, P. A. (1979). A color-illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and related rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 28, Tulsa, Oklahoma, 201 p.

SCORZA, F. P.; SILVA SANTOS, R. (1955). Ocorrência de folhelho fossilífero no município de Presidente Olegário, Minas Gerais. *Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral - Divisão de Geologia e Mineralogia*, v. 155, p. 1–27.

SIRE, J.Y., DONOGHUE, P.C.J., VICKARYOUS, M.K., 2009. Origin and evolution of the integumentary skeleton in non-tetrapod vertebrates. *Journal of Anatomy* 214,409e440.

SGARBI, G. N. C. (1989). Geologia da Formação Areado. Cretáceo Inferior à Média da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais. *Dissertação de Mestrado*, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

SGARBI, Geraldo N. C. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. *Brazilian Journal of Geology*, v. 21, n. 4, p. 342-354, 1991

SGARBI, G. N. C. (1997). Aspectos paleogeográficos e sedimentológicos do Mesozóico no oeste do estado de Minas Gerais. *Tese de Doutorado*, Universidade de Brasília. 224 pp.

SGARBI, G. N. C. et al. (2001). Bacia Sanfranciscana: O registro Fanerozoico da Bacia do São Francisco. In: *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*, SBG/MG, Belo Horizonte, p. 93-138.

SGARBI, P. C. B. A.; HEAMAN, L. M.; GASPARGAR, J. C. (2004). U–Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *J. S. Am. Earth Sci.* 16, 715-724.

- SGARBI, G. N. C. (2011). Sedimentação do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: o Grupo Areado. In: Soares, A. C. P. et al. (Eds.), Projeto Alto Paranaíba. CODEMIG, UFMG/CPMTC, CPRM, pp. 68–146.
- SHAIKIN, I.M. (1967) - Charophytes fossiles des sédiments du Jurassique supérieur de la dépression Dniepr-Donets; in: Algues fossiles d'U.R.S.S., Moscou Nauka; pp. 43-47.
- SMOOT J. P. & LOWENSTEIN T. K. 1991. Depositional environments of non-marine evaporites. *Developments in Sedimentology* 50, p. 189 - 347
- STEPHENSON, M. B. (1938). Miocene and Pliocene Ostracoda of the genus *Cytheridea* from Florida. *Journal of Paleontology*, 12 (2), 127-148.
- SWAIN, F. M.; BROWN, P. M. (1964). Cretaceous Ostracoda from wells in the Southeastern United States. North Carolina Department of Conservation and Development, Division of Mineral Resources Bulletin 78, 1–55.
- TIBERT, N. E. et al. (2003). Revision of the ostracode genus *Fossocytheridea* Swain and Brown 1964: Mesozoic ancestral root for the modern eurytopic *Cypride* is Jones. *Micropaleontology*, 49, 205-230.
- TOME, M. E. T. R. et al. (2022). Early Cretaceous Ostracoda (Crustacea) from south-central Araripe Basin, Brazil, with descriptions of seven new species. *ZOOTAXA (ONLINE)*, v. 5159, p. 535-557. DOI: 10.11646/ZOOTAXA.5159.4.4
- TRABELSI, K. et al. (2021). Ostracods as proxies for marginal marine to non-marine intervals in the mid-Cretaceous carbonate platform of the Central Tunisian Atlas (North Africa): Response to major short-term sea-level falls. *Cretaceous Research*, 117, 104581.
- TUCKER, M.E. (1991). "Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks". Wiley-Blackwell.
- TYSON, R. V. (1995). *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies analysis*. Chapman & Hall, London, 615 pp.
- UHLEIN, G. J.; UHLEIN, A. (2022). Late Cryogenian and late Paleozoic ice ages on the São Francisco craton, east Brazil, v. 10, 24 out.
- VIEIRA, P. L. C. R.; HORTA, R. M.; BITTENCOURT, J. (2015). Geologia da região de Lagoa dos Patos, norte de Minas Gerais, e seu potencial paleontológico. *Proceedings of the Geosudeste 2015*, p. 142.
- WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Eds.) (2010). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada.
- WILSON, J. A.; UPCHURCH, P. (2010). Redescription and reassessment of the phylogenetic affinities of *Euhelopus zdanskyi* (Dinosauria: Sauropoda) from the early Cretaceous of China. *Journal of Systematic Palaeontology*, v. 8, n. 2, p. 181-202.

ZAHER, H. et al. A complete skull of an Early Cretaceous sauropod and the evolution of advanced titanosaurs. *PlosOne*, v. 6, p. 1–10, 2011.

ZAHER, H. et al. An Early Cretaceous theropod dinosaur from Brazil sheds light on the cranial evolution of the Abelisauridae. *Comptes Rendus Palevol*, n. 6, p. 1-13, 2020.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do São Francisco. In: *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*, SBG/MG, Belo Horizonte, p. 561–571, 2001.

APÊNDICE - Artigo Submetido Na Revista De Paleontologia Brasileira

**OSTRACODES ILYOCYPRIDIDAE DA BACIA SANFRANCISCANA,
COM UM PANORAMA DAS OCORRÊNCIAS DO TÁXON NO
CRETÁCIO DAS BACIAS SEDIMENTARES BRASILEIRAS**

JHONNY NONATO SILVA 1, JONATHAS S. BITTENCOURT 2

1 Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

Avenida Presidente Antônio Carlos 6627, Pampulha, 31270-901, Belo Horizonte (MG), Brasil.

2 Laboratório de Paleontologia e Macroevolução, Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa;
Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Avenida Presidente
Antônio Carlos 6627, Pampulha, 31270-901, Belo Horizonte (MG), Brasil. jsbittencourt@ufmg.br

RESUMO – Ostracodes Ilyocyprididae são componentes comuns das faunas aquáticas do Cretáceo brasileiro, notadamente em rochas originadas em ambientes continentais ou parálicos, desempenhando um importante papel na bioestratigrafia e reconstrução paleoambiental. Com uma importante diversidade taxonômica e morfológica, espécies de *Ilyocypris*, *Neuquenocypris* e *Rhinocypris* têm sido registrados em horizontes datados do Berriasiano ao Maastrichtiano, com destaque para as bacias do Araripe e Bauru. Na Bacia Sanfranciscana, ilyocyprídeos são conhecidos das porções centrais e setentrionais da bacia, mas são aqui pela primeira vez reportados para seu limite sudoeste. Os novos espécimes aqui descritos são raros e com baixa qualidade de preservação, mas permitiram inferir possíveis afinidades com *Ilyocypris riograndensis*, do Cretáceo argentino. Análises multivariadas das distâncias morfológicas dos espécimes do Cretáceo brasileiro mostram que os *Ilyocypris* são significativamente díspares de *Neuquenocypris* e *Rhinocypris*, mas estes últimos têm alta sobreposição de morfoespaço. Os resultados obtidos, somados ao conhecimento prévio da ecologia da família, sugerem que a disparidade reflete tanto a separação taxonômica de *Ilyocypris*, quanto possíveis convergências taxonômicas ou ecomorfológicas dos demais gêneros.

Palavras-chave: Mesozoico, microfósseis, *Ilyocypris*, Formação Quiricó, paleoambiente lacustre

ABSTRACT – Ilyocyprididae ostracods are common components of the Brazilian Cretaceous aquatic faunas, notably in continental or paralic environments, playing an important role in biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction. With significant taxonomic and morphological diversity, species of *Ilyocypris*, *Neuquenocypris*, and *Rhinocypris* have been recorded in horizons dating from the Berriasian to the Maastrichtian, notably Araripe and Bauru basins. In the Sanfranciscana Basin, ilyocypridids are known from the central and northern portions of the basin, but they are reported here for the first time from its southwestern boundary. The new specimens described herein are rare and poorly preserved, but possible affinities with *Ilyocypris riograndensis* from the Argentinean Cretaceous is supported. Multivariate analyses of morphological distances among specimens from the Brazilian Cretaceous showed that *Ilyocypris* is significantly different from *Neuquenocypris* and *Rhinocypris*, but the latter two have a high overlap in morphospace. The results, combined with previous knowledge of the family's ecology, suggest that the disparity reflects both the taxonomic separation of *Ilyocypris* and possible ecomorphological or taxonomic convergences of the other genera.

Keywords: Mesozoic, microfossils, *Ilyocypris*, Quiricó Formation, lacustrine paleoenvironment

INTRODUÇÃO

Ostracodes Ilyocyprididae são componentes comuns e cosmopolitas da microfauna de ambientes aquáticos continentais contemporâneos (Karanovic & Lee, 2013; Mazzini *et al.*, 2014). Espécies dessa família já foram registradas em ecossistemas naturais ou antrópicos de água doce (maioria) ou de baixa salinidade, como lagos, lagoas, rios, córregos, planícies de inundação, áreas alagadas temporárias, canais de drenagem, poços e campos úmidos para agricultura (Delorme, 1970; De Deckker, 1981; Meisch *et al.*, 1996; Külköylüoğlu & Vinyard, 2000; Smith *et al.*, 2011; Savatnalinton, 2014; Ma & Yu, 2018; Smith *et al.*, 2019). Em ambientes de salinidade mais alta do Cenozoico, e.g. mixohalinos, carapaças de ilyocypridídeos podem ser recuperadas como componentes alóctones (Coimbra *et al.*, 2007).

Embora haja poucos trabalhos sobre o tema, espécies atuais de *Ilyocypris* podem variar quanto às preferências ambientais. Por exemplo, *I. getica* pode ser estenotérmica, ocupando faixas de temperatura entre 10–15°C (Meisch *et al.*, 1996), mas outras, como *I. monstrifica*, já foram coletadas em faixas mais altas, de 26.3–32.9°C (Savatnalinton, 2014), enquanto que *I. gibba* já foi registrada em fontes termais a 42°C (Külköylüoğlu & Vinyard, 2000). As faixas preferenciais de pH e turbidez da água também podem variar entre as diferentes espécies (Külköylüoğlu & Vinyard, 2000). Em termos de profundidade, ilyocypridídeos são muito comuns em ambientes aquáticos rasos, mas carapaças de *I. salebrosa* já foram coletadas em ambientes límnicos atuais a profundidades acima de 15m (Smith *et al.*, 2011).

O registro atual da família é da ordem de 30 espécies (Meisch *et al.*, 2019), sendo a maioria referida ao gênero *Ilyocypris*. Isso também é verdade para o seu registro fóssil, mas que conta o número de espécies acima de 200 (Karanovic & Lee, 2013), provavelmente se estendendo do Jurássico ao Quaternário (Tesakova *et al.*, 2012; Krzysińska & Namiotko, 2013). Essa grande quantidade de espécies fósseis pode estar relacionada com o problema da variação intraespecífica na morfologia das carapaças de espécies atuais (Mazzini *et al.*, 2014), cuja taxonomia e sistemática estão fortemente ligadas a partes do corpo que não se preservam, como os apêndices (Karanovic & Lee, 2013; Mazzini *et al.*, 2014). Isso impõem dificuldades em separar variantes individuais de espécies distintas. Uma das feições morfológicas mais conspícuas dos Ilyocyprididae, os tubérculos laterais (Figura 1), em geral três, desenvolve-se de acordo com as condições ambientais (Smith *et al.*, 2011). Por outro lado, o estudo multivariado do contorno da carapaça é potencialmente útil (Mazzini *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2022), mas pode apresentar limitações para o registro fóssil, em razão das distorções tafonômicas.

Em meio a essa grande diversidade taxonômica e morfológica, espécies fósseis de Ilyocyprididae têm sido registradas em diversas bacias sedimentares brasileiras, contribuindo para interpretações paleoambientais e zoneamento bioestratigráfico. Nesse contexto, a Formação Quiricó, um dos principais horizontes fossilíferos do Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana, vem ganhando importância nos últimos anos, devido à descoberta de um importante registro fóssil em áreas mais interiores do continente sul-americano durante a formação do Oceano Atlântico (Zaher *et al.*, 2011; Bittencourt *et al.*, 2015, 2022; Carvalho & Santucci, 2018; Zaher *et al.*, 2020; Carvalho & Santucci, 2021).

Com intuito de discutir um panorama sobre as ocorrências Ilyocyprididae (sensu Musacchio & Simeoni, 1991; Carignano *et al.*, 2017; Bate *et al.*, 2022) nas bacias sedimentares do Cretáceo brasileiro, são aqui apresentados uma síntese atualizada dessas ocorrências relatadas na literatura, seguida de novos registros na Bacia Sanfranciscana, e uma análise de disparidade morfológica dos espécimes figurados, mostrando os problemas e perspectivas no estudo da diversidade morfológica e registro fóssil do táxon.

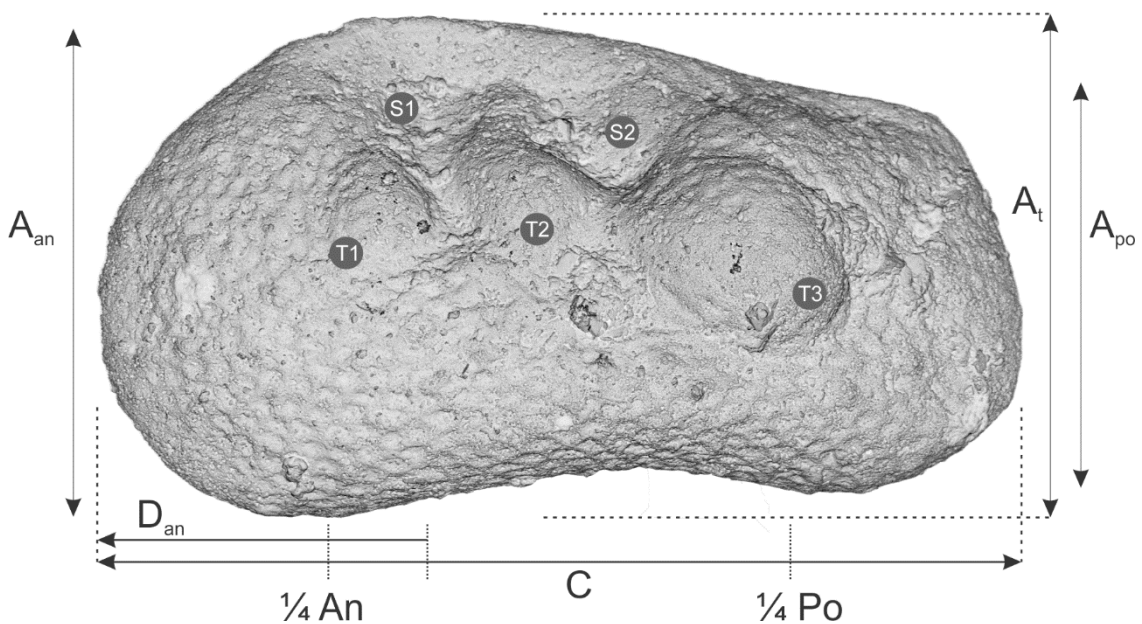


Figura 1. Ostracode *Ilyocypris* da Bacia Sanfranciscana, mostrando as feições típicas do gênero e os caracteres morfométricos empregados na análise de disparidade (Anexo 1). Abreviações: $\frac{1}{4}An$, posição do um quarto anterior do comprimento total da carapaça; $\frac{1}{4}Po$, posição do um quarto anterior do comprimento total da carapaça; A_{an} , altura da carapaça no seu quarto anterior de comprimento; A_{po} , altura da carapaça no seu quarto anterior de comprimento; A_t , altura máxima da carapaça; C , comprimento máximo da carapaça; D_{an} , distância horizontal do ponto de máxima altura da carapaça em relação à extremidade anterior; S1–S2, sulcos; T1–T3, tubérculos. Modificado de Bittencourt *et al.* (2019).

ILYOCYPRIDIDAE NO CRETÁCEO BRASILEIRO

Bacias interiores do Nordeste

Ostracodes têm sido estudados em rochas das bacias interiores do nordeste desde os anos 1970 (ver revisão de Guzmán *et al.*, 2022), e um quadro mais completo da distribuição geográfica e temporal desses organismos tem sido desenhado com adições recentes de novas espécies, ocorrências e reinterpretções de táxons descritos previamente (Tabela 1) (Tomé *et al.*, 2014, 2022; Sousa *et al.*, 2018; Santos Filho *et al.*, 2021; Guzmán *et al.*, 2022).

A Bacia do Araripe, notadamente o grupo Santana, e seus estratos correlatos em outras bacias sedimentares, tem sido objeto de estudos mais detalhados e forneceu a maior parte do conhecimento sobre o grupo na região. Sua importância como uma janela para as biotas gondwânicas do Cretáceo Inferior é consensual, embora haja diferentes interpretações quanto aos paleoambientes (Beurlen, 1971; Martill, 2007; Assine *et al.*, 2014; Custódio *et al.*, 2017; Ribeiro *et al.*, 2021; Varejão *et al.*, 2021) e idade de seus diversos estratos (Ponte & Appi, 1990; Coimbra *et al.*, 2002; Heimhofer & Hochuli, 2010; Lúcio *et al.*, 2020; Coimbra & Freire, 2021). Para este trabalho, estamos seguindo preliminarmente a hipótese de que todo o pacote do Grupo Santana está restrito Aptiano, como recentemente sugerido pela ocorrência de *Sergipea variverrucata* na Formação Romualdo (Arai & Assine, 2020), e reforçado por foraminíferos e ostracodes (Melo *et al.*, 2020). As bacias de Sousa e Igatu também têm sido estudadas do ponto de vista da fauna de ostracodes, embora ainda haja questões quanto à distribuição geográfica e temporal das espécies (Sousa *et al.*, 2018; Santos Filho *et al.*, 2021).

Ostracodes Ilyocyprididae foram descritos por Berthou *et al.* (1994), que registrou os gêneros *Ilyocypris* e *Ilyocyprimorpha* sp. na Formação Crato, sendo o último posteriormente reinterpretado como *Neuquenocypris berthoui* Colin & Dépêche (1997). Do Carmo *et al.* (2013) transferiu a espécie para o gênero *Ilyocyprimorpha*, mas Tomé *et al.* (2014) manteve a proposta de Colin & Dépêche (1997), o que foi seguido por autores que trabalharam mais recentemente com o tema (Guzmán *et al.*, 2022), e também neste trabalho. As formas que foram referidas como *Ilyocypris* sp. por Berthou *et al.* (1994) e Colin & Dépêche (1997) foram mais recentemente referidas a *Ilyocypris coimbrai* Guzmán *et al.* (2022), espécie caracterizada por uma depressão transversa na região dorsal, além de espinhos marginais e uma área intumescida alongada (“crista”) na região dorso-posterior, que modifica o contorno da carapaça e a torna diferente de outras espécies com tubérculos destacados, como *Ilyocypris riograndensis* Musacchio & Simeoni (1991), descrita a partir de rochas do Cretáceo Superior (Coniaciano-Campaniano) do Grupo Neuquén (Carignano & Varela, 2011).

Outras formas atribuídas a *Ilyocypris* sp. incluem: a) uma carapaça juvenil proveniente de estratos correlatos à Formação Crato na Bacia Jatobá (Tomé *et al.*, 2014), com tubérculos T1 e T3 na valva direita, ornamentada com pústulas abundantes, além de ângulo cardinal extremamente projetado dorsalmente; b) um espécie referido como *Ilyocypris* sp. 1 da Formação Romualdo, possivelmente juvenil, antero-posteriormente alongada, margens anterior e posterior arredondadas e sem separação conspícua da margem ventro-posterior de T3 (Antonietto, 2010); c) sete carapaças adultas e juvenis provenientes do Berriasiano-Hauteriviano da Bacia de Sousa, estado da Paraíba (Sousa *et al.*, 2018); d) algumas carapaças da Formação Romualdo (Melo *et al.*, 2020), com formato baixo e alongado, superficialmente semelhantes a alguns morfotipos provenientes da Formação Quiricó (Do Carmo *et al.*, 2004; Bittencourt *et al.*, 2022). Em todos os casos, o pequeno número de espécimes e sua preservação não excepcional impedem uma identificação mais acurada do material.

Recentemente, Santos Filho *et al.* (2021) reportaram uma peculiar associação de ostracodes da Formação Orós, Bacia Igatu, incluindo duas novas espécies possivelmente referidas ao gênero *Ilyocypris*, mostrando que a diversidade de ostracodes do Cretáceo brasileiro ainda está longe de ser satisfatoriamente conhecida. Também com base na distribuição dos ostracodes, foi assinalada uma idade de deposição bastante dilatada para seus horizontes fossilíferos, entre o Hauteriviano e Aptiano (Santos Filho *et al.*, 2021).

Os autores descreveram *Ilyocypris? arca* Santos Filho *et al.* (2021) a partir de mais de mil valvas desarticuladas, em que há pústulas, três tubérculos e dois sulcos comuns ao gênero, mas o formato da valva/carapaça é diferente da maioria das espécies da família. No entanto, o formato aproximadamente quadrangular aparece em espécies extintas não coevas do gênero, como *Ilyocypris wichmanni*, *Ilyocypris triebeli*, *Ilyocypris carrizoensis*, como descrito por Musacchio & Simeoni (1991). Isso faz com que a designação ao gênero seja a melhor hipótese com base nos dados disponíveis. Já *Ilyocypris? latanodi* Santos Filho *et al.* (2021) pode ser mais seguramente referida ao gênero, em razão das diversas semelhanças com espécies de *Ilyocypris* fósseis e recentes (Santos Filho *et al.*, 2021).

A espécie *Neuquenocypris berthou* tem sido registrada em diversas localidades das bacias do Araripe, Jatobá e Potiguar, além da Bacia Bagor, na África Central (Colin & Dépêche, 1997; Do Carmo *et al.*, 2013; Tomé *et al.*, 2014; Guzmán *et al.*, 2022). Ela é, de fato, distinta das demais espécies do gênero, notadamente no padrão de ornamentação da carapaça (Musacchio & Simeoni, 1991; Dias-Brito *et al.*, 2001). Para a Formação Crato, Guzmán *et al.* (2022) ainda menciona um registro adicional do gênero, sem atribuição específica, a partir de uma carapaça juvenil, alongada, com área cardinal e margem anteriores

fortemente arredondadas; além de duas carapaças de gênero e espécie indeterminados, atribuídas com dúvidas a Ilyocypridade pela formato da carapaça e presença de três sulcos estendendo-se da margem dorsal à altura média. A compressão transversal da margem anterior não permite descartar uma possível afinidade com Cyprideidae, no entanto mais dados são necessários para elucidar sua identificação.

Espécies do gênero *Rhinocypris*, que já haviam sido descritas para o Cretáceo da Argentina (Musacchio & Simeoni, 1991), também o têm sido nas bacias interiores do nordeste do Brasil. Tomé et al. (2014) referiu espécimes em estratos correlatos à Formação Crato a *Rhinocypris* cf. *Rhinocypris jurassica* devido ao tamanho, formato e ornamentação da carapaça; e a *Rhinocypris* aff. *Rhinocypris diadema*, apesar das diferenças marcadas em relação ao táxon da Formação Pozo D-129, Cretáceo do Grupo Chubut, Argentina (Musacchio & Simeoni, 1991; Tomé et al., 2014). Mais recentemente, carapaças coletadas na Formação Candeias, Berriasiano–Valanginiano da Bacia Tucano Norte foram atribuídas a *Rhinocypris* sp. 1 (Almeida-Lima et al., 2022).

Tabela 1 – Registro de Ilyocypridae do Cretáceo das bacias sedimentares brasileiras, incluindo unidade litoestratigráficas, idade e estado onde foi registrado.

BACIA TUCANO NORTE		
Formação Candeias	Berriasian-Valanginian	Bahia
<i>Rhinocypris</i> sp. 1	Almeida-Lima et al. (2022)	
BACIA DO RECÔNCAVO		
Não especificado	Valanginiano- Berriasiano	Bahia
<i>Ilyocypris</i> sp.	Krömmelbein (1962); Bate et al. (2022)	
BACIA DE SOUSA		
Formação Sousa	Hauteriviano	Paraíba
<i>Ilyocypris</i> sp. 1	Sousa et al. (2018)	
BACIA IGATU		
Formação Orós	Hauteriviano-Aptiano	Pernambuco
<i>Ilyocypris?</i> <i>arca</i>		
<i>Ilyocypris?</i> <i>latanodi</i>	Santos Filho et al. (2021)	
<i>Rhinocypris?</i> <i>ericus</i>		

BACIA SANFRANCISCANA

Formação Quiricó	(Valanginiano? Hauteriviano?) Barremiano-Aptiano	Minas Gerais
<i>Ilyocypris</i> sp. 1	Do Carmo <i>et al.</i> (2013)	
<i>Ilyocypris</i>	Bittencourt <i>et al.</i> (2019)	
<i>Ilyocypris</i> aff. <i>riograndensis</i>	Este trabalho	
<i>Neuquenocypris (P.) antiqua</i>	Leite <i>et al.</i> (2018); Leite and Do Carmo (2021)	

BACIA ARARIPE

Formação Crato	Aptiano Superior	Ceará, Pernambuco
<i>Neuquenocypris berthoui</i>	Berthou <i>et al.</i> (1994); Colin and Dépêche (1997); Guzmán <i>et al.</i> (2022)	
<i>Neuquenocypris</i> sp.		
<i>Ilyocypris coimbrai</i>	Guzmán <i>et al.</i> (2022)	
Ilyocyprididae indet.		
<i>Rhinocypris spinata</i>		

Formação Ipubi	Aptiano Superior	Ceará
<i>Ilyocypris coimbrai</i>	Guzmán <i>et al.</i> (2022)	
<i>Rhinocypris spinata</i>		

Formação Romualdo	Aptiano Superior	Ceará
<i>Ilyocypris</i> sp.	Melo <i>et al.</i> (2020)	
<i>Ilyocypris</i> sp. 1	Antonietto (2010)	

BACIA JATOBÁ

Formação Crato (correlato)	Aptiano Superior	Pernambuco
<i>Neuquenocypris berthoui</i>		
<i>Ilyocypris</i> sp.	Tomé <i>et al.</i> (2014)	
<i>Rhinocypris</i> cf. <i>R. jurassica</i>		
<i>Rhinocypris</i> aff. <i>R. diademae</i>		

BACIA POTIGUAR

Formação Alagamar	Aptiano	Rio Grande do Norte
<i>Neuquenocypris (=Ilyocyprim.) berthoui</i>	Do Carmo <i>et al.</i> (2013)	
<i>Ilyocypris?</i> sp.		

BACIA BAURU

Formação Araçatuba	Coniaciano	São Paulo
<i>Ilyocypris riograndensis</i>	Gobbo <i>et al.</i> (1999a); Gobbo and Bertini (2023)	
<i>Ilyocypris argentiniensis</i>		

Formação Adamantina	Coniaciano-Campaniano	São Paulo
<i>Ilyocypris riograndensis</i>	Gobbo <i>et al.</i> (1999a); Gobbo and Bertini (2023)	
<i>Ilyocypris argentinensis</i>		
<hr/>		
<i>Ilyocypris</i> cf. <i>wichmanni</i> (= <i>I. triebeli</i> ?)		
<i>Ilyocypris</i> cf. <i>riograndensis</i>		
<i>Ilyocypris bauruensis bauruensis</i>	Dias-Brito <i>et al.</i> (2001)	
<i>Ilyocypris bauruensis rectidorsata</i>		
<i>Neuquenocypris</i> (<i>N.</i>) <i>soaresi</i>		

Formação Marília	Maastrichtiano	Minas Gerais
<i>Neuquenocypris tenuipunctata</i>		
<i>Ilyocypris argentinensis</i>	Gobbo and Bertini (2023)	
<i>Ilyocypris triebeli</i>		
<hr/>		
<i>Ilyocypris setembrinopetrii</i>		
<i>Neuquenocypris</i> (<i>N.</i>) <i>minor mineira</i>	Dias-Brito <i>et al.</i> (2001)	
<i>Ilyocypris</i> sp. 1		

BACIA DE SANTOS

Formação não especificada	Santoniano-Campaniano	Região costeira de São Paulo-Rio de Janeiro
<i>Ilyocypris wichmanni</i>	Musacchio (2000)	
<hr/>		
<i>Ilyocypris</i> sp. 1		
<i>Ilyocypris</i> sp. 2	Fauth <i>et al.</i> (2012)	
<i>Ilyocypris</i> sp. 3		

(*P.*), *Protoneuquenocypris*; (*N.*), *Neuquenocypris*; *Ilyocyprim.*, *Ilyocyprimorpha*.

Bacia Bauru

A fauna de ostracodes da Bacia Bauru (Tabela 1) é conhecida de dezenas de localidades amostradas no estado de São Paulo, e apenas duas no Triângulo Mineiro (Dias-Brito *et al.*, 1998; Gobbo *et al.*, 1999a; Gobbo *et al.*, 1999b; Dias-Brito *et al.*, 2001; Dias-Brito *et al.*, 2002). O cenário atual mostra, pela descontinuidade dos pontos de coleta, que a distribuição horizontal desses microfósseis, senão também sua paleodiversidade, ainda é pouco conhecida. Segundo os autores citados anteriormente, os ostracodes estão basicamente distribuídos nas fácies fluvio-lacustres das formações Araçatuba, Adamantina e Marília, apesar do fato de que os diferentes grupos de trabalho que descreveram os ostracodes utilizaram distintas propostas de nomenclatura litoestratigráfica para a Bacia Bauru. Somando-se ao fato de que as unidades do Grupo Bauru têm uma complexa história nomenclatural (Soares *et al.*, 1980; Fernandes & Coimbra, 1996; Fulfaro & Perinotto, 1996; Fernandes & Coimbra, 2000; Batezelli *et al.*,

2003; Fernandes, 2004; Paula E Silva *et al.*, 2009; Basilici *et al.*, 2012; Menegazzo *et al.*, 2016; Pinheiro *et al.*, 2018; Soares *et al.*, 2021), o conhecimento atual sugere que a distribuição vertical de ostracodes na bacia também precisa ser mais bem conhecida.

Com base na fauna de ostracodes, diversos autores sugeriram o intervalo Turoniano-Santoniano para deposição da Formação Adamantina e Maastrichtiano para a Formação Marília (Dias-Brito *et al.*, 2001), sendo a primeira dividida em duas associações de ostracodes e carófitas que indicariam os intervalos Turoniano-Coniciano e Coniaciano-Santoniano (Dias-Brito *et al.*, 2002). Essa proposta de uma idade mais antiga (i.e., Turoniano) para o início da deposição da Formação Adamantina tem sido seguida ou mencionada em trabalhos que não lidam diretamente com a biocronologia do Grupo Bauru (Candeiro *et al.*, 2006; Azevedo *et al.*, 2007; Iori & Carvalho, 2011; Tavares *et al.*, 2015; Brum *et al.*, 2016). No entanto, essa proposta não é universalmente aceita, devido à interpretação do intervalo de ocorrência de ostracodes como sendo Campaniano-Maastrichtiano (Gobbo *et al.*, 1999b; Gobbo *et al.*, 1999a; Gobbo & Bertini, 2023) e à presença de dinossauros Aeolosaurini, que sugerem uma idade mínima de deposição no Santoniano ou Campaniano (Santucci & Bertini, 2001; Silva Junior *et al.*, 2022). Uma recente datação radiométrica U-Pb em zircão detrítico em rochas da Formação Adamantina sugeriu uma idade máxima de $87,78 \pm 0,12$ milhões de anos (Castro *et al.*, 2018), indicando deposição minimamente pós-turoniana.

O gênero *Ilyocypris* tem sido reportado no oeste do estado de São Paulo desde a década de 1980 (Macedo, 1987, espécimes não figurados), mas apenas um estudo mais detalhado sobre os ostracodes da Bacia Bauru foi publicado até então (Dias-Brito *et al.*, 2001). Gobbo-Rodrigues *et al.* (1999a) registraram *Ilyocypris riograndensis* e *Ilyocypris argentinensis* para a Formação Araçatuba, correlacionado esses estratos com os do Campaniano-Maastrichtiano da Bacia Neuquén, Argentina. Mais recentemente, a ocorrência dessas espécies foi confirmada para as formações Araçatuba e Adamantina, com base em novos materiais (Gobbo & Bertini, 2023).

Num trabalho mais abrangente, Dias-Brito *et al.* (2001) descreveram *Ilyocypris bauruensis*, que foi separada em duas subespécies, *Ilyocypris bauruensis bauruensis* e *Ilyocypris bauruensis rectidorsata* (anteriormente referida a *Ilyocypris argentinensis* por Gobbo-Rodrigues *et al.*, 1999a), e *Neuquenocypris soaresi*. Além desses táxons, foram também reportadas as espécies *Ilyocypris cf. wichmanni* e *Ilyocypris cf. riograndensis*, sendo esta última a espécie mais abundante e geograficamente distribuída entre todas as formas amostradas (Dias-Brito *et al.*, 2001). Além dessas ocorrências, provenientes da Formação Adamantina, as duas localidades prospectadas da Formação Marília (Membro Ponte Alta), no

Triângulo Mineiro, forneceram *Ilyocypris setembrinopetrii*, *Ilyocypris* sp. 1 e *Neuquenocypris minor mineira* (Dias-Brito *et al.*, 2001). Mais recentemente, Gobbo & Bertini (2023) sinomizaram *Ilyocypris bauruensis*, incluindo suas subespécies e morfotipos, com *Ilyocypris argentiniensis*; adotaram a supressão de subgênero e subespécie de *Neuquenocypris* (*Neuquenocypris*) *minor mineira*. No entanto, não foi apresentada uma revisão morfológica dos táxons. Como foge ao escopo deste trabalho uma revisão taxonômica dos Ilyocyprididae da Bacia Bauru, a discussão apresentada abaixo será baseada nos nomes originalmente propostos.

A espécie *Ilyocypris bauruensis bauruensis* foi baseada em dois espécimes-tipos da região de Ibirá (SP) e mais de 150 carapaças referidas. No entanto, as imagens publicadas pelos autores mostram o holótipo pobremente preservado, com escavações na carapaça que sugerem deformação ou perda pós-deposicional de material, notadamente na região dos tubérculos e sulcos, fundamentais para diagnosticar o táxon (Dias-Brito *et al.*, 2001, estampa III, figs 5–6). A carapaça de *Ilyocypris bauruensis rectidorsata* tem formato e tamanho similar à da outra subespécie, e suas diferenças podem ser atribuídas a processos tafonômicos. Nesse sentido, evidências para separação em duas subespécies são escassas.

As carapaças referidas a *Ilyocypris bauruensis rectidorsata* estão melhor preservadas, mas suas características diagnósticas são generalizadas (Dias-Brito *et al.*, 2001), isto é, semelhante a outras espécies de *Ilyocypris*, sendo relevantes mais para a separação de morfotipos locais do que entre espécies do gênero. Uma das carapaças atribuídas à subespécie *Ilyocypris bauruensis rectidorsata* apresenta definição pouco marcada das margens posterior e ventral de T3 (Dias-Brito *et al.*, 2001, estampa III, fig 1), o que a difere marcadamente de *Ilyocypris riograndensis*, mas a aproxima de *Ilyocypris argentiniensis*, como sugerido para *Ilyocypris bauruensis* (morfotipo 1) (Dias-Brito *et al.*, 2001). No entanto, o holótipo de *Ilyocypris bauruensis rectidorsata*, conforme figurado pelos autores (Dias-Brito *et al.*, 2001, estampa III, fig 2), é também semelhante a *Ilyocypris riograndensis* em tamanho, contorno da carapaça e morfologia dos tubérculos. Isso também é verdadeiro para o material atribuído a *Ilyocypris* cf. *riograndensis* por Dias-Brito *et al.* (2001), em que as semelhanças com a espécie-tipo da Bacia Neuquén são conspícuas, notadamente em relação às formas provenientes das formações Plottier e Bajo dela Carpa (Carignano & Varela, 2011), não necessitando nomenclatura aberta.

No caso de *Ilyocypris* cf. *wichmanni*, a identificação do táxon da Formação Anacleto na Bacia Bauru (Dias-Brito *et al.*, 2001) baseou-se na presença de um arco lobular curvado em direção ventral na região dorso-posterior, contínuo com T3, que é diagnóstico da espécie

argentina (Musacchio & Simeoni, 1991). Essa característica é menos marcada na forma brasileira, mas isso pode ser resultado de variação individual ou regional do mesmo táxon.

Gobbo e Bertini (2023) seguiram a proposição da tese de A.P. Carignano de sinonimizar *Ilyocypris wichmanni* com *Ilyocypris triebeli*, do Maastrichtiano da Formação Allen, Argentina, mas mantiveram designações distintas nas imagens publicadas no trabalho em que as registra para o Grupo Bauru (Gobbo & Bertini, 2023, fig 2 F–G). O espécime figurado de *Ilyocypris triebeli* apresenta semelhanças com a espécie-tipo argentina, como os ângulos cardinais e tubérculos pouco definidos na valva direita (Gobbo & Bertini, 2023, fig 2 F). Já o material atribuído a *Ilyocypris wichmanni*, que ocorre tanto na Formação Adamantina quanto Marília (Gobbo & Bertini, 2023), tem carapaça relativamente alta e curta, três tubérculos dorsais bem separados entre si na valva esquerda, sendo T3 arredondado e projetado dorsalmente acima do limite dorsal da margem dorsal da carapaça, e com dois tubérculos ventrais (anterior maior que o posterior) separados por uma escavação arredondada (Gobbo & Bertini, 2023, fig 2 G). Esse espécime é semelhante tem afinidade com a carapaça atribuída a *Ilyocypris* sp. 1 juvenil por Dias-Brito et al. (2001). Ambos, no entanto, não apresentam o arco lobado na porção posterior da carapaça, que caracteriza a espécie *Ilyocypris wichmanni*, conforme descrito por Musacchio e Simeoni (1991). Tais peculiaridades, no entanto, sugerem que os espécimes pertencem a um ou mais táxons distintos.

A espécie *Ilyocypris setembrinopetrii* foi baseada em poucos espécimes (Dias-Brito et al., 2001), com preservação longe de excepcional. Algumas características diagnósticas da espécie, como o contorno elipsoidal e as margens dorsal e ventral côncavas (Dias-Brito et al., 2002), são distintas de táxons congêneres, mas não está claro se esses caracteres se devem a distorções tafonômicas ou se é a morfologia original. Outras feições diagnósticas como a bem-marcada compressão lateral, a margem extracardinal comprimida, além dos tubérculos inconspícuos, são observadas em outras espécies do gênero *Neuquenocypris*.

Apesar de ser comum no gênero (Musacchio & Simeoni, 1991), as carapaças de *Neuquenocypris (Neuquenocypris) soaresi* se destacam na assembleia de ostracodes da Formação Adamantina pela abundante ornamentação na forma de espinhos mamilares e espinhos diminutos, distribuídos desigualmente nas regiões dorsal e ventral das valvas, respectivamente (Dias-Brito et al., 2001). Apesar dessa importância para a taxonomia local, os caracteres diagnósticos da espécie estão presentes em outras do mesmo gênero (Musacchio & Simeoni, 1991). Já *Neuquenocypris minor mineira* guarda semelhanças bem-marcadas com a espécie-tipo do Maastrichtiano da Formação Allen (Musacchio & Simeoni, 1991), incluindo

o contorno geral da carapaça, os ângulos cardinais, as margens extracardinais e a morfologia dos tubérculos.

A espécie *Neuquenocypris tenuipunctata*, originalmente descrita a partir de espécimes da Formação Allen, foi mencionada para a Formação Marília (Gobbo & Bertini, 2023), mas nenhuma descrição ou imagem foi publicada até então.

Bacias marginais

Por serem mais comuns em ambientes límnicos de água doce, representantes de Ilyocyprididae são menos comuns em contextos deposicionais transicionais ou marinhos. A família é conhecida de estratos do Cretáceo Inferior (Valanginiano–Berriasiano) da Bacia do Recôncavo (Tabela 1), a partir do material atribuído a *Ilyocypris* sp. (Krömmelbein, 1962). A carapaça é relativamente curta, com regiões cardinais e margens anterior e posterior arredondadas, valva esquerda sobrepondo-se parcialmente à direita, tubérculos ($T3 > T1 > T2$) e sulcos pouco marcados, T3 contínuo com a superfície posterior das valvas (Bate *et al.*, 2022). A designação a alguma das espécies conhecidas do Cretáceo do Brasil é dificultada pela escassez de dados de variação do material.

Registros adicionais são provenientes do Aptiano da Formação Alagamar, Bacia Potiguar, com os espécimes atribuídos a *Neuquenocypris* (= *Ilyocyprimorpha*) *berthoui* e *Ilyocypris?* (Do Carmo *et al.*, 2013). O primeiro é, de fato, semelhante à espécie-tipo da Formação Crato, mas o segundo inclui uma carapaça sem evidência clara de tubérculos, ângulo cardinal anterior projetado dorsalmente e próximo do comprimento médio, região cardinal posterior indistinta e continua com a margem posterior, significativamente mais baixa que a anterior (Do Carmo *et al.*, 2013), e provavelmente representa um táxon distinto.

Para o Cretáceo Superior do Brasil, vários autores têm mencionado a ocorrência de diferentes espécies de *Ilyocypris*, incluindo *Ilyocypris wichmanni*, em ambientes proximais originados no contexto da Bacia de Santos, em intervalos correspondentes ao Santoniano–Campaniano (Musacchio, 2000; Bergue *et al.*, 2011; Fauth *et al.*, 2012). No entanto, os espécimes não foram descritos e imagens não foram fornecidas, impedindo uma avaliação detalhada dessas ocorrências.

Bacia Sanfranciscana

Os ostracodes da Formação Quiricó, juntamente com palinomorfos, serviram de base para estabelecer a idade de deposição no Barremiano–Aptiano (Lima, 1979; Arai *et al.*, 1995; Do

Carmo *et al.*, 2004). Pelo menos uma espécie de ostracode da região de João Pinheiro, *Cypridea hystrix*, embasou uma possível idade valanginiana e hauteriviana para os níveis inferiores da Formação Quiricó (Leite *et al.*, 2018), proposta que foi utilizado por outros autores (Fragoso *et al.*, 2019; Bittencourt *et al.*, 2020). Apesar de as hipóteses de Leite *et al.* (2018) terem sido mantidas num trabalho mais recente sobre o tema (Leite & Do Carmo, 2021), a identificação de ostracodes *Cypridea* da Bacia Sanfranciscana e a existência de horizontes estratigráficos do Valanginiano/Hauteriviano na Formação Quiricó têm sido criticados (Coimbra, 2020, 2023). No entanto, atribuições taxonômicas alternativas não foram propostas, deixando a questão em aberto.

Do Carmo *et al.* (2004) relatou a ocorrência do gênero *Ilyocypris* na região de João Pinheiro, norte de Minas Gerais, em afloramento da Formação Quiricó, Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana (Tabela 1, Figura 2). O material foi referido como *Ilyocypris* sp. 1, e o espécime figurado mostra a morfologia típica do gênero (Do Carmo *et al.*, 2004, fig 4, imagem 6): tubérculos e sulcos laterais, metade anterior da carapaça mais alta que a posterior, margem ventral com perfil côncavo, margem dorsal inclinada posteriormente a partir da região cardinal anterior, ornamentação reticulada. No entanto, essa mesma carapaça mostra perda de material nas regiões marginais (Do Carmo *et al.*, 2004), impedindo uma avaliação mais completa do seu contorno e da morfologia das regiões ventral e dorsal. O trabalho mais detalhado de Leite *et al.* (2018), produzido a partir de material coletado em localidades próximas a de do Carmo *et al.* (2004) (Figura 2), não registrou a presença do gênero na Formação Quiricó, mas revelou a ocorrência de *Neuquenocypris* (*Protoneuquenocypris*) *antiqua*, originalmente descrita a partir da Formação Pozo D-129, Cretáceo Inferior do Grupo Chubut, Argentina (Musacchio & Simeoni, 1991). Apesar de o material figurado da Bacia Sanfranciscana estar em condições de preservação inferiores ao do material argentino, o que é atestado pela quebra da margens dorsal posterior e ventral (Leite *et al.*, 2018, fig 5, imagens 17–19), as semelhanças entre os táxons são bem marcadas e incluem T1 e T3 inconspícuos, T2 ausente, presença de fileiras antero-posteriores de espinhos mamilares e tubérculos, além de papilas na margem anterior.

Bittencourt *et al.* (2019) relatou de forma preliminar uma grande abundância de ostracodes do gênero *Ilyocypris*, em associação com o gênero *Fossocytheridea*, em camadas do Grupo Areado na região de Coração de Jesus e Lagoa dos Patos, norte de Minas Gerais (Figuras 1–3). Os autores descreveram dois morfotipos, que basicamente se diferenciavam no desenho do ângulo cardinal anterior e da margem posterior, podendo representar diferentes espécies ou dimorfismo sexual. Semelhanças entre o material de *Ilyocypris* do norte de Minas

Gerais com *Ilyocypris riograndensis* e *Ilyocypris bauruensis rectidorsata* foram mencionadas pelos autores, mas sem atribuição taxonômica em nível de espécies. Bittencourt et al. (2019) também afirmaram que não atribuiriam o material a *Ilyocypris riograndensis* devido à diferença na orientação de T3 nesses materiais. No entanto, outros espécimes atribuídos a essa espécie tem morfologia de T3 similar ao do material de *Ilyocypris* do norte de Minas Gerais (Carignano & Varela, 2011; Gobbo & Bertini, 2023), de maneira que a atribuição àquela espécie não pode ser descartada.

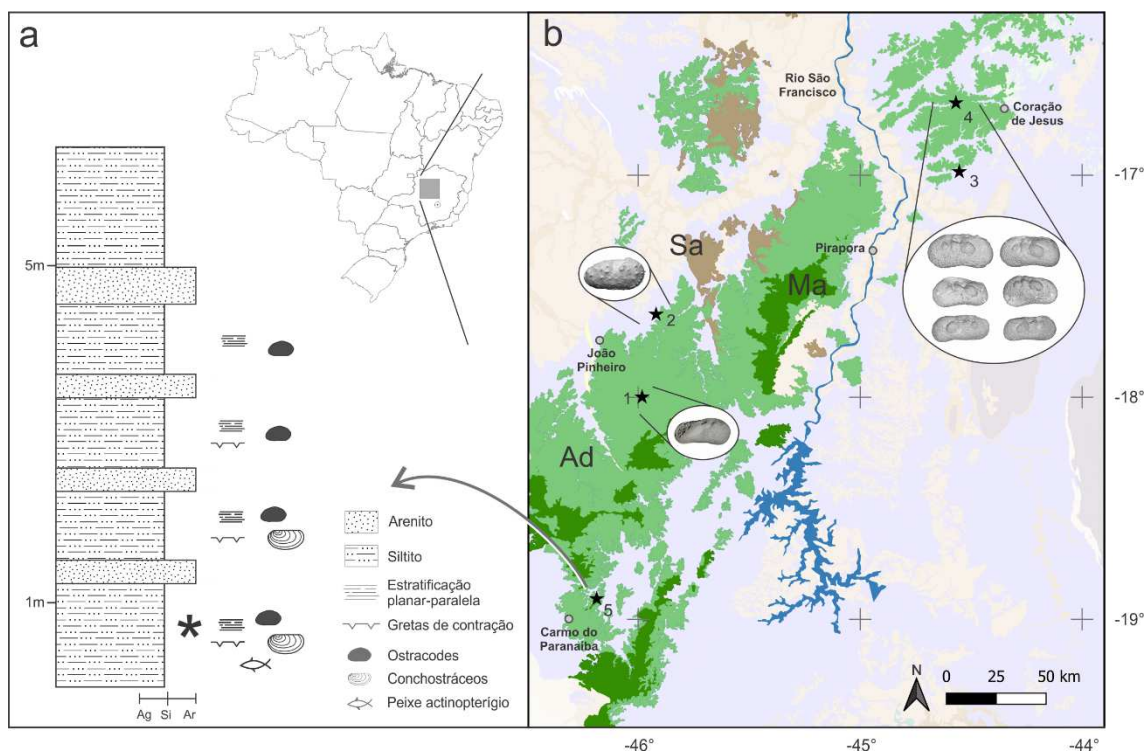


Figura 2. Perfil sedimentar da localidade prospectada neste trabalho e mapa das localidades da Bacia Sanfranciscana com registros de Ilyocypridae. Localidades registrada por: 1 (aproximada) - Do Carmo *et al.* (2004); 2 - Leite *et al.* (2018); Leite and Do Carmo (2021); 3 e 4 - Bittencourt *et al.* (2019); 5 – este trabalho. Imagens dos ostracodes foram modificadas das respectivas fontes. Ad – Grupo Areado; Ma - Grupo Mata da Corda; Sa – Grupo Santa Fé. O asterisco no perfil indica o nível de ocorrência dos Ilyocypridae aqui descritos. Mapa modificado de CPRM/CODEMIG (2014).

Para este trabalho, novas coletas foram realizadas na região de Carmo do Paranaíba (Figura 2). O principal ponto fossilífero prospectado está localizado às margens da rodovia MG-743, a cerca de 20 Km da sede municipal citada anteriormente. O pacote estratigráfico corresponde a uma exposição de rochas de origem lacustre (*playa lake*) da Formação Quiricó (Seer *et al.*, 1989; Uhlein *et al.*, 2011; Bittencourt *et al.*, 2022), composta por siltito avermelhado ou esverdeado, maciços ou com laminação planar-paralela e níveis subordinados de argilitos. A cimentação dos pelitos é carbonática, com gretas de ressecamento abundantes e intercalações centimétricas de arenito. Em termos de fósseis macroscópicos, tais camadas

contêm carapaças pobremente preservadas de *Platyestheria*, um conchostráceo comum em outros afloramentos da Formação Quiricó (Cardoso, 1971; Bittencourt *et al.*, 2022), e raros restos de peixes actinoptérgios, que são melhor conhecidos dos folhelhos orgânicos da mesma formação (Bittencourt *et al.*, 2015). Regionalmente, a sequência descrita acima está sobreposta por camadas de arenito fino a médio, com estratificações cruzadas, referidas à Formação Três Barras, e cobertura de solo avermelhado, provavelmente derivado do intemperismo de rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda (Uhlein *et al.*, 2011).

Amostras de 60g de diversos níveis pelíticos da seção foram desagregados com solução de peróxido de hidrogênio a 35%, sendo posteriormente peneirados sob água corrente em malhas de 1mm, 250µm, 150µm e 90µm. O material seco de cada malha foi triado sob estereomicroscópio, e os ostracodes foram então armazenados em lâminas Plummer e integrados ao acervo de fósseis do Instituto de Geociências da UFMG (IGC-P).

Como foge aos objetivos deste trabalho, o relato detalhado dos ostracodes coletados em vários níveis não será aqui apresentado. É suficiente dizer que os espécimes recuperados em diversos níveis podem ser referidos a táxons previamente descritos para a região (Do Carmo *et al.*, 2013; Bittencourt *et al.*, 2022), como *Brasacypris*, *Pattersoncypris* e *Alicenula*. No entanto, as carapaças são frequentemente mal preservadas, com extrema compressão transversal ou dorso-ventral, além de feições de desgaste ou dissolução, que podem ter sido também resultado de exposição subaérea.

Nesse contexto, em apenas um dos níveis pelíticos da base da sequência foram coletadas três carapaças incompletas e mal preservadas de Ilyocyprididae (Figura 3).

A carapaça IGC-P 0390-1 é baixa e alongada, em formato elíptico, com evidência de perda pós-deposicional na região dorsal e na área dos sulcos (Figura 3A). VE é maior que VD nas regiões dorsal, anterior e posterior, cujas interseções são equicurvadas, margem ventral quase reta, dorsal ligeiramente inclinada e retilínea. Os tubérculos são evidentes e o sulco posterior (separando T2 de T3) é particularmente profundo. A porção ventro-posterior de T3 é contínua com a superfície da carapaça e há evidência de pequenos nódulos marginais, mas a preservação pobre não permite inferir se são ornamentações ou artefato tafonômico. Esta carapaça pode ser referida a *Ilyocypris* sp. com base nas características descritas, embora haja grande variação dentro das ocorrências cretácicas do gênero, que precisam ser mais bem estudadas.

Já IGC-P 0390-2 é mais alta e curta que a anteriormente descrita (Figura 3B), mas também apresenta feições profundas do sulco posterior e pouca separação entre a região ventro-posterior de T3 e a parede da carapaça (a separação de T3 na figura é devida à perda

tafonômica de material da carapaça). No entanto, sua superfície está com melhor qualidade de preservação em relação a IGC-P 0390-2, mostrando-se recoberta de pequenos nódulos uniformes nas partes centrais e marginais, característica típica, embora não exclusiva, do gênero *Rhinocypris* (Anderson, 1940; Musacchio & Simeoni, 1991; Wang *et al.*, 2016; Tomé *et al.*, 2022). Sua margem ventral é mais côncava, notadamente em VE, a margem dorso posterior é infracurvada e há diferença significativa na altura da carapaça entre as regiões cardinais anterior e posterior, o que a assemelha mais a *Ilyocypris*. Na ausência de caracteres diagnósticos mais claros, esta carapaça será referida como Ilyocyprididae indeterminado.

O último morfotipo é de uma carapaça (IGC-P 0390-3) com perda de material nas regiões dorsal, ventral e anterior (Figura 3C). É possível inferior formato subquadrangular, com margem dorsal inclinada e retilínea; ângulo cardinal posterior conspícuo e com a margem infracurvada; ornamentação reticulada, com pequenos espinhos marginais. Valva esquerda maior que a direita, com sobreposição clara nas margem antero-dorsal e pósterodorsal; presença de três tubérculos bem-marcados e separados por dois sulcos estreitos na borda anterior dos tubérculos 1 e 3, e mais largos na porção dorsal. T1 elíptico, com eixo maior orientado dorso-ventralmente; T2 alongado, com uma dobra dorsal formando um segmento de orientação posterior; T3 elíptico, bem destacado da superfície lateral das valvas e inclinado no seu eixo mais longo em relação ao plano antero-posterior da carapaça.

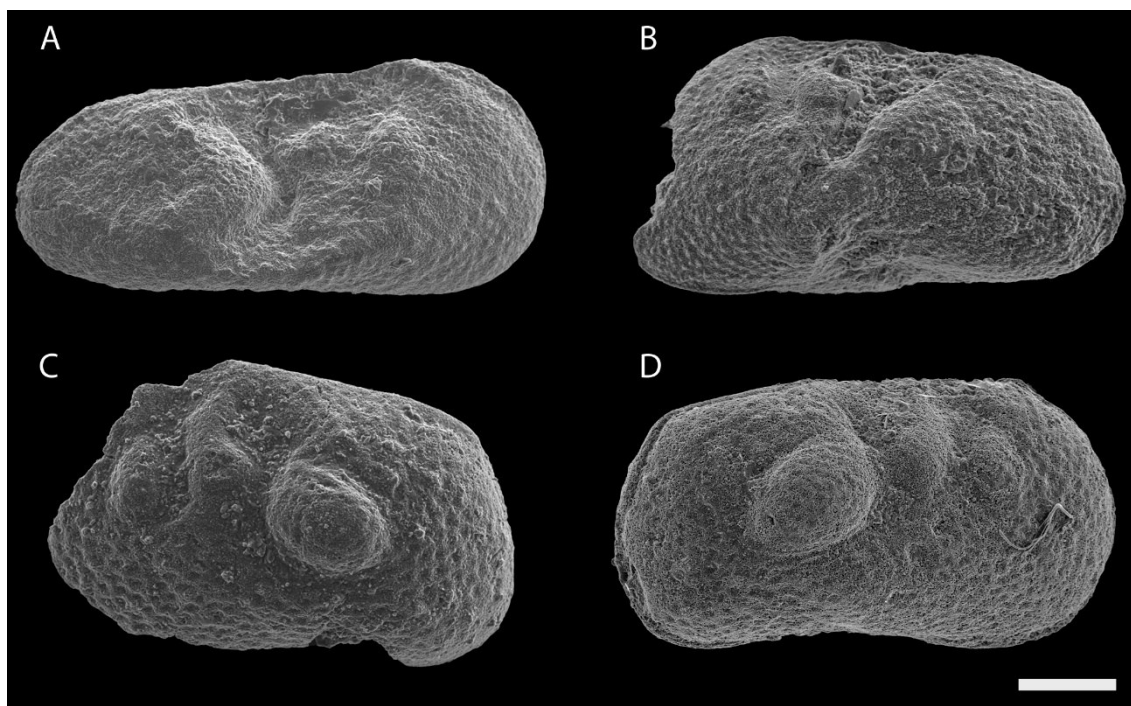


Figura 3. Ilyocyprididae coletados em Carmo do Paranaíba (MG). A) Carapaça em vista direita (IGC-P 0390-1, Bittencourt *et al.*, 2022); B) Carapaça em vista esquerda (IGC-P 0390-2); C) Valva esquerda em vista lateral (IGC-P 0390-3); D) Carapaça de *Ilyocypris*, em vista direita, da região de Lagoa dos Patos, norte de Minas Gerais. Escala: 100µm.

O espécime carapaça IGC-P 0390-3 tem semelhanças claras com *Ilyocypris* descritos anteriormente para a Bacia Sanfranciscana (Figura 1, 3D; Bittencourt *et al.*, 2019) e com *Ilyocypris riograndensis*, incluindo o formato e morfologia externa da carapaça, notadamente o desenho de T2 (Musacchio & Simeoni, 1991). Com relação às demais espécies de *Ilyocypris* do Cretáceo sul-americano, há diferenças morfológicas fundamentais. Notadamente em relação às bacias interiores do nordeste brasileiro, com as quais há possibilidade mais direta de correlação pela ocorrência comum de táxons (Bittencourt *et al.*, 2015), os espécimes aqui descritos da Formação Quiricó não podem ser referidos a 1) *Ilyocypris coimbrai* pela ausência das “cristas” dorso-posteriores; 2) *Ilyocypris arca*, pelo formato significativamente distinto da carapaça; 3) *Ilyocypris latanodi*, pela morfologia da margem posterior da carapaça e dos tubérculos. A carapaça de João Pinheiro registrada por Do Carmo *et al.* (2004) é diferente das aqui descritas, mas não está claro se isso corresponde a diferenças interespecíficas ou tafonômicas. Com base nas discussões acima, IGC-P 0390-3 pode ser referido a *Ilyocypris* aff. *I. riograndensis*, pendendo uma revisão da espécie-tipo que forneça informações mais detalhadas sobre a morfologia e variação topotípica das carapaças.

DISPARIDADE MORFOLÓGICA

Com objetivo de analisar a disparidade morfológica das carapaças de Ilyocyprididae registradas no Cretáceo brasileiro, foi criada uma matriz de dados morfológicos (apen I), a partir da concepção de Mazzini *et al.* (2014), mas modificada para abarcar as diferenças mais marcantes entre carapaças das espécies aqui em estudo. Foram selecionados três caracteres morfométricos, que foram discretizados com base na quantidade de desvios padrões cada carapaça divergia da média amostrada, mais 15 caracteres morfológicos discutidos acima ou selecionados com base nas descrições apresentadas pelos autores dos registros. Foram incluídos os espécimes figurados nas publicações de referência, com exceção dos que, pela preservação ou registro fotográfico insuficientes, não permitiam analisar acuradamente os caracteres selecionados. Infelizmente, essa abordagem exclui da análise de disparidade as carapaças aqui descritas. Algumas espécies da Argentina, com representação no Cretáceo do

Brasil, foram incluídas para fins de comparação. A codificação da informação foi feita com base na literatura.

Cabe ressaltar que os caracteres aqui analisados não representam de maneira exaustiva a variação morfológica dos espécimes, tampouco tem objetivo de refletir a filogenia. Uma das limitações que se impõem a este estudo está relacionada com as imagens fornecidas pelos autores, que frequentemente impedem análises exatas. Portanto, deve-se considerar este estudo como exploratório.

A partir da matriz de caracteres discretos, foi construída uma matriz de distâncias morfológicas com o método MORD (Maximum Observable Rescaled Distance, Lloyd, 2016), que foi, em seguida, ordenada por coordenadas principais (PCoA) e sujeita a uma análise de *cluster* por *Neighbour joining*. Embora a distância MORD tenha sido desenvolvida para matrizes cladísticas, não parece haver impedimento técnico para aplicação em matrizes de similaridade, desde que os caracteres contínuos sejam categorizados (Lloyd, 2016). Os espécimes foram agrupados em gêneros, e os testes estatísticos foram feitos por PERMANOVA. As análises foram feitas no pacote Claddis para R (MORD, PCoA, Lloyd, 2016) e no programa PAST (cluster, gráficos, Hammer *et al.*, 2001).

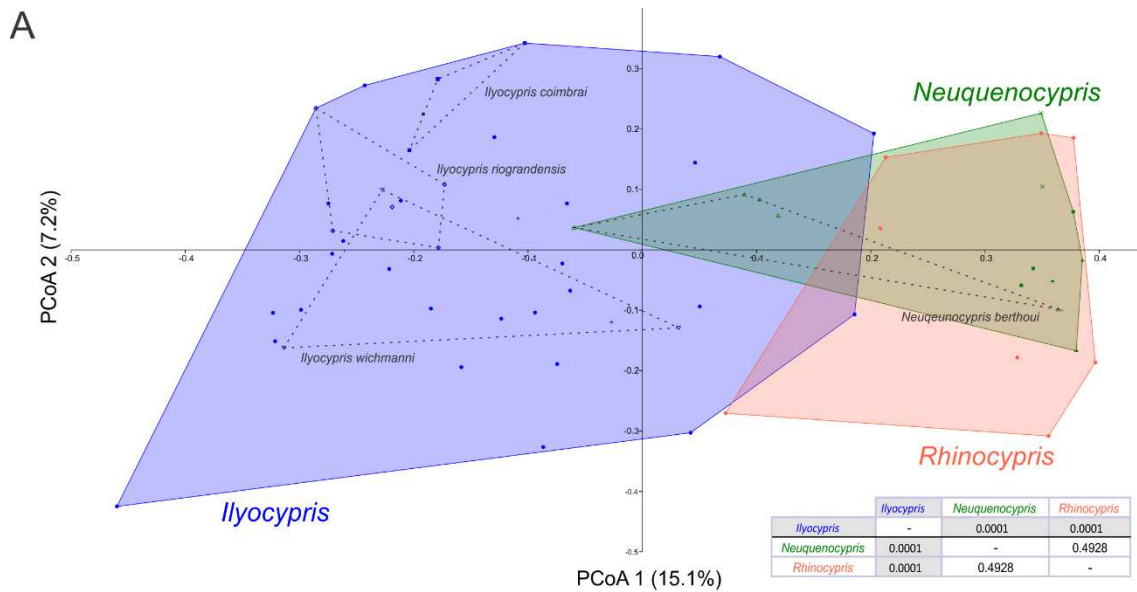


Figura 4. Resultado das análises de disparidade morfológica por: A) PCoA, mostrando gráfico com as coordenadas principais 1 e 2, polígonos convexos agrupando gêneros (coloridos) e espécies representadas por mais de dois espécimes (linhas tracejadas); B) cluster por neighbour joining. A tabela imersa se refere ao teste Permanova (valor p), mostrando a significância da disparidade entre *Ilyocypris* e os demais gêneros.

O gráfico da PCoA 1 e PCoA 2 (22,44% da variação) mostra uma distribuição ampla do morfoespaço pelos espécimes referidos a *Ilyocypris*, refletindo a grande diversidade morfológica do gênero (Figura 4). Há sobreposição parcial ao morfoespaço do gênero *Neuquenocypris*, notadamente na região positiva da PCoA 1, e pouca sobreposição às espécies de *Rhinocypris*. O teste PERMANOVA mostra que o agrupamento *Ilyocypris* é

significativamente dissimilar dos demais (ao nível de 5%), reforçando sua identidade taxonômica. O material referido a Ilyocypridae indeterminado (Guzmán *et al.*, 2022) está dentro do morfoespaço do gênero *Ilyocypris*.

O morfoespaço de *Neuquenocypris* e *Rhinocypris* é bastante coincidente, algo que também foi recuperado na análise de clusters, onde houve um agrupamento das espécies dos gêneros, com alguns materiais referidos a *Ilyocypris*. Tais resultados podem ser parcialmente explicados pela montagem da matriz que não diferenciou detalhadamente tipos distintos de ornamentação, que é comum em ambos os gêneros. No entanto, sabendo-se que a presença dessas ornamentações pode estar sujeita a controle de variáveis ambientais, a sobreposição do morfoespaço pode indicar convergências ecomorfológicas e/ou filogenéticas. O padrão de distribuição do morfoespaço dos agrupamentos não se altera quando se plota PCoA 1 com PCoA 3–4.

No agrupamento de espécies, o táxon com maior variação na PCoA 1 é *Neuquenocypris berthoui*, com importante contribuição de uma das carapaças da Bacia Potiguar atribuída inicialmente a *Ilyocyprimorpha berthoui* (MP-O-1604, Do Carmo *et al.*, 2013). *Ilyocypris wichmanni*, cujo morfoespaço se sobrepõem significativamente ao de *Ilyocypris riograndensis* e ao das carapaças amostradas de *Ilyocypris bauruensis*, também apresenta ampla disparidade. Na análise de clusters, os espécimes referidos a *Ilyocypris* raramente se agrupam por espécie (Figura 4). Essas sobreposições de morfoespaço ou não agrupamentos, por si mesmos, não sustentariam uma revisão taxonômica das espécies citadas, mas podem sugerir que: 1) refinamentos são necessários, como é o caso da possível sinonímia entre *Ilyocypris triebeli* e *Ilyocypris wichmanni*, 2) há uma identidade ecomorfológica ou morfofuncional entre os diferentes táxons, ou 3) que há questões de deformação pós-deposicional no material coletado que estão afetando o estudo da forma.

Alguns espécimes se distanciam morfológicamente dos holótipos das espécies-tipos, notadamente os referidos a *Ilyocypris argentinensis*, da Bacia Bauru (Gobbo & Bertini, 2023), e a carapaça afim a *Rhinocypris diadema* da Bacia Jatobá (Tomé *et al.*, 2014). Já *Ilyocypris coimbrai* forma um agrupamento com baixa disparidade morfológica, reforçando sua identidade taxonômica e/ou ecomorfológica.

Uma carapaça que se destaca pela disparidade morfológica em relação às demais é aquela atribuída a *Ilyocypris* sp. 1, da Bacia Bauru (UNESP BU66, Dias-Brito *et al.*, 2001), representada pelo ponto extremo na região negativa de PCoA 1 e 2. Apesar de sua preservação pobre, algo que somente poderia ser mais bem avaliado por acesso ao material

original, sua morfologia peculiar é sugestiva de um táxon distinto, o que é reforçado pela análise de disparidade morfológica (Figura 4).

Os Ilyocyprididae da Bacia Sanfranciscana, embora tenham características marcantes em comum com *Ilyocypris riograndensis*, apresentam uma distribuição no morfoespaço das coordenadas principais que coincide parcialmente com o de *Ilyocypris wichmanni*, e menos com o de sua possível espécie-tipo. No entanto, como discutido acima, tanto a morfologia, quanto a taxonomia de *Ilyocypris wichmanni* necessitam de revisão, e qualquer inferência como base nos dados apresentados pode ser espúria.

CONCLUSÕES

Pelo menos oito espécies autóctones dos gêneros *Ilyocypris*, *Neuquenocypris* e *Rhinocypris*, e outros táxons da Argentina, já foram registrados em bacias sedimentares Cretáceo brasileiro. Apesar do avanço do conhecimento nos últimos anos, muitos táxons ainda precisam passar por revisão, notadamente os da Bacia Bauru, que são conhecidos de dezenas de localidades nos estados de São Paulo e Minas Gerais, mas poucos estudos detalhados foram conduzidos.

Para a Bacia Sanfranciscana, há espécies atribuídas à família, mas suas carapaças são raras e apresentam baixa qualidade de preservação na porção sudoeste da bacia (i.e., região do Planalto Mata da Corda). Já os ilyocypridídeos do norte de Minas Gerais são abundantes, relativamente melhor preservados, mas foram objeto de estudos apenas preliminares. Novos materiais aqui descritos sugerem afinidade com *Ilyocypris riograndensis*, mas essa espécie é igualmente pouco conhecida e tal afinidade tem que ser vista com cautela.

O gênero *Ilyocypris* mostrou-se muito diverso em termos morfológicos, mas com uma significativa disparidade em relação a *Neuquenocypris* e *Rhinocypris*. Tais diferenças e semelhanças provavelmente refletem afinidade filogenética e identidade ecomorfológica, em função da já conhecida influência ambiental nas estruturas que compõem a carapaça de ostracodes Ilyocyprididae.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o suporte financiamento da FAPEMIG (APQ-00304-18) para as pesquisas paleontológicas na Bacia Sanfranciscana. Recursos adicionais foram providos pelo CNPq (bolsa de produtividade em pesquisa a JSB) e FAPESP (2020/07997-4), coordenado por Max C. Langer (USP), a quem agradecemos. A metalização das amostras foi feita no

Centro de Microscopia da UFMG, e as fotomicrografias eletrônicas foram produzidas no Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTc-IGC-UFMG).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA-LIMA, D.S.; PIOVESAN, E.K.; GUZMÁN, J.; MENDES, D.D.M. & NEUMANN, V.H.d.M.L. 2022. Non-marine ostracods from the Late Jurassic–Early Cretaceous of Araripe, Jatobá and Tucano Norte basins, northeast Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **74**: 100605. doi:<https://doi.org/10.1016/j.revmic.2022.100605>.
- ANDERSON, F.W. 1940. Ostracoda from the Portland and Purbeck beds at Swindon. *Proceedings of the Geologists' Association*, **51**: 373–384.
- ANTONIETTO, L.S. 2010. Ostracodes da Formação Santana (Cretáceo Inferior, Aptiano superior), Bacia do Araripe, NE-Brasil: taxonomia, distribuição estratigráfica e paleoecologia. Universidade de Brasília, 59 p.
- ARAI, M. & ASSINE, M.L. 2020. Chronostratigraphic constraints and paleoenvironmental interpretation of the Romualdo Formation (Santana Group, Araripe Basin, Northeastern Brazil) based on palynology. *Cretaceous Research*, **116**: 104610. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104610>.
- ARAI, M.; DINO, R.; MILHOMEM, P.S. & SGARBI, G.N.C. 1995. Micropaleontologia da Formação Areado, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana: estudo dos ostracodes e palinologia. In: XIV Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1995. Atas, Uberaba, SBP, p. 2–3.
- ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.D.J.; CUSTÓDIO, M.A.; NEUMANN, V.; VAREJÃO, F. & MESCOLOTTI, P. 2014. Sequências deposicionais do andar Alagoas da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **22**: 3-28.
- AZEVEDO, R.P.F.; CANDEIRO, C.R.A. & BERGQVIST, L.P. 2007. Primeiro registro de ossos pós-cranianos de Titanosauria (Sauropoda) no Município de Alfredo Marcondes (Estado de São Paulo), Formação Adamantina (Turoniano-Santoniano), Bacia Bauru. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, **30**: 116–122.
- BASILICI, G.; SGARBI, G.N. & DAL' BÓ, P.F.F. 2012. A Sub-Bacia Bauru: um sistema continental entre deserto e cerrado. In: Hasui, Y.; Almeida, F.; Carneiro, C.D.R. & Bartorelli, A. (eds.) *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 523–543.
- BATE, R.H.; HORNE, D.J.; HORNE, S.E.; DOUGLAS, L.; MILLER, C.G. & LORD, A.R. 2022. Non-marine Ostracoda (Crustacea) of the Early Cretaceous ‘Pre-Salt’ sediments of Brazil: An illustrated catalogue of the type specimens of Wicher, Krömmelbein, Krömmelbein & Weber, and Bate. *Zootaxa*, **5096**: 1–84.
- BATEZELLI, A.; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; PERINOTT, J.A.J. & FULFARO, V.J. 2003. Análise estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru – Ks) no centro-oeste do estado de São Paulo. *Geociências*, **22**: 5–19.
- BERGUE, C.T.; FAUTH, G.; VIEIRA, C.E.L. & DOS SANTOS, A.S. 2011. New species of Fossocytheridea Swain & Brown 1964 (Ostracoda, Crustacea) in the Upper Cretaceous of Santos Basin Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **14**: 149–156.
- BERTHOU, P.Y.; DÉPÊCHE, F.; COLIN, J.P.; FILGUEIRA, J.B.D.M. & TELES, M.D.S.L. 1994. New data on the ostracodes from the Crato lithologic units (lower member of the

Santana Formation, latest Aptian-lower Albian) of the Araripe Basin (northeastern Brazil). *Acta Geológica Leopoldensia*, **39**: 539–554.

BEURLEN, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**: 411–415.

BITTENCOURT, J.S.; FONDA, A.V.; FRAGOSO, D.G.C.; UHLEIN, G.J. & UHLEIN, A. 2022. Bacia Sanfranciscana: entre lagos, desertos e vulcões. In: Corecco, L. (ed.) *Paleontologia do Brasil: Paleoecologia e Paleoambientes*. Rio de Janeiro, Interciência, p. 351–386.

BITTENCOURT, J.S.; KUCHENBECKER, M.; VASCONCELOS, A.G. & MEYER, K.E.B. 2015. O registro fóssil das coberturas sedimentares do Cráton do São Francisco em Minas Gerais. *Geonomos*, **23**: 39–62.

BITTENCOURT, J.S.; SIMÕES, T.R.; CALDWELL, M.W. & LANGER, M.C. 2020. Discovery of the oldest South American fossil lizard illustrates the cosmopolitanism of early South American squamates. *Communications Biology*, **3**: 201. doi:10.1038/s42003-020-0926-0.

BITTENCOURT, J.S.; VIEIRA, P.L.C.R.; HORTA, R.M.; VASCONCELOS, A.G.; BRANDÃO, N.C.A.; SANTOS, A.G. & KNAUER, L.G. 2019. Preliminary report on the lacustrine strata of the Sanfranciscana Basin in northern Minas Gerais, Brazil. *Geonomos*, **27**: 1–10.

BRUM, A.S.; MACHADO, E.B.; CAMPOS, D.D.A. & KELLNER, A.W.A. 2016. Morphology and internal structure of two new abelisaurid remains (Theropoda, Dinosauria) from the Adamantina Formation (Turonian – Maastrichtian), Bauru Group, Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **60**: 287-296. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.11.013>.

CANDEIRO, C.R.A.; MARTINELLI, A.G.; AVILLA, L.S. & RICH, T.H. 2006. Tetrapods from the Upper Cretaceous (Turonian–Maastrichtian) Bauru Group of Brazil: a reappraisal. *Cretaceous Research*, **27**: 923-946. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2006.05.002>.

CARDOSO, R.N. 1971. Contribuição ao estudo da Formação Areado: estratigrafia e descrição dos filópodos fósseis. *Arquivos do Museu de História Natural*, **1**: 9–47.

CARIGNANO, A.P.; PAREDES, J.M.; OLAZÁBAL, S.X. & VALLE, M.N. 2017. Ostracoda (Crustacea) from the Pozo D-129 Formation (upper Barremian?–Aptian), Golfo San Jorge basin, Patagonia, Argentina: Taxonomic descriptions, palaeoenvironments and palaeogeographical implications. *Cretaceous Research*, **78**: 206-220. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.06.015>.

CARIGNANO, A.P. & VARELA, J.A. 2011. Ostrácodos (Custacea) de la Formación Allen (Cretácico Tardío), Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **14**: 169–178.

CARVALHO, J.C. & SANTUCCI, R.M. 2018. New dinosaur remains from the Quiricó Formation, Sanfranciscana Basin (Lower Cretaceous), Southwestern Brazil. *Cretaceous Research*, **85**: 20–27. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.12.017>.

CARVALHO, J.C. & SANTUCCI, R.M. 2021. New fish remains from the Quiricó Formation (Lower Cretaceous, Sanfranciscana Basin), Minas Gerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **111**: 103430. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103430>.

CASTRO, M.C.; GOIN, F.J.; ORTIZ-JAUREGUIZAR, E.; VIEYTES, E.C.; TSUKUI, K.; RAMEZANI, J.; BATEZELLI, A.; MARSOLA, J.C.A. & LANGER, M.C. 2018. A Late Cretaceous mammal from Brazil and the first radioisotopic age for the Bauru Group. *Royal Society Open Science*, **5**: doi:10.1098/rsos.180482.

COIMBRA, J.C. 2020. The genus *Cypridea* (Crustacea, Ostracoda) and the age of the Quiricó Formation, SE Brazil: a critical review. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **23**: 90–97.

COIMBRA, J.C. 2023. Rebuttal of Leite and Do Carmo 2021 ‘Description of the stratotype section and proposal of hypostratotype section of the Lower Cretaceous Quiricó formation, São Francisco Basin, Brazil’. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **95**: e20220133. doi:10.1590/0001-3765202320220133.

COIMBRA, J.C.; ARAI, M. & CARREÑO, A.L. 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. *Geobios*, **35**: 687–698. doi:[https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(02\)00082-7](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(02)00082-7).

COIMBRA, J.C.; CARREÑO, A.L.; GERAQUE, E.A. & EICHLER, B.B. 2007. Ostracodes (Crustacea) from Cananéia-Iguape estuarine/lagoon system and geographical distribution of the mixohaline assemblages in southern and southeastern Brazil. *Iheringia, Série Zoológica*, **97**: 273–279.

COIMBRA, J.C. & FREIRE, T.M. 2021. Age of the Post-rift Sequence I from the Araripe Basin, Lower Cretaceous, NE Brazil: implications for spatio-temporal correlation. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **24**: 37–46. doi:10.4072/rbp.2021.1.03.

COLIN, J.-P. & DÉPÊCHE, F. 1997. Faunes d'ostracodes lacustres des bassins intracratoniques d'âge albo-aptien en Afrique de l'Ouest (Cameroun, Tchad) et au Brésil: considérations d'ordre paléoécologique et paléobiogéographique. *Africa Geoscience Review*, **4**: 431–450.

CPRM/CODEMIG. 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais.

CUSTÓDIO, M.A.; QUAGLIO, F.; WARREN, L.V.; SIMÕES, M.G.; FÜRSICH, F.T.; PERINOTTO, J.A.J. & ASSINE, M.L. 2017. The transgressive-regressive cycle of the Romualdo Formation (Araripe Basin): Sedimentary archive of the Early Cretaceous marine ingression in the interior of Northeast Brazil. *Sedimentary Geology*, **359**: 1-15. doi:<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.07.010>.

DE DECKKER, P. 1981. Ostracods of athalassic saline lakes. 131-144.

DELORME, L.D. 1970. Freshwater ostracodes of Canada. Part IV. Families Ilyocyprididae, Notodromadidae, Darwinulidae, Cytherideidae, and Entocytheridae. *Canadian Journal of Zoology*, **48**: 1251–1259.

DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E.A.; CASTRO, J.C.; MARANHÃO, M.S.A.; SUAREZ, J.M. & RODRIGUES, R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo do Brasil

–concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue Paléobiologique*, **20**: 245–304.

DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E.A.; MARANHÃO, M.S.A.; CASTRO, J.C. & RODRIGUES, R. 1998. Cretaceous non marine calcareous microfossils from the Adamantina Formation (Bauru Group), western São Paulo, Brazil. *Boletín de la Asociación Paleontológica del Golfo San Jorge, Comodoro Rivadavia*, **2**: 8–10.

DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E.A.; MARANHÃO, M.S.S.A.; SUÁREZ, J.M. & CASTRO, J.C. 2002. Micropaleontologia do Grupo Bauru em Neves Paulista-SP (Brasil) e uma primeira proposta de partição estratigráfica da Formação Adamantina em dois intervalos microbióticos. In: VI Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, II Simpósio sobre el Cretácico da America del Sur, 2002. São Pedro, SBG, p. 335–343.

DO CARMO, D.A.; COIMBRA, J.C.; WHATLEY, R.C.; ANTONIETTO, L.S. & DE PAIVA CITON, R.T. 2013. Taxonomy of limnic Ostracoda (Crustacea) from the Alagamar Formation, middle–upper Aptian, Potiguar Basin, northeastern Brazil. *Journal of Paleontology*, **87**: 91–104. doi:10.1666/11-108R.1.

DO CARMO, D.A.; TOMASSI, H.Z. & OLIVEIRA, S.B.S.G. 2004. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo Inferior), Bacia Sanfranciscana, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**: 139–149.

FAUTH, G.; SANTOS, A.S.; VIEIRA, C.E.L.; BERGUE, C.T.; MUSACCHIO, E.A.; FERREIRA, E.P.; ESCAMILLA, J.H.; CARVALHO, M.A.; VIVIERS, M.C. & FAUTH, S.B. 2012. Bioestratigrafia integrada do Cretáceo Superior da Bacia de Santos: ostracodes, carófitas e palinomorfos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **20**: 229–258.

FERNANDES, L.A. 2004. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. *Boletim Paranaense de Geociências*, **55**:

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**: 105–195.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:

FRAGOSO, L.G.C.; BITTENCOURT, J.S.; MATEUS, A.L.D.; COZZUOL, M.A. & RICHTER, M. 2019. Shark (Chondrichthyes) microremains from the Lower Cretaceous Quiricó Formation, Sanfranciscana Basin, Southeast Brazil. *Historical Biology*, 1–9. doi:10.1080/08912963.2019.1692830.

FULFARO, V.J. & PERINOTTO, J.A.J. 1996. A Bacia Bauru: Estado da Arte. In: 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 1996. *Boletim*, Rio Claro, UNESP, p. 297–303.

GOBBO, S.R. & BERTINI, R.J. 2023. Ostracoda non-marine biogeography in Campanian-Maastrichtian ages: South America, Africa and India connections. *Revue de Micropaléontologie*, **79**: 100716. doi:<https://doi.org/10.1016/j.revmic.2023.100716>.

GOBBO, S.R.; PETRI, S. & BERTINI, R.J. 1999a. Ocorrências de Ostrácodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná e possibilidades de

correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte I - Família Ilyocyprididae. *Acta Geológica Leopoldensia*, **23**: 3–13.

GOBBO, S.R.; PETRI, S. & BERTINI, R.J. 1999b. Ocorrências de Ostrácodos na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos - Parte II Família Limnocytheridae. *Revista Universidade de Guarulhos, Série Geociências*, **6**: 5–11.

GUZMÁN, J.; PIOVESAN, E.K.; ALMEIDA-LIMA, D.S.D.; SOUSA, A.D.J.E. & NEUMANN, V.H.D.M.L. 2022. Aptian ostracods from the Santana Group, Araripe Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **77**: 100694. doi:<https://doi.org/10.1016/j.revmic.2022.100694>.

HAMMER, Ø.; HARPER, D.A.T. & RYAN., P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**: 1–9.

HEIMHOFER, U. & HOCHULI, P.-A. 2010. Early Cretaceous angiosperm pollen from a low-latitude succession (Araripe Basin, NE Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **161**: 105-126. doi:<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.03.010>.

IORI, F.V. & CARVALHO, I.S. 2011. Caipirasuchus paulistanus, a new sphagesaurid (Crocodylomorpha, Mesoeucrocodylia) from the Adamantina Formation (Upper Cretaceous, Turonian–Santonian), Bauru Basin, Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **31**: 1255-1264. doi:10.1080/02724634.2011.602777.

KARANOVIC, I. & LEE, W. 2013. On the ostracod genus Ilyocypris, with description of one new species from Korea and the first report of males of I. bradyi (Crustacea: Ostracoda: Podocopida). *Proceedings of the Biological Society of Washington*, **126**: 39–71.

KRÖMMELBEIN, K. 1962. Zur Taxionomie unb Biochronologie stratigraphisch wichtiger Ostracoden-Arten aus der oberjurassich? - unterkretazischen Bahia-Serie (Wealden-Fazies) N-E Braziliens. *Senckenbergiana Lethaea*, **43**: 437–528.

KRZYMIŃSKA, J. & NAMIOTKO, T. 2013. Quaternary Ostracoda of the southern Baltic Sea (Poland) – taxonomy, palaeoecology and stratigraphy. *Polish Geological Institute Special Papers*, **29**: 1–76.

KÜLKÖYLÜOĞLU, O. & VINYARD, G.L. 2000. Distribution and ecology of freshwater Ostracoda (Crustacea) collected from springs of Nevada, Idaho, and Oregon: a preliminary study. *Western North American Naturalist*, **60**: 291–303.

LEITE, A.M. & DO CARMO, D.A. 2021. Description of the stratotype section and proposal of hypostratotype section of the Lower Cretaceous Quiricó formation, São Francisco Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **93**: e20201296.

LEITE, A.M.; DO CARMO, D.A.; RESS, C.B.; PESSOA, M.; CAIXETA, G.M.; DENEZINE, M.; ADORNO, R.R. & ANTONIETTO, L.S. 2018. Taxonomy of limnic Ostracoda (Crustacea) from the Quiricó Formation, Lower Cretaceous, São Francisco basin, Minas Gerais State, Southeast Brazil. *Journal of Paleontology*, **92**: 661–680. doi:DOI:10.1017/jpa.2018.1.

- LIMA, M.R. 1979. Palinologia dos calcários laminados da Formação Areado, Cretáceo de Minas Gerais. In: 2º Simpósio Regional de Geologia, 1979. 1, Rio Claro, p. 203–216.
- LLOYD, G.T. 2016. Estimating morphological diversity and tempo with discrete character-taxon matrices: implementation, challenges, progress, and future directions. *Biological Journal of the Linnean Society*, **118**: 131–151. doi:<https://doi.org/10.1111/bij.12746>.
- LÚCIO, T.; SOUZA NETO, J.A. & SELBY, D. 2020. Late Barremian / Early Aptian Re–Os age of the Ipubi Formation black shales: Stratigraphic and paleoenvironmental implications for Araripe Basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **102**: 102699. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102699>.
- MA, S. & YU, N. 2018. Freshwater ostracods (Crustacea) from Tiantong National Forest Park and Dongqian Lake, eastern China, with descriptions of two new species. *Journal of Natural History*, **52**: 1825–1868. doi:10.1080/00222933.2018.1489085.
- MACEDO, A.C.M. 1987. Sobre microfósseis da Formação Adamantina, Grupo Bauru. In: X Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1987. Volume II, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 733–737.
- MARTILL, D.M. 2007. The geology of the Crato Formation. In: Martill, D.M.; Bechly, G. & Loveridge, R.F. (eds.) *The Crato Fossil Beds of Brazil: Window into an Ancient World*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 8–24.
- MAZZINI, I.; GLIOZZI, E.; ROSSETTI, G. & PIERI, V. 2014. The *Ilyocypris* puzzle: A multidisciplinary approach to the study of phenotypic variability. *International Review of Hydrobiology*, **99**: 1–14.
- MEISCH, C.; FUHRMANN, R. & WOUTERS, K. 1996. *Ilyocypris getica* Masi, 1906 (Crustacea, Ostracoda): taxonomy, ecology, life history, distribution, fossil occurrence and first record for Germany. *Travaux Scientifiques du Musée National D'Histoire Naturelle De Luxembourg*, **23**: 3–28.
- MEISCH, C.; SMITH, R.J. & MARTENS, K. 2019. A subjective global checklist of the extant non-marine Ostracoda (Crustacea). *European Journal of Taxonomy*, **0**: doi:10.5852/ejt.2019.492.
- MELO, R.M.; GUZMÁN, J.; ALMEIDA-LIMA, D.; PIOVESAN, E.K.; NEUMANN, V.H.D.M.L. & SOUSA, A.D.J.E. 2020. New marine data and age accuracy of the Romualdo Formation, Araripe Basin, Brazil. *Scientific Reports*, **10**: 15779. doi:10.1038/s41598-020-72789-8.
- MENEGAZZO, M.C.; CATUNEANU, O. & CHANG, H.K. 2016. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology*, **73**: 131–156. doi:<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.027>.
- MUSACCHIO, E.A. 2000. Biostratigraphy and biogeography of Cretaceous charophytes from South America. *Cretaceous Research*, **21**: 211–220. doi:10.1006/cre.1999.0197.

- MUSACCHIO, E.A. & SIMEONI, M. 1991. Taxonomy of some Cretaceous non-marine ostracods of palaeobiogeographical interest. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, **180**: 349–389.
- PAULA E SILVA, F.; KIANG, C.H. & CAETANO-CHANG, M.R. 2009. Sedimentation of the Cretaceous Bauru Group in São Paulo, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**: 25-39. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.008>.
- PINHEIRO, A.E.P.; PEREIRA, P.V.L.G.D.C.; DE SOUZA, R.G.; BRUM, A.S.; LOPES, R.T.; MACHADO, A.S.; BERGQVIST, L.P. & SIMBRAS, F.M. 2018. Reassessment of the enigmatic crocodyliform "Goniopholis" paulistanus Roxo, 1936: Historical approach, systematic, and description by new materials. *Plos One*, **13**: e0199984. doi:10.1371/journal.pone.0199984.
- PONTE, F.C. & APPI, C.J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1990. Anais, Volume 1, Natal, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 211–226.
- RIBEIRO, A.C.; RIBEIRO, G.C.; VAREJÃO, F.G.; BATTIROLA, L.D.; PESSOA, E.M.; SIMÕES, M.G.; WARREN, L.V.; RICCOMINI, C. & POYATO-ARIZA, F.J. 2021. Towards an actualistic view of the Crato Konservat-Lagerstätte paleoenvironment: A new hypothesis as an Early Cretaceous (Aptian) equatorial and semi-arid wetland. *Earth-Science Reviews*, **216**: 103573. doi:<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103573>.
- SANTOS FILHO, M.A.B.; FAUTH, G. & SAMES, B. 2021. Lower Cretaceous non-marine ostracods of the Orós Formation, Iguatu basin: Taxonomy and biostratigraphic considerations. *Cretaceous Research*, **118**: 104634. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104634>.
- SANTUCCI, R.M. & BERTINI, R.J. 2001. Distribuição paleogeográfica e biocronológica dos titanossauros (Saurischia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 307–314.
- SAVATENALINTON, S. 2014. Ostracods (Crustacea: Ostracoda) from the floodplain of the Chi River, Maharakham Province, Northeast Thailand, with the first record of male *Tanycypris siamensis* Savatentalinton & Martens, 2009. *Zootaxa*, **3838**: 195–206.
- SEER, H.J.; MORAES, L.C. & FOGAÇA, A.C.C. 1989. Roteiro Geológico para a Região de Lagoa Formosa - Chumbo - Carmo do Paranaíba-MG. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais*, **9**: 1–57.
- SILVA JUNIOR, J.C.G.; MARTINELLI, A.G.; IORI, F.V.; MARINHO, T.S.; HECHENLEITNER, E.M. & LANGER, M.C. 2022. Reassessment of *Aeolosaurus maximus*, a titanosaur dinosaur from the Late Cretaceous of Southeastern Brazil. *Historical Biology*, **34**: 403-411. doi:10.1080/08912963.2021.1920016.
- SMITH, R.J.; JANZ, H. & OKUBO, I. 2011. Recent Cyprididae and Ilyocyprididae (Crustacea: Ostracoda) from Lake Biwa, Japan, including a summary of the lake's ostracod fauna. *Zootaxa*, **2874**: 1–37.
- SMITH, R.J.; ZHAI, D. & CHANG, C.Y. 2019. *Ilyocypris* (Crustacea: Ostracoda) species in North East Asian rice fields; description of one new species, and redescriptions of *Ilyocypris dentifera* Sars, 1903 and *Ilyocypris japonica* Okubo, 1990. *Zootaxa*, **4652**: 56–92.

SOARES, M.V.T.; BASILICI, G.; DA SILVA MARINHO, T.; MARTINELLI, A.G.; MARCONATO, A.; MOUNTNEY, N.P.; COLOMBERA, L.; MESQUITA, Á.F.; VASQUES, J.T.; JUNIOR, F.R.A. & RIBEIRO, L.C.B. 2021. Sedimentology of a distributive fluvial system: The Serra da Galga Formation, a new lithostratigraphic unit (Upper Cretaceous, Bauru Basin, Brazil). *Geological Journal*, **56**: 951-975. doi:<https://doi.org/10.1002/gj.3987>.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J. & SOBREIRO NETO, A.F. 1980. Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, **10**: 177–185.

SOUSA, A.D.J.E.; CARVALHO, I.D.S. & FERREIRA, E.P. 2018. Western Gondwana non-marine ostracods from Early Cretaceous low-latitude ephemeral lake, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **86**: 23-37. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.001>.

TAVARES, S.A.S.; RICARDI-BRANCO, F. & CARVALHO, I.D.S. 2015. Osteoderms of *Montealtosuchus arrudacamposi* (Crocodyliformes, Peirosauridae) from the Turonian-Santonian (Upper Cretaceous) of Bauru Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **56**: 651-661. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.07.002>.

TESAKOVA, E.M.; DEMIDOV, S.M.; GUZHOV, A.V.; ROGOV, M.A. & KISELEV, D.N. 2012. Middle Oxfordian - Lower Kimmeridgian ostracod zones from the Mikhalenino section (Kostroma region) and their comparison with synchronous strata of the Eastern and Western Europe. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, **266**: 239–249.

TOMÉ, M.E.; ARARIPE, R.; OLIVEIRA, D.; BARRETO, A.; PRADO, L.; PEDROSA, F.; PEREIRA, P.; NASCIMENTO, L.R. & NG, C. 2022. Early Cretaceous Ostracoda (Crustacea) from south-central Araripe Basin, Brazil, with descriptions of seven new species. *Zootaxa*, **5159**: 535-557. doi:10.11646/zootaxa.5159.4.4

TOMÉ, M.E.T.R.; LIMA FILHO, M.F. & NEUMANN, V.H.M.L. 2014. Taxonomic studies of non-marine ostracods in the Lower Cretaceous (Aptian–lower Albian) of post-rift sequence from Jatobá and Araripe basins (Northeast Brazil): Stratigraphic implications. *Cretaceous Research*, **48**: 153-176. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.12.007>.

UHLEIN, A.; FREITAS, A.D.M.; CRUZ, A.B.D.; SILVA, W.F.D.; CAXITO, F.D.A. & MOREIRA, G.D.C. 2011. Folha Carmo do Paranaíba SE.23-Y-B-IV [Relatório]. In: Projeto Alto Paranaíba. Belo Horizonte, CODEMIG/UFMG/CPRM, p. 438–478.

VAREJÃO, F.G.; WARREN, L.V.; SIMÕES, M.G.; BUATOIS, L.A.; MÁNGANO, M.G.; BAHNIUK RUMBELSPERGER, A.M. & ASSINE, M.L. 2021. Mixed siliciclastic–carbonate sedimentation in an evolving epicontinental sea: Aptian record of marginal marine settings in the interior basins of north-eastern Brazil. *Sedimentology*, **68**: 2125-2164. doi:<https://doi.org/10.1111/sed.12846>.

WANG, Q.; HORNE, D.J.; FAN, J.; WEN, R.; SMITH, R.J.; WANG, M. & ZHAI, D. 2022. *Ilyocypris leptolinea* Wang & Zhai, sp. nov., an ostracod (Ostracoda, Crustacea) from the late Quaternary of Inner Mongolia, northern China. *Zookeys*, **1137**: 109-132.

WANG, Y.-Q.; SHA, J.-G.; PAN, Y.-H. & ZUO, Q.-M. 2016. The Early Cretaceous non-Cypridea Ostracoda from Yixian and Jiufotang formations of western Liaoning (China). *Palaeoworld*, **25**: 406-424. doi:<https://doi.org/10.1016/j.palwor.2015.09.005>.

ZAHER, H.; NAVARRO, B.A.; DELCOURT, R. & CARVALHO, A.B. 2020. An Early Cretaceous theropod dinosaur from Brazil sheds light on the cranial evolution of the Abelisauridae. *Comptes Rendus Palevol*, **19**: 101–115.

ZAHER, H.; POL, D.; CARVALHO, A.B.; NASCIMENTO, P.M.; RICCOMINI, C.; LARSON, P.; JUAREZ-VALIERI, R.; PIRES-DOMINGUES, R.; SILVA JR., N.J.D. & CAMPOS, D.A. 2011. A complete skull of an Early Cretaceous sauropod and the evolution of advanced titanosaurs. *PlosOne*, **6**: 1–10.

ANEXO – Dados para análises de disparidade morfológica

Características da matriz de dissimilaridade utilizadas neste trabalho. As feições foram baseadas principalmente em Mazzini *et al.* (2014) e Guzmán *et al.* (2022).

1. Razão relativa comprimento:altura (comprimento máximo da carapaça, dividido pela sua altura máxima; medida relativa ao valor mais alto encontrado na amostra e discretizado com o parâmetro $\sigma/2$) (Figura 1: C/A_t)
2. Razão relativa da altura anterior:posterior (altura da carapaça medida no quarto anterior, dividida pela altura no quarto posterior; medida relativa ao valor mais alto encontrado na amostra e discretizado com o parâmetro $\sigma/2$). (Figura 1: A_{an}/A_{po})
3. Posição anterior relativa da ponto mais alto da carapaça (posição da máxima altura da carapaça em relação à extremidade anterior da carapaça, dividida pelo seu comprimento máximo; medida relativa ao valor mais alto encontrado na amostra e discretizado com o parâmetro $\sigma/2$) (Figura 1: D_{an}/C).
4. Margem dorsal da concha: inclinada (0); horizontal ou quase horizontal (1).
5. Margem dorsal: retilínea (0); sinuosa (1).
6. “Crista” dorso-posterior: ausente (0); presente (1).
7. Margem antero-dorsal: equicurvada (0); infracurvada (1).
8. Margem ventral: retilínea ou quase (0), ligeiramente côncava (1), fortemente côncava (2).
9. Tubérculos laterais: pouco desenvolvidos (0); bem projetados da parede da valva (1).
10. Separação ventro-posterior de T3 em relação à superfície da carapaça: T3 contínuo (0); bem separado (1).
11. Formato do T3: circular (0); elíptico (1). Espécimes com tubérculos pouco desenvolvidos ou contínuos com a parede a carapaça foram codificados como “?”, exceto quando o formato era conspícuo.
12. Orientação de T3 em relação ao eixo antero-posterior da carapaça: inclinado (0); horizontal (1). Espécimes com tubérculos pouco desenvolvidos ou contínuos com a parede a carapaça foram codificados como “?”, exceto quando a orientação era conspícuo.
13. T3 projetado acima da margem dorsal da carapaça: ausente (0), presente (1).
14. Tubérculo adicional ventral a T1–T3: ausente (0), presente (1).
15. Espinho único na porção lateral da carapaça: ausente (0); presente (1).
16. Ornamentação central (espinhos, nódulos, pústulas): reduzida ou ausente (0); presente (1).

17. Espinhos/pústulas marginais: ausentes (0); presente (1).

18. Expansão dorso-ventral distinta na margem posterior da carapaça: ausente (0), presente (1).

Matriz na próxima página:

Taxon	Código análises	nas	Procedência	Espécime	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
<i>Ilyocypris</i> sp. [R]	I_sp [R] 4246		Recôncavo	SMF Xe 4246	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	?	0	0	0	0	0	1	0	
<i>Ilyocypris coimbrai</i> [H]	I_coimbrai LMA309	[H]	Araripe	LMA-00309	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	
<i>Ilyocypris coimbrai</i> [P]	I_coimbrai LMA326	[P]	Araripe	LMA-00326	1	0	3	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	
<i>Ilyocypris coimbrai</i> [P]	I_coimbrai LMA327	[P]	Araripe	LMA-00327	0	2	0	0	0	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	?	0	
<i>Neuquenocypris berthou</i> [R]	N_berthou LMA328	[R]	Araripe	LMA-00328	1	1	2	0	0	0	0	1	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Neuquenocypris</i> sp. [R]	N_sp [R] LMA310		Araripe	LMA-00310	1	4	0	0	0	0	0	2	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Ilyocyprididae</i> indet. [R]	I_ae indet LMA312	[R]	Araripe	LMA-00312	1	0	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	
<i>Rhinocypris spinata</i> [H]	R_spinata LMA329	[H]	Araripe	LMA-00329	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Rhinocypris spinata</i> [P]	R_spinata LMA330	[P]	Araripe	LMA-00330	1	2	3	0	1	0	0	2	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Ilyocypris</i> sp. 1 [R]	I_sp_1 [R] CP391		Araripe	CP-391	1	2	2	0	0	0	0	2	0	0	?	?	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris wichmanni</i> [R]	I_cf_wichmanni [R] BU15		Bauru	UNESP BU15	0	2	0	0	0	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris riograndensis</i>	I_cf_riograndensis BU16		Bauru	UNESP BU16	0	1	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris riograndensis</i> [R]	I_cf_riograndensis [R] BU17		Bauru	UNESP BU17	0	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris riograndensis</i> [R]	I_riograndensis [R] AC186		Bauru	URC AC 186	2	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris argentiniensis</i> [R]	I_argentiniensis [R] AC187		Bauru	URC AC 187	1	0	3	0	0	0	1	1	1	1	?	?	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris triebeli</i> [R]	I_triebali AC194	[R]	Bauru	URC AC 194	0	1	2	1	1	0	1	1	1	1	?	?	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris wichmanni</i> [R]	I_wichmanni AC183	[R]	Bauru	URC AC 183	5	1	0	0	1	0	0	2	1	1	0	?	1	1	0	0	0	?	
<i>Ilyocypris bauruensis</i> <i>rectidorsata</i> [H]	I_b_rectidorsata [H] BU20		Bauru	UNESP BU20	1	1	2	0	0	0	1	2	1	0	?	?	0	0	0	0	0	0	
<i>Ilyocypris bauruensis</i> <i>rectidorsata</i> [P]	I_b_rectidorsata [P] BU21		Bauru	UNESP BU21	0	1	1	0	0	0	1	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Neuquenocypris (Neuquenocypris) soaresi</i> [H]	N_N_soaresi BU23	[H]	Bauru	UNESP BU23	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	?	?	?	0	0	0	1	1	0
<i>Neuquenocypris (Neuquenocypris) soaresi</i> [R]	N_N_soaresi BU24	[R]	Bauru	UNESP BU24	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Ilyocypris setembrinopetrii</i> [H]	I_setembrinopetrii [H] BU64		Bauru	UNESP BU64	6	3	1	1	1	0	0	1	0	?	?	?	0	0	0	0	0	0	
<i>Neuquenocypris (Neuquenocypris) minor mineira</i> [H]	N_N_minor_mineira [H] BU67		Bauru	UNESP BU67	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Ilyocypris</i> sp. 1 [R]	I_sp_1 [R] BU66		Bauru	UNESP BU66	3	3	4	1	1	0	0	2	1	1	0	?	1	1	0	0	0	?	
<i>Neuquenocypris (Protoneuquenocypris) antiqua</i> [R]	N_P_antiqua CP869	[R]	Sanfranciscana	CP-869	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Ilyocypris</i> sp. 1 [R]	I_sp_1 [R] CP_69		Sanfran	CP-69	2	1	1	0	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	?	0	

		ciscana																				
<i>Ilyocyprimorpha berthouii</i> [R]	Ia berthouii O1604	[R]	Potiguar	MP-O-1604	2	0	0	0	0	0	0	?	1	1	1	1	0	0	0	1	0	0
<i>Ilyocyprimorpha berthouii</i> [R]	Ia berthouii O1589	[R]	Potiguar	MP-O-1589	0	0	1	0	0	0	0	?	1	1	1	1	0	0	0	1	1	0
<i>Ilyocypris?</i> sp. [R]	L_sp [R] O1573		Potiguar	MP-O-1573	2	1	3	0	0	1	0	2	0	?	?	?	0	0	1	0	0	0
<i>Neuquenocypris berthouii</i> [R]	N_berthouii UFPE1154	[R]	Jatobá	DG-CTG-UFPE-1154	0	1	2	0	0	0	0	?	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0
<i>Ilyocypris</i> sp. [R]	L_sp UFPE1159	[R]	Jatobá	DG-CTG-UFPE-1159	1	3	0	0	0	0	2	1	0	?	?	0	0	0	1	1	0	0
<i>Rhinocypris</i> cf. <i>jurassica</i> [R]	R_cf_jurassica UFPE1160	[R]	Jatobá	DG-CTG-UFPE-1160	0	0	0	1	0	0	0	1	0	?	?	0	0	0	1	1	0	0
<i>Rhinocypris</i> cf. <i>jurassica</i> [R]	R_cf_jurassica UFPE1162	[R]	Jatobá	DG-CTG-UFPE-1162	5	1	2	?	?	0	0	1	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0
<i>Rhinocypris</i> aff. <i>diadema</i> [R]	R_aff_diadema [R] UFPE1161	[R]	Jatobá	DG-CTG-UFPE-1161	1	2	2	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0
<i>Rhinocypris</i> sp. 1	R_sp_1 LMA172	[R]	Tucano	LMA-00172	0	0	1	0	0	0	1	1	0	?	?	0	0	0	1	1	0	0
<i>Ilyocypris</i> sp. 1 [R]	L_sp 1 [R] S30		Sousa	UFRJ-DG-LMOS0030	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	?	?	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris</i> sp. 2 [R]	L_sp 2 [R] S31		Sousa	UFRJ-DG-LMOS0031	0	0	2	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	?	0
<i>Ilyocypris?</i> <i>arca</i> [H]	I_arca ULVG20	[H]	Igatu	ULVG-12620	2	3	3	1	0	0	0	1	1	1	0	?	0	0	0	1	1	0
<i>Ilyocypris?</i> <i>arca</i> [P]	I_arca ULVG21	[P]	Igatu	ULVG-12621	2	3	3	1	0	0	0	1	1	0	?	0	0	0	?	?	0	0
<i>Ilyocypris?</i> <i>latanodi</i> [P]	I_latanodi ULVG26	[P]	Igatu	ULVG-12626	0	2	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	?	0	0
<i>Ilyocypris?</i> <i>latanodi</i> [P]	I_latanodi ULVG28	[P]	Igatu	ULVG-12628	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	?	?	0	0
<i>Rhinocypris?</i> <i>ericus</i> [H]	R_ericus ULVG30	[H]	Igatu	ULVG-12630	2	1	2	1	0	0	0	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	0
<i>Ilyocypris</i> [R]	Ilyocypris P53_11	[R]	Sanfranciscana	IGC-P0053/11	1	2	1	1	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Ilyocypris</i> [R]	Ilyocypris P53_10	[R]	Sanfranciscana	IGC-P0053/10	0	2	0	1	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris</i> [R]	Ilyocypris P53_06	[R]	Sanfranciscana	IGC-P0053/06	1	1	0	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris</i> [R]	Ilyocypris P53_12	[R]	Sanfranciscana	IGC-P0053/12	0	1	0	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris</i> [R]	Ilyocypris P53_17	[R]	Sanfranciscana	IGC-P0053/17	3	4	2	1	0	0	?	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris</i> [R]	Ilyocypris P53_25	[R]	Sanfranciscana	IGC-P0052/05	2	1	2	1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris wichmanni</i> <i>wichmanni</i> [T]	I_w_wichmanni (T)		Argentina	topótipo	2	1	0	0	0	0	2	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1
<i>Ilyocypris wichmanni</i> <i>punctata</i> [H]	I_w_punctata (H)		Argentina	BA-G-CM81/1	3	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	1
<i>Ilyocypris riograndensis</i> [H]	I_riograndensis (H)		Argentina	BA-G-CM82/1	1	0	3	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris riograndensis</i> [T]	I_riograndensis (T)		Argentina	topótipo	0	0	0	0	0	0	1	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilyocypris argentinensis</i> [P]	I_argentinensis (P)		Argentina	Ba-G-CM84/2	0	0	1	0	0	0	2	0	0	?	?	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rhinocypris diadema</i> [H]	R_diadema (H)		Argentina	BA-G-CM86/1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0	0

<i>Neuquenocypris</i> (<i>Neuquenocypris</i>) <i>minor</i> [H]	N_N_minor (H)		Argenti na	BA-G-CM 88/1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	?	?	0	0	0	1	1	0
<i>Neuquenocypris</i> (<i>Protoneuquenocypris</i>) <i>antiqua</i> [H]	N_P_antiqua (H)		Argenti na	BA-G-CM 91/1	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	?	0	0	0	0	1	1	0
<i>Neuquenocypris</i> <i>berthouii</i> [R]	N_berthouii [R] BERT1		Araripe		0	0	2	0	0	0	0	1	1	1	0	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Neuquenocypris</i> <i>berthouii</i> [R]	N_berthouii [R] BERT2		Araripe		0	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	?	0	0	0	1	1	0	
<i>Ilyocypris</i> sp. [R]	I_sp [R] BERT1		Araripe		0	2	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	
<i>Ilyocypris</i> sp. [R]	I_sp [R] BERT2		Araripe		1	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	
<i>Ilyocypris</i> sp. [R]	I_sp [R] BERT3		Araripe		1	2	1	0	0	0	0	2	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	