

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO JURUÁ  
(BACIA DO SOLIMÕES) E SUA RELAÇÃO COM EVENTOS  
TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS DO GONDWANA**

**GABRIELA MEYER NEIBERT KNOBELOCK DOS SANTOS**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

COORIENTADOR – Prof. Dr. Juliano Kuchle

Porto Alegre, 2023

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO JURUÁ  
(BACIA DO SOLIMÕES) E SUA RELAÇÃO COM EVENTOS  
TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS DO GONDWANA**

**GABRIELA MEYER NEIBERT KNOBELOCK DOS SANTOS**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

COORIENTADOR – Prof. Dr. Juliano Kuchle

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Ana Maria Góes – Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Ernesto Luiz Corrêa Lavina – Universidade do Vale do Rio dos Sinos

Profa. Dra. Manoela Bettarel Bálico – Universidade Federal de Santa Catarina

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para obtenção do Título de  
Mestra em Ciências.

Porto Alegre, 2023

### CIP - Catalogação na Publicação

Santos, Gabriela Meyer Neibert Knobelock  
Evolução paleoambiental da Formação Juruá (Bacia do Solimões) e sua relação com eventos tectônicos e climáticos do Gondwana / Gabriela Meyer Neibert Knobelock Santos. -- 2023.

111 f.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Coorientador: Juliano Kuchle.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2023.

1. Reconstrução paleoambiental. 2. Glaciação Carbonífera. 3. Pennsylvaniano. 4. Estratigrafia. I. Scherer, Claiton Marlon dos Santos, orient. II. Kuchle, Juliano, coorient. III. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à minha família, meus pais, Bibiana e avós por todo o apoio, acolhimento e incentivo para crescer e me tornar uma geóloga e uma pessoa melhor a cada dia. Vocês me ensinaram a amar o que faço e reconhecer a importância do estudo. Por causa de vocês eu cheguei até aqui e continuo traçando novos caminhos.

Agradeço ao Rossano, meu companheiro de vida, pelas alegrias de todos os dias, pelos momentos de conversa e discussões geológicas, pela paciência e compreensão e por ser o meu maior parceiro na vida e no trabalho. Obrigada por tudo que compartilhamos (até agora)!

Meu profundo agradecimento aos meus orientadores Claiton e Juliano por todos os ensinamentos, confiança e total suporte nesse projeto. Ao Claiton, agradeço especialmente por acreditar em mim e no meu trabalho, me incentivar em novos desafios e compartilhar o entusiasmo com as belezas da geologia. Com a tua orientação, a Estrati se tornou minha segunda casa onde compartilho os meus afetos e o amor por essa ciência.

Agradeço a todos que fazem parte dessa casa e são as melhores parcerias diárias: Ronaldo, Bruno, Gabriel Schaffer, Paula, Carlinhos e Rodrigo. Vocês foram essenciais e únicos nessa caminhada. Obrigada por todas as risadas, desabafos, docinhos no meio da tarde, discussões e aprendizados diários. Agradeço aos colegas mais experientes Carrel, Mônica e Fábio que, mesmo à distância, contribuíram com discussões e também me acolheram na Estrati.

Agradeço a Renata e prof. Roberto Iannuzzi pelo apoio e incentivo através do PRH ANP 14.1, que viabilizou o financiamento do meu projeto de mestrado. Agradeço ao prof. Leo Hartmann, prof. Paulo Souza, Cristina Félix e Daiana Boardman pelo apoio na construção do artigo.

Por fim, agradeço ao Programa de Pós-graduação em Geociências, ao Programa de Recursos Humanos ANP 14.1 e à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela educação pública gratuita e de qualidade em mais essa etapa concluída na minha formação acadêmica.

A todos que me ajudaram a chegar até aqui, o meu mais sincero agradecimento!



## RESUMO

O Carbonífero foi marcado pela expansão e contração das camadas de gelo da Era Glacial do Paleozóico Tardio, com três picos glaciais reconhecidos em depósitos glaciais de bacias gondwânicas. Apesar da ampla caracterização dos episódios glaciais em registros de alta paleolatidade, as consequências das alterações dos padrões de circulação atmosférica são pouco identificadas nas latitudes médias e baixas de Gondwana. Assim, este estudo propõe caracterizar o arcabouço estratigráfico da Formação Juruá, cronocorrelata ao evento glacial do Pennsylvaniano Médio e posicionada em médias paleolatitudes, e interpretar a evolução estratigráfica e paleoclimática. Para a investigação das variações de condicionantes climáticos, essa unidade foi estudada por meio de levantamento estratigráfico de testemunhos de sondagem, análise de perfil de raio gama e estudo paleontológico e palinológico. O arcabouço estratigráfico da Formação Juruá foi caracterizado em dez associações que compreendem três intervalos estratigráficos. Com base nesses intervalos, interpretamos dois estágios climáticos que registram a evolução paleoambiental e a aridização da unidade. A redução da umidade é expressa pela mudança drástica nos indicadores paleoclimáticos, como o conteúdo fossilífero, a disponibilidade de sedimentos finos, a expansão do campo de dunas eólicas e os depósitos evaporíticos. Contemporâneo à aridização, a Formação Juruá registra um grande evento transgressivo causado por um pico na taxa de subsidência da bacia. A inversão climática registrada nessa sucessão é explicada pela mudança no padrão de circulação atmosférica no episódio glacial do Pennsylvaniano Médio, que alterou o posicionamento das zonas de umidade e aridez em latitudes próximas a 30°. A variação climática influenciou na compartimentação da Formação Juruá enquanto reservatório de hidrocarboneto. Foram diferenciadas três escalas de análise da heterogeneidade onde as litofácies e associações de fácies eólicas apresentaram melhores propriedades petrográficas para reservatório e pelitos e evaporitos para rochas selo e barreiras de fluxo. Com a expansão de campos de dunas e formação de evaporitos durante aridização, nota-se a estreita relação entre a evolução paleoclimática e a heterogeneidade da Formação Juruá.

**PALAVRAS-CHAVE:** Glaciação Carbonífera. Reconstrução Paleoclimática. Heterogeneidade de Reservatório.

## ABSTRACT

The Carboniferous was marked by the expansion and contraction of Late Paleozoic Ice Age ice sheets with three recognized glacial peaks in glacial deposits from Gondwanic basins. Despite the extensive characterization of glacial episodes in high paleolatitude records, the resulting changes in atmospheric circulation patterns are scarcely identified in mid- and low latitudes of Gondwana. Thus, this study proposes to characterize the stratigraphic framework of the Juruá Formation, chronocorrelated to the Middle Pennsylvanian glacial episode, and to interpret the stratigraphic and paleoclimate evolution. For the investigation of climatic constraint variations, this unit was studied by stratigraphic survey of core samples, gamma ray profiling analysis and paleontological study. The stratigraphic framework of the Juruá Formation was characterized in ten associations that comprise three stratigraphic intervals. Based on these intervals, we interpreted two climatic stages recording the paleoenvironmental evolution and aridification of the unit. The reduction of moisture is expressed by the drastic change in paleoclimatic indicators, such as fossiliferous content, availability of fine sediments, expansion of the eolian dune field and evaporitic deposits. Contemporaneous to aridification, the Juruá Formation records a large transgressive event caused by a peak in the subsidence rate of the basin. The climatic inversion recorded in this succession is explained by the change in atmospheric circulation pattern in the Middle Pennsylvanian glacial episode, which altered the positioning of the wet and dry zones at latitudes near 30°. The climatic variation influenced the compartmentalization of the Juruá Formation as a hydrocarbon reservoir. Three scales of heterogeneity analysis were differentiated in which eolian lithofacies and facies associations showed better petrographic properties for reservoir and pelites and evaporites for cap rocks and flow barriers. The close relation between paleoclimatic evolution and heterogeneity of the Juruá Formation can be observed with the increase of thickness of the eolian reservoir rocks and amplification of the seal rock formation with aridification.

**KEY WORDS:** Carboniferous Glaciation. Paleoclimatic Reconstruction. Reservoir Heterogeneity.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: (A) Mapa de localização da Bacia do Solimões e seção de poços estudadas. (B) Mapa de localização dos poços estudados situados no estado do Amazonas, Brasil. Área do campo de Juruá destacada em polígono vermelho. .... 13
- Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Solimões e elementos estruturais e bacias sedimentares adjacentes (modificado de Caputo & Silva, 1990). .... 16
- Figura 3: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Solimões. Intervalo estratigráfico da Formação Juruá em destaque no retângulo vermelho (modificado de Wanderley Filho et al., 2007). .... 17
- Figura 4: Seção de correlação reduzida de oito poços da Formação Juruá individualizando três intervalos estratigráficos. .... 33
- Figura 5: (A) Fóssil de concha de Conchostraceous em amostra de lamito laminado do poço 3-JI-2-AM (testemunho 02 - caixa 01). (B) Fóssil de fragmento de Sphenophita em amostra de pelito laminado do poço 3-JI-2-AM (testemunho 02 - caixa 01). (C) e (D) Fósseis de conchas de Conchostraceous em amostras de pelito laminado do poço 3-JR-2-AM (testemunho 07 - caixa 05). .... 36
- Figura 6: Fotomicrografias de palinotaxa selecionados da Formação Juruá. Entre parênteses, o número do slide e as coordenadas do England Finder. A) Calamospora breviradiata (MP-P 15706a, X53-4); B) Spelaeotriletes triangulus (MP-P 15710a, C49-3); C) Spelaeotriletes triangulus (MP-P 15709a, Q32); D) Endosporites globiformis (MP-P 15706a, O40); E) Potonieisporites neglectus (MP-P 15705, O37-2); F) Limitisporites hexagonalis (MP-P 15707a, V39); G) Striomonosaccites sp. A em Playford & Dino 2000 (MP-P 15709a, R40-1)..... 37
- Figura 7: Modelo paleoambiental e paleoclimático da Formação Juruá. (A) Estágio climático úmido com extensa deposição de canais fluviais, deltas e lagunas/lagos com retrabalhamento por dunas eólicas. Presença de vegetação nas margens dos corpos d'água e ampla planície de inundação. (B) Estágio climático árido com formação da planície de Supramaré com evaporitos e expansão do campo de dunas. A transgressão acompanha a aridificação e permite a deposição de sedimentos marinhos sobre depósitos continentais. .... 40
- Figura 8: Correlação entre as bacias gondwânicas do oeste da Argentina, da Bacia do Paraná (Brasil), da Austrália Oriental e da Formação Juruá (Bacia do Solimões) durante os episódios glaciais do Pennsylvaniano com base no estudo de Iannuzzi et

al. (2023). Curva de variação do nível do mar modificada de Van der Meer et al. (2022).

.....42

Figura 9: Modelo de evolução do paleoclima durante o Bashkiriano com base na reconstrução paleogeográfica de Scotese (2014) e no modelo de circulação atmosférica de Perlmutter e Matthews (1989) e Compagnucci (2011). Área de estudo destacada por ponto vermelho. Representação do posicionamento das células atmosféricas durante (A) o período interglacial e (B) o episódio glacial do Pennsylvânico Médio. ....43

## SUMÁRIO

|   |    |
|---|----|
| 1. INTRODUÇÃO .....   | 11 |
| 2. OBJETIVOS .....  | 12 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS .....  | 12 |
| 3.1. Levantamento bibliográfico .....                               | 13 |
| 3.2. Levantamento de dados estratigráficos.....                     | 13 |
| 3.3. Análise faciológica e definição de associações de fácies ..... | 14 |
| 3.4. Palinologia .....  | 14 |
| 3.5. Integração dos dados .....                                     | 14 |
| 4. CONTEXTO GEOLÓGICO .....   | 15 |
| 5. RESULTADOS .....   | 19 |
| 5.1. Fácies e associações de fácies .....                           | 19 |
| 5.1.1. Dunas Eólicas e Interduna úmida .....                        | 24 |
| 5.1.2. Lençóis de Areia Eólicos .....                               | 25 |
| 5.1.3. Overbank.....  | 25 |
| 5.1.4. Canais Fluviais .....  | 26 |
| 5.1.5. Prodelta/Frente Deltaica.....                                | 27 |
| 5.1.6. Lagunar .....  | 28 |
| 5.1.7. Canal Fluvial Influenciado por Maré .....                    | 28 |
| 5.1.8. Supramaré .....  | 29 |
| 5.1.9. Intermaré .....  | 30 |
| 5.1.10. Inframaré .....   | 30 |
| 5.2. Evolução estratigráfica.....                                   | 32 |
| 5.2.1. Intervalo Estratigráfico 1: Planície Aluvial.....            | 34 |
| 5.2.2. Intervalo Estratigráfico 2: Planície Costeira Terrígena..... | 34 |
| 5.2.3. Intervalo Estratigráfico 3: Rampa Dominada por Maré.....     | 34 |
| 5.3. Paleontologia .....  | 35 |

|  |    |
|--|----|
| 5.4. Palinoestratigrafia .....   | 37 |
| 6. DISCUSSÕES.....   | 39 |
| 6.1. Condicionantes climáticos .....   | 40 |
| 6.2. Contexto tectônico .....  | 43 |
| 6.3. Condicionantes estratigráficos na heterogeneidade de reservatório ..... | 44 |
| 6.3.1. Heterogeneidade em litofácies .....                                   | 44 |
| 6.3.2. Heterogeneidade em associações de fácies .....                        | 45 |
| 6.3.3. Heterogeneidade em intervalos estratigráficos .....                   | 46 |
| 7. CONCLUSÕES .....  | 49 |
| 8. REFERÊNCIAS.....  | 51 |
| 9. ARTIGO SUBMETIDO .....  | 61 |
| ABSTRACT .....   | 62 |
| 1. Introduction.....   | 63 |
| 2. Geological setting.....   | 65 |
| 3. Methods.....  | 66 |
| 4. Facies association .....  | 66 |
| 4.1. Eolian Dunes and Wet Interdunes .....                                   | 71 |
| 4.2. Eolian Sand Sheets .....  | 73 |
| 4.3. Overbank .....  | 73 |
| 4.4. Fluvial Channels .....  | 75 |
| 4.5. Prodelta/Deltaic front .....  | 77 |
| 4.6. Lagoon.....   | 78 |
| 4.7. Tidal-influenced fluvial channel .....                                  | 80 |
| 4.8. Supratidal.....   | 81 |
| 4.9. Intertidal .....  | 83 |
| 4.10. Subtidal.....  | 85 |
| 5. Stratigraphic evolution .....   | 86 |

|  |     |
|--|-----|
| 5.1. Stratigraphic Interval 1: Alluvial Plain.....             | 89  |
| 5.2. Stratigraphic Interval 2: Terrigenous Coastal Plain ..... | 89  |
| 5.3. Stratigraphic Interval 3: Tidal-Dominated Ramp .....      | 89  |
| 6. Age .....   | 90  |
| 6.1. Palinostratigraphy .....                                  | 90  |
| 7. Paleoenvironmental and paleoclimatical proxies.....         | 92  |
| 7.1. Paleontology .....  | 92  |
| 7.2. Evaporites .....  | 93  |
| 8. Discussion .....  | 94  |
| 8.1. Climate conditions .....                                  | 95  |
| 8.2. Tectonic context .....                                    | 98  |
| 9. Conclusion.....   | 99  |
| CRediT authorship contribution statement .....                 | 100 |
| Acknowledgments .....  | 100 |
| References .....   | 101 |

## 1. INTRODUÇÃO

Durante o Pennsylvaniano, o clima foi fortemente influenciado pelo aumento significativo da vegetação nos continentes que desencadeou no aumento dos níveis de oxigênio e diminuição do carbono na atmosfera. Como consequência, houve um intenso resfriamento da Terra e ocorrência da Idade do Gelo do Paleozoico Tardio (IGPT), a glaciação mais extensa do Fanerozóico (Fielding et al., 2008; López-Gamundí & Buatois, 2010; Rosa & Isbell, 2021; Iannuzzi et al., 2023). Esse período glacial foi registrado em bacias gondwânicas com episódios de expansão e retração da cobertura de gelo. As massas de gelo foram controladas pela oscilação dos níveis de oxigênio e carbono atmosféricos, altitude da linha de equilíbrio da formação de geleiras, migração de Gondwana e deslocamento do centro polar em relação ao continente (Isbell et al., 2012; Rosa & Isbell, 2021).

A Idade do Gelo do Paleozoico Tardio foi descrita inicialmente por López-Gamundí (1997) com a ocorrência de três episódios glaciais no Carbonífero registrados em bacias sedimentares gondwânicas da América do Sul, África, Australia e Índia (Gonzalez, 1990; Limarino & Spalletti, 2006; Fielding et al., 2008; Grader et al., 2008; Iannuzzi et al., 2023). Posteriormente, os episódios ocorridos durante o Pennsylvaniano foram detalhados por Iannuzzi et al. (2023) e reorganizados em: Mississippiano Superior-Pennsylvaniano Inferior, Pennsylvaniano Médio e Pennsylvaniano Superior-Permiano Inferior. Durante a metade do Bashkiriano, o episódio glacial do Pennsylvaniano Médio começou a ser registrado em bacias gondwânicas como um episódio de resfriamento curto e continuou com outro pulso de deglaciação e glaciação até o início do Moscoviano (Iannuzzi et al., 2023).

Enquanto as altas latitudes austrais eram cobertas por massas de gelo extensas e descontínuas, as baixas latitudes de Gondwana eram constituídas por mares epicontinentais. Os ambientes costeiros são reconhecidos por registrarem as mais sutis variações climáticas, tectônicas e eustáticas que influenciam a evolução do ambiente deposicional.

No contexto da importante oscilação climática dos episódios glaciais, as altas latitudes têm sido amplamente estudadas devido aos registros glaciais presentes; no entanto, ainda faltam estudos que compreendam a influência das glaciações em baixas latitudes. As médias paleolatitudes do Gondwana no Pennsylvaniano Superior



foram descritas por Kifumbi et al. (2022) com processo de aridização representada pela expansão de campo de dunas costeiro da Formação Piauí (Bacia do Parnaíba) durante o episódio glacial do Pennsylvaniano tardio-início do Permiano (Kifumbi et al., 2022; Iannuzzi et al., 2023). Portanto, o registro de ambientes costeiros é de grande importância para a compreensão da influência do clima no controle da sedimentação em latitudes médias e baixas durante as glaciações, contribuindo assim para os modelos de reconstrução paleoclimática desse período.

Considerando a aplicação dessas interpretações, esse trabalho se propõe a caracterizar o impacto da evolução climática no arcabouço estratigráfico da Formação Juruá e sua influência na heterogeneidade de reservatório, com base na compartimentação estratigráficas e diversidade de ambientes deposicionais.

## **2. OBJETIVOS**

A presente dissertação tem como objetivo principal caracterizar o arcabouço estratigráfico da Formação Juruá, a fim de reconstruir e interpretar a evolução paleoambiental e paleoclimática da unidade. Entre os objetivos específicos, destaca-se:

- Caracterizar o arcabouço estratigráfico da Formação Juruá e interpretar a evolução estratigráfica e paleoclimática;
- Compreender os mecanismos climáticos e tectônicos controladores da deposição na Formação Juruá;
- Caracterizar a heterogeneidade deposicional por meio de parâmetros estratigráficos e petrográficos.

## **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

Para a execução do projeto de mestrado e cumprimento dos objetivos propostos, foram utilizados métodos científicos organizados em quatro etapas que abrangeram levantamento bibliográfico, campanha de levantamento de dados estratigráfico e respectiva análise de fácies, identificação de associações de fácies e avaliação do conteúdo fossilífero. Os dados aferidos foram agrupados e interpretados por meio da elaboração de seções estratigráficas e integrados com o auxílio de software especializados e revisões bibliográficas continuadas.

### 3.1. Levantamento bibliográfico

Durante o desenvolvimento do projeto de mestrado, a revisão bibliográfica foi uma etapa contínua e de suma importância para preparação antes da aquisição de dados estratigráficos, avaliação do material de trabalho e interpretação de processos sedimentológicos, contexto geológico e contextualização no panorama paleoclimático do Gondwana. Assim, a literatura estudada abrangeu relatórios técnicos para compreensão da base dos poços da ANP e PETROBRAS, referenciais teóricos sobre a Bacia do Solimões e demais bacias paleozoicas brasileiras e artigos inéditos e de revisão sobre sedimentologia, indicativos paleoclimáticos e paleogeografia e paleoclima do Pennsylvaniano.

### 3.2. Levantamento de dados estratigráficos

A Formação Juruá pode ser encontrada em subsuperfície no Estado do Amazonas, região norte do Brasil. Devido ao caráter não aflorante dessa unidade em superfície, o seu estudo é direcionado à aquisição de dados por meio de testemunhos de sondagem. Os oito poços com recuperação de testemunhos de sondagem descritos neste projeto estão localizados entre 45 e 100 Km a leste da cidade de Carauari – AM (Fig. 1), em uma área de aproximadamente 120 Km<sup>2</sup>. Os poços utilizados para esse projeto foram perfurados durante as décadas de 70 a 90 e disponibilizados atualmente pela PETROBRAS. Com a descrição de testemunhos de sondagem, foram confeccionados 903,49 m de seção colunar e respectiva análise faciológica.

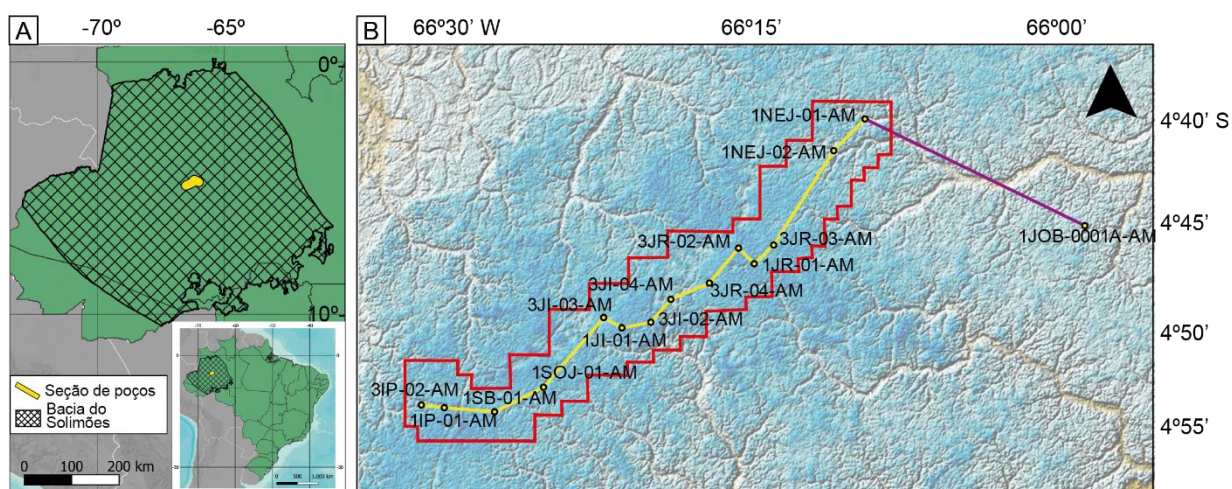


Figura 1: (A) Mapa de localização da Bacia do Solimões e seção de poços estudadas. (B) Mapa de localização dos poços estudados situados no estado do Amazonas, Brasil. Área do campo de Juruá destacada em polígono vermelho.

### **3.3. Análise faciológica e definição de associações de fácies**

O levantamento de dados estratigráficos adquiridos por meio da descrição de testemunhos de sondagem é seguido pela análise faciológica e definição das associações de fácies. A execução desse método utiliza o código de fácies proposto por Miall (1996), que utiliza a granulometria e estruturas sedimentares, e reproduz o fluxograma de Walker & James (1992). Segundo esses autores, compreende-se fácies como um uma camada diferenciada das adjacentes por suas propriedades físicas, como granulometria, cor, geometria, estruturas e conteúdo fossilífero. Por fim, após a diferenciação das fácies, as mesmas são agrupadas em associações de fácies conforme gênese e são categorizadas considerando o ambiente deposicional de formação interpretado.

Parte importante da análise faciológica é a avaliação do conteúdo fossilífero para diferenciação de condições ambientais. Essa etapa foi realizada com a minuciosa observação de amostras de fácies pelíticas e calcárias utilizando lupa de mesa. Dessa forma, as espécies identificadas foram registradas em fotografia e catalogadas.

### **3.4. Palinologia**

Para o estudo palinológico, foram selecionadas amostras de pelitos laminados dos poços 3-JI-2-AM (testemunho 04 - caixa 10 – profundidade 2660 m e testemunho 02 - caixa 01 - profundidade 2624,3 m) e 3-JR-2-AM (testemunho 07 - caixa 05 - profundidade 2751 m). Essas amostras foram preparadas para a análise palinológica por meio de procedimento padrão para extração de palinomorfos. O processo iniciou com maceração e pesagem das amostras, seguindo com dissolução das amostras nos ácidos clorídrico e fluorídrico para remoção da fração mineral e peneiramento. Após essas etapas, observamos que as amostras apresentavam coloração escura e, portanto, foram submetidas em lavagem com ácido nítrico (HNO<sub>3</sub> 68%) para clareamento. Para a análise dos palinomorfos concentrados, foram confeccionadas lâminas palinológicas com o resíduo das lavagens de ácidos e com adição do espessante cellosize (5%) e cola Entellan (Quadros & Melo, 1987).

### **3.5. Integração dos dados**

Para a integração dos dados adquiridos e compreensão dos mecanismos controladores da deposição da Formação Juruá, os dados estratigráficos foram

manipulados em três etapas, sendo elas: confecção de seção de correlação, construção de modelo paleoambiental, interpretação dos mecanismos climáticos e tectônicos controladores da deposição da Formação Juruá.

A seção de correlação, produzida no software Petrel®, contém os oito poços testemunhados e descritos e outros sete poços com perfil de raio gama. Após identificação e interpretação dos intervalos estratigráficos, foi possível construir o modelo paleoambiental da Formação Juruá no software Adobe Illustrator®. A integração final dos dados e interpretação dos mecanismos paleoclimáticos e tectônicos que influenciaram na evolução da Formação Juruá ocorreu por meio da contínua revisão bibliográfica e análise das interpretações inferidas no projeto.

#### **4. CONTEXTO GEOLÓGICO**

A Bacia do Solimões, bacia intracratônica localizada na região norte do Brasil, é composta por uma seção sedimentar paleozoica a cretácea interceptada por soleiras de diabásio triássicas (Wanderley Filho et al., 2007; Marzoli et al., 1999). Possui grande importância econômica pois é a segunda maior reserva de hidrocarboneto do país com cerca de 600.000 Km<sup>2</sup> de área total, sendo 400.000 Km<sup>2</sup> de seção paleozoica e 350.000 Km<sup>2</sup> de área prospectável (Caputo & Silva, 1990; Milani & Zalán, 1999; ANP, 2001). Em sua configuração tectônica, a presença de arcos e altos topográficos influenciaram a sua sedimentação. A Bacia do Solimões apresenta o Alto de Carauari, que segmenta a duas sub-bacias Juruá e Jandiatuba, e os arcos de Purus e Iquitos, limitando da Bacia do Amazonas, à leste, e Bacia do Acre, à oeste. À norte e à sul, a bacia é limitada pelos escudos da Guiana e Central Brasileiro (Caputo & Silva, 1990) (Figura 2).

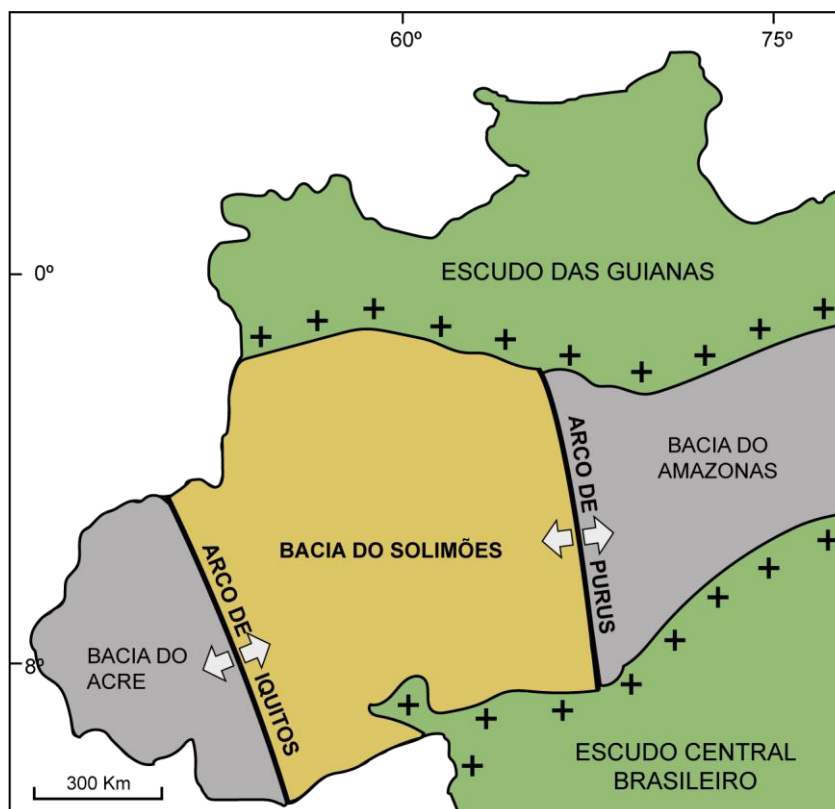


Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Solimões e elementos estruturais e bacias sedimentares adjacentes (modificado de Caputo & Silva, 1990).

Diferentes hipóteses foram propostas quanto ao mecanismo tectônico que originou a Bacia do Solimões (e.g. Neves, 1989; Teixeira, 2001; Eiras, 2007), no entanto todas baseiam-se em esforços extensionais e na presença de estruturas reativadas relacionadas à zona de fraqueza do embasamento Pré-cambriano (Putzer, 1984). Ao longo da história evolutiva da bacia, esforços extensivos foram responsáveis por geração de espaço de acomodação na sequência deposicional Carbonífero Superior-Permiano. Becker (2005) reconheceu dois importantes eventos de subsidência na sequência de segunda ordem Permocarbonífera, sendo o primeiro cronocorrelato com a deposição da Formação Juruá e com o ápice da subsidência culminando com o contato com a Formação Carauari.

A Bacia do Solimões é caracterizada por cinco sequências deposicionais: Ordoviciano, Siluriano Superior-Devoniano Inferior, Devoniano Médio-Carbonífero Inferior, Carbonífero Superior-Permiano e Cretáceo Superior-Quaternário (Wanderley Filho et al., 2007) (Figura 3). A sequência deposicional Carbonífero Superior-Permiano, estudada no presente trabalho, é representada pelo Grupo Tefé e registra a continentalização e a regressão marinha em depósitos continentais terrígenos. O

Grupo Tefé é segmentado nas formações Juruá, Carauari e Fonte Boa (Wanderley Filho et al., 2007).

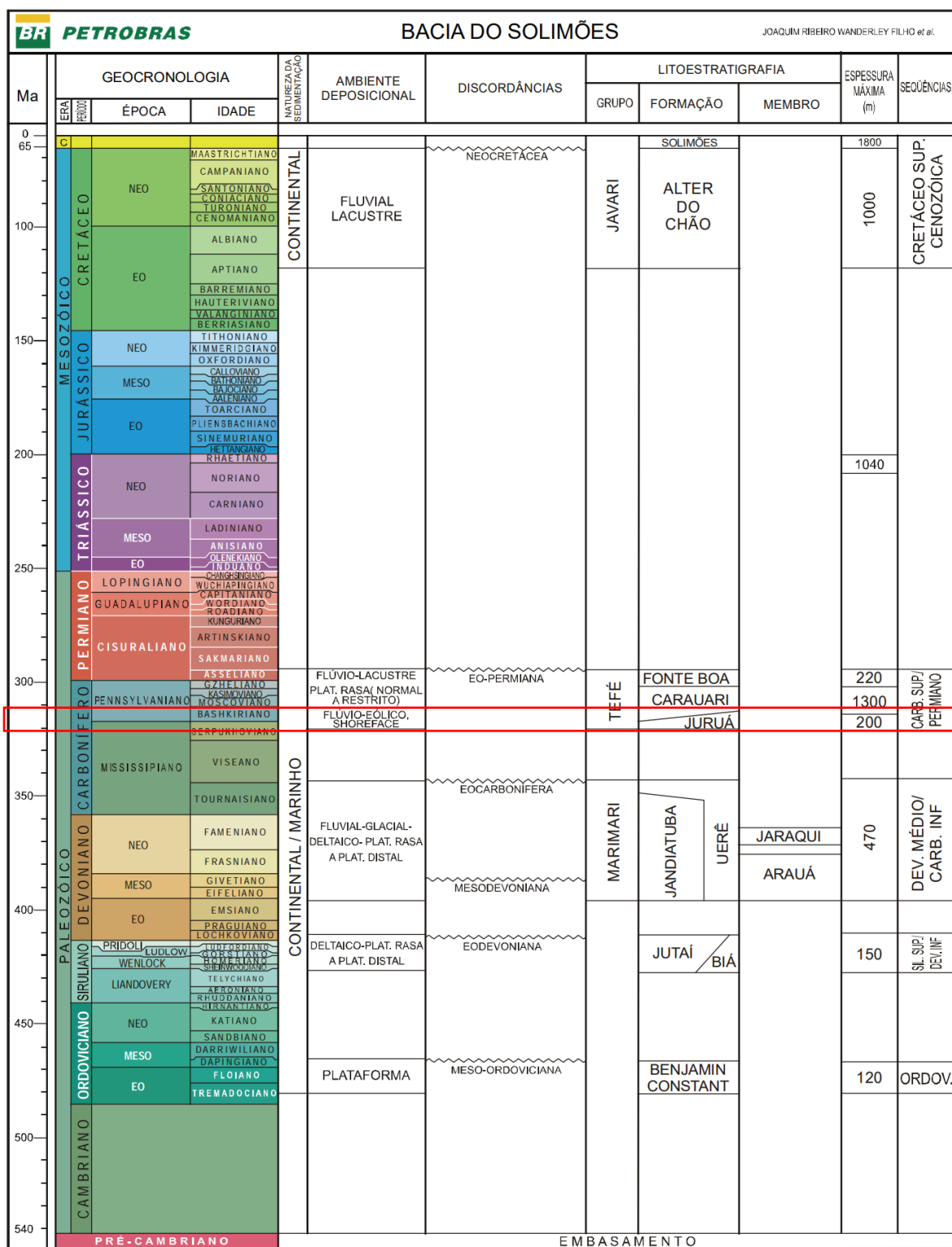


Figura 3: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Solimões. Intervalo estratigráfico da Formação Juruá em destaque no retângulo vermelho (modificado de Wanderley Filho et al., 2007).

A Formação Juruá é descrita na literatura como composta predominantemente por arenitos eólicos e, localmente, por folhelhos, evaporitos e calcários depositados em ambiente costeiro eólico com influência marinha (Eiras et al., 1994; Elias et al., 2004). Essa unidade faz parte do sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá da Bacia do Solimões como rocha reservatório nas camadas de arenitos eólicos. As rochas geradoras desse sistema são representadas pela Formação Jandiatuba e, em menor importância, pelas formações Jaraqui e Uerê. A alta maturação da matéria orgânica na Formação Jandiatuba é relacionada ao magmatismo Penatecaua, manifestado por três soleiras ao longo da bacia (Milani & Zalán, 1999; Barata & Caputo, 2007; Ciocari & Mizusaki, 2019), enquanto as demais unidades apresentam maior influência do soterramento da bacia. O arranjo estrutural formado pelos esforços transpressivos da Orogenia Juruá (idade Neojurássica) formam a trapas estruturais de dobras anticlinais e falhas inversas que aprisionam o hidrocarboneto nos campos explorados atualmente (Caputo & Silva, 1990; Barata & Caputo, 2007; Caputo, 2014). As rochas selantes do sistema são representados por evaporitos da Formação Carauari (Milani & Araújo, 2003).

## 5. RESULTADOS

Esse capítulo apresentará os resultados obtidos nesse trabalho a fim de responder os objetivos propostos.

### 5.1. Fácies e associações de fácies

Por meio da descrição de oito testemunhos de sondagem e análise faciológica detalhada na escala 1:50, foram caracterizadas e interpretadas 24 litofácies descritas na Tabela 1. As litofácies foram agrupadas em 10 associações de fácies: (1) Dunas Eólicas e Interdunas Úmidas, (2) Lençol de Areia Eólico, (3) Overbank, (4) Canais Fluviais, (5) Frente Deltaica/Prodelta, (6) Lagunar, (7) Canal Fluvial Influenciado pela Maré, (8) Supramaré, (9) Intermaré e (10) Inframaré.

Tabela 1: Litofácies descritas e interpretadas na Formação Juruá

| Fácies   | Código | Descrição   | Interpretação   |
|--|--------|---|---|
| Evaporito Nodular                                | En     | Evaporitos compostos por anidrita, com nódulos de tamanho regular de 0,5 a 10 cm de diâmetro, deformando e deslocando a laminação de pelitos/heterolitos em textura chicken wire. Camadas de 1 a 4 m de espessura.    | Precipitação de nódulos de anidrita por evaporação de salmoura em um corpo d'água marinho marginal com deposição de sedimentos finos por sedimentação em suspensão (Kendall, 1978; Warren, 2010). |
| Marga carbonática laminada                       | MI     | Marga carbonática, preta, com alto teor de matéria orgânica, laminada. Camadas de 2 a 4 m de espessura.   | Decantação por suspensão de lama de carbonato.  |
| Marga carbonática maciça                         | Mm     | Marga de carbonato bioclástico maciço, cinza escuro. Bioturbação, bioclastos de bivalves desarticulados e crinoides são comuns. Podem ocorrer micrita e biotita (tamanho de areia fina). Camadas de 5 m de espessura. | Decantação por suspensão de sedimentos finos de carbonato em um ambiente redutor com intensa atividade biológica.   |
| Calcarenito bioclástico com laminação horizontal | Ch     | Calcarenitos bioclásticos com laminação horizontal irregular, compostos de bioclastos de vários tamanhos (milímetros a 4 cm). Camadas de 1 a 4 m de espessura.  | Decantação por suspensão de sedimentos finos de carbonato em um ambiente redutor com intensa atividade biológica.   |



---

|                   |     |   |  |
|-------------------|-----|---|--|
|                   |     |   | Deposição por sedimentação de suspensão em um ambiente subaquático de baixa energia. A ausência de laminação se deve à flocculação da argila suspensa ou à perda de laminação por fluidização (Miall, 1977; Foix et al., 2013). Presença de estrutura slickenside indica formação de paleossolo (Retallack, 1988; Wright, 1992). |
| Pelito maciço     | Fm  | Pelito avermelhado, maciço ou com laminação incipiente, com detritos de plantas. Podem ocorrer estruturas de slickenside. Camadas de 0,5 a 1,5 m de espessura.  |  |
| Pelito laminado   | Fl  | Pelito a arenitos de granulação muito fina, avermelhado ou cinza médio a preto, laminado horizontalmente, com concentrações esparsas de matéria orgânica e fósseis de esfenófitas e conchostráceos (< 1 cm). Estruturas de slickenside são comuns. Raras ondulações de ondas em lâminas finas de arenito. Camadas de 0,15 a 7,3 m de espessura. | Decantação de sedimentos finos em um ambiente subaquático predominantemente oxidante e, localmente, redutor (Miall, 1977; Foix et al., 2013). Fluxos oscilatórios fracos. A presença de estrutura slickenside indica a formação de paleossolos (Retallack, 1988; Wright, 1992).  |
| Heterolito linsen | Htl | Heterolitos com acamamento linsen, caracterizados por variação milimétrica a centimétrica de lama e areia muito fina a fina, com laminação horizontal ou ondulada, geralmente deformados e com bioturbação milimétrica (< 2 cm). Presença frequente de cimentação nodular evaporítica. Leitos de 0,15 a 1,8 m de espessura.                     | Deposição alternada por decantação de sedimentos finos, predominante, e tração de sedimentos arenosos em um ambiente redutor com atividade biológica (Reineck & Wunderlich, 1968).   |
| Heterolito wavy   | Htw | Heterolitos com acamamento wavy, caracterizado por intercalações milimétricas a centimétricas de lama e lâminas de areia de granulação muito fina, com laminação horizontal e ondulações bidirecionais trativas, às vezes deformadas. Bioturbação e nódulos de anidrita são comuns. Raros   | Alternância entre a decantação de sedimentos finos e a tração de sedimentos arenosos em um ambiente redutor com atividade biológica (Reineck & Wunderlich, 1968).  |

---

---

|  |     |  |   |
|--|-----|--|---|
|  |     | bioclastos. Leitos de 0,15 a 1,8 m de espessura.   |   |
| Heterolito flaser                        | Htf | Heterolitos com acamamento flaser, caracterizados por intercalações milimétricas a centimétricas de lama e areia de granulação fina, com ondulações unidirecionais. Pode ocorrer bioturbação. Camadas de 0,15 a 1,25 m de espessura.   | Alternância de deposição por decantação de sedimentos finos e tração de sedimentos arenosos em um ambiente redutor, com predominância de tração (Reineck & Wunderlich, 1968).           |
| Ritmito heterolítico                     | Hrt | Arenitos muito finos a finos, moderadamente a bem selecionados, com laminação horizontal milimétrica de espessura e frequência variáveis (às vezes deformada), separados por lâminas de lama estilolizadas e descontínuas. Localmente, apresenta porções de areia mal selecionada (areia fina a grossa) e com ondulações de ondas. Leitos de 0,25 a 3,25 m de espessura. | Alternância de deposição por tração com migração de formas planas no regime de fluxo superior e deposição por decantação de sedimentos finos.   |
| Arenito maciço                           | Sm  | Arenito fino a grosso, mal a bem selecionado, subangular a subarredondado, maciço, com intraclastos lamosos dispersos. Localmente, apresenta deformação sindeposicional caracterizada por dobras assimétricas e inclinadas. Rara presença de estilólitos. Camadas de 0,15 a 1,8 m de espessura.  | Fluxos hiperconcentrados (Scherer et al., 2015) ou fluidizações que obliteram a estrutura primária de deposição (Miall, 1978, 1996).  |
| Arenito com laminação cruzada de ripples | Sr  | Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, subarredondado a subangular, esfericidade média. Laminação cruzada de ripples marcada por gradação normal e frequentemente por filmes de lama capeando. Intraclastos lamosos dispersos (< 2 cm) são comuns. Podem ocorrer estruturas  | Ondulações produzidas por correntes trativas subaquáticas em um regime de fluxo inferior (Allen, 1963; Miall, 1977). Alterna com períodos sem fluxo e deposição de lama por decantação. |

---

|   |     |   |   |
|---|-----|---|---|
|   |     | de soft deformation. Camadas de 0,25 a 3,5 m de espessura.  |   |
| Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo             | Sl  | Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, subarredondado, esfericidade alta a média, com estratificação cruzada de baixo ângulo. Raros filmes de lama milimetricamente espaçados e intraclastos lamosos dispersos. Camadas de 0,2 a 2,5 m de espessura.  | Migração de formas de leito atenuadas subaquáticas, com alta relação entre comprimento de onda e amplitude, produzidas por correntes de tração em regime de fluxo transicional (Bridge & Best, 1988). |
| Arenito com laminação horizontal                          | Sh  | Arenito fino a grosso, moderadamente a mal selecionado, subarredondado, com estratificação horizontal. Às vezes, intraclastos lamosos marcam a laminação. Camadas de 0,1 a 0,3 m de espessura.  | Migração de formas de leito planas no regime de fluxo trativo superior (Miall, 1977; Best & Brigde, 1992).  |
| Arenito com estratificação cruzada plana                  | Sp  | Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, subarredondado, fortemente cimentado, arenitos cinza-esbranquiçados, com estratificação cruzada planar marcada por variação sutil de tamanho de grão. Sets de 0,1 a 0,3 m de espessura.  | Migração de formas de leito com crista reta (2D) produzidas por correntes trativas em regime de fluxo inferior (Allen, 1963; Todd, 1996; Collinson et al., 2006).                                     |
| Arenito com estratificação cruzada tangencial             | St  | Arenito fino a grosso, moderadamente a mal selecionado, subarredondado, com estratificação cruzada tangencial. Sets de 0,15 a 1 m de espessura.   | Migração de formas sinuosas de leito com cristas (3D) sob regime de fluxo trativo unidirecional inferior (Allen, 1963; Todd, 1996; Collinson et al., 2006)  |
| Arenito com estratificação cruzada tangencial com ripples | Str | Arenito muito fino a médio, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada tangencial com ripples internos que migram na direção descendente. Presença de raras ripples embrionárias no sentido oposto, com lama separando os estratos de ripples. Também ocorrem intraclastos lamosos (< 5 cm). Sets de 0,5 a 1 m de espessura. | Migração de formas de leito de cristas sinuosas (3D) sob regime de fluxo inferior composto por ripples sobrepostas que migram para a face de sotavento.   |

|  |       |   |  |
|--|-------|---|--|
| Arenito com estratificação cruzada tangencial com lama entre os foresets | Stm   | Arenito muito fino a médio, moderadamente selecionado, fortemente cimentado, com estratificação cruzada tangencial. É comum a presença de draps de lama em estratificações e intraclastos lamosos dispersos. Sets de 0,25 a 1,5 m de espessura.   | Migração de formas de leito de cristas sinuosas (3D) sob regime de fluxo trativo unidirecional inferior (Allen, 1963; Todd, 1996; Collinson et al., 2006) com deposição periódica de lama na base da forma de leito. |
| Arenito com estratificação cruzada sigmoidal                             | Ss    | Arenito muito fino a muito grosso, mal selecionado, com estratificação cruzada sigmoidal. Presença de intraclastos lamosos centimétricos na base da camada. Conjuntos de 0,25 de espessura.   | Migração de formas de leito com cristas sinuosas produzidas por correntes trativas desaceleradas. A forma de leito resulta da alta taxa de sedimentação, sob regime de fluxo inferior a superior.                    |
| Arenito com laminação corrugada  | Sa(e) | Arenito fino, moderadamente selecionado com laminação corrugada (adesão) e topo deformado. Camadas de 0,3 a 0,6 m de espessura.   | Estruturas de adesão formadas pelo aprisionamento de grãos saltados ou suspensos em uma superfície molhada ou em sua franja capilar (Kocurek, 1981; Kocurek & Fielder, 1982).  |
| Arenito eólico com estratificação laminada de baixo ângulo               | Sl(e) | Arenito fino a grosso, moderadamente a bem selecionado, subarredondado a muito arredondado, com estratificação de baixo ângulo, marcado por bimodalidade e gradação inversa das lâminas. Sets de 0,15 a 3 m de espessura.   | Migração e a cavalgamento subcrítico de ripples eólicos em uma superfície de deposição seca (Hunter, 1977a; Kocurek, 1981; Mountney, 2006).  |
| Arenito eólico com estratificação cruzada tangencial                     | St(e) | Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, subarredondado a muito arredondado, médio a altamente esférico, com estratificação cruzada tangencial. Internamente, os sets são compostos por estratos de fluxo de grãos de 1 a 4 cm de espessura, maciços a inversamente graduados nas porções mais íngremes (>27°) dos foresets que se interdigitam a jusante | Depósitos residuais de dunas eólicas com superfícies de deslizamento bem desenvolvidas (Hunter, 1977a; Hunter & Rubin, 1983; Kocurek, 1991).   |

|  |     |  |  |
|--|-----|--|--|
|  |     | com toesets de wind-ripple. Sets de 0,25 a 3,1 m de espessura.   |  |
| Conglomerado arenoso intraformacional maciço | Gmi | Conglomerados intraformacionais com uma matriz de areia fina a grossa e intraclastos lamosos imbricados de tamanho de grânulo a seixo, maciços. Localmente, deformado por fluidização e com base erosiva. Camadas de 0,15 a 0,45 m de espessura. | Depósitos de fluxos turbulentos hiperconcentrados produzidos por fluxo trativo subaquoso unidirecional (Hein & Walker, 1977; Miall, 1977, 1996). |
| Conglomerado maciço                          | Gm  | Conglomerado suportado por clastos com seixos e grânulos de quartzo, feldspato, fragmentos líticos vulcânicos e metamórficos e intraclastos lamosos (3 a 5 cm), maciço. Camadas de 0,1 a 0,15 m de espessura.                                    | Depósitos de fluxos turbulentos hiperconcentrados produzidos por fluxo trativo subaquoso unidirecional (Hein & Walker, 1977; Miall, 1977, 1996). |

### 5.1.1. Dunas Eólicas e Interduna úmida

*Descrição:* Essa associação de fácies é composta predominantemente por arenitos de granulação fina a grossa, moderadamente a bem selecionados, médios a altamente esféricos, inversamente graduados e bimodais, dispostos em sets com estratificação cruzada tangencial (St(e)) de até 2 m, separados por superfície subhorizontal. Os arenitos ocorrem em pacotes de 1,5 a 5,5 metros de espessura. Os sets mostram uma gradação na estratificação caracterizada por estratos de ripples eólicas que podem se interdigitar com lentes de fluxo de grãos de até 0,5 cm de espessura. Os sets de estratificação cruzada tangencial podem ser separados por pacotes finos de 0,5 metro de espessura compostos de arenito fino a médio com laminações cruzadas de marcas onduladas com filmes de lama (Sr).

*Interpretação:* Os sets de estratos cruzados compostos por arenitos bimodais, compostos por lâminas de fluxo de grãos e ripples eólicas são interpretados como dunas eólicas (Hunter, 1977; Fryberger et al., 1979). As superfícies subhorizontais que separam os conjuntos de estratos cruzados de dunas eólicas são interpretadas como superfícies de 1ª ordem (Brookfield, 1977) ou interdunares (Kocurek, 1996), produzidas pela migração e cavalgamento de dunas eólicas. A presença de fluxos de grãos indica dunas eólicas com uma face de deslizamento bem desenvolvida (Hunter,

1977). Sets de estratos cruzados compostos eminentemente de laminações de ripples eólicas indicam dunas atenuadas sem face de avalanche ou dunas severamente truncadas que preservam apenas a base dos conjuntos (Kocurek, 1991).

Os arenitos delgados que separam os sets de estratos cruzados e são compostos por laminações cruzadas de marcas onduladas representam depósitos de interdunas. Esses depósitos representam incursões fluviais nas regiões de interdunas, semelhantes ao que é observado atualmente no deserto da Namíbia (Lancaster & Teller, 1988). A presença de arenitos ondulados aquosos cobertos por filmes de lama indica fluxos episódicos e intermitentes que entraram esporadicamente na região de interdunas (Dias & Scherer, 2008).

### *5.1.2. Lençóis de Areia Eólicos*

*Descrição:* Essa associação de fácies é composta por pacotes de 1 a 2 metros de espessura de estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl(e)), de granulação fina a média, bimodal, de grãos foscos, moderadamente a bem selecionada, com graduação tangencial (St(e)). Arenitos com ripples eólicos e com laminação corrugada de adesão eólica (Sa(e)) ocorrem com frequência.

*Interpretação:* A predominância de estratos horizontais a baixos ângulos compostos por estruturas de laminação de ripples eólicas e de adesão sugere que esses depósitos representam lençóis de areia eólica produzidos durante períodos de menor capacidade de transporte de sedimentos e/ou disponibilidade de areia, impossibilitando a formação de dunas (Kocurek & Lancaster, 1999). Eles representam a transição entre condições favoráveis para a formação de dunas e ambientes não eólicos (Fryberger et al., 1979). Os arenitos com textura corrugada de adesão são formados pelo aprisionamento de sedimentos arenosos na superfície úmida proporcionada pela elevação do lençol freático ou pela presença de franja capilar relacionada (Kocurek & Fielder, 1982).

### *5.1.3. Overbank*

*Descrição:* Essas associações de fácies são compostas de pelitos, heterolitos e fácies localmente arenosas que variam de 1,5 a 6,5 metros de espessura. Os pelitos laminados com concentrações de restos vegetais (Fl) ocorrem intercalados com pacotes de arenitos de centímetros de espessura com ripples de corrente (Sr) e

camadas finas de heterolitos com acamamento wavy (Htw) a linsen (Htl). Entre as camadas de lama e arenito, são comuns as bioturbações verticais preenchidas por areia. São comuns os planos de fratura de slickenside.

*Interpretação:* Essa associação de fácies é interpretada como depósitos relacionados ao sistema fluvial produzidos em episódios de transbordamento de fluxo canalizado em planícies de inundação, em canais abandonados ou períodos de fluxo reduzido em canais fluviais efêmeros (Miall, 1996). As camadas espessas de pelitos laminados foram produzidas pela decantação de sedimentos finos suspensos em planícies de inundação adjacentes aos canais. Por sua vez, as camadas centimétricas de lama são possivelmente produtos de decantação em canais abandonados (Miall, 1996). Os heterolitos são produzidos pela alternância de fluxos tracionais e sedimentos finos suspensos, representando depósitos de crevasse splay ou lobos frontais de canais distributivos (Foix et al., 2013). A presença de estruturas de slickenside e a bioturbação pela atividade da vegetação demonstram a exposição subaérea desses pacotes, e a coloração avermelhada indica a deposição em um ambiente oxidante.

#### 5.1.4. Canais Fluviais

*Descrição:* Essa associação de fácies consiste em conglomerados intraformacionais maciços (Gmi) de 0,5 a 1,5 m de espessura com intraclastos lamosos e deformados, gradando para arenitos finos a grossos, ricos em intraclastos pelíticos, com laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr), estratificação cruzada tangencial (St), por vezes de baixo ângulo (Sl) e horizontal (Sh), e raramente maciços (Sm). A presença de ciclos de granodecrescência ascendente com base erosiva associada a conglomerados intraformacionais é característica dessa associação. Além disso, é intercalada com a associação de fácies de planície de inundação. Essa associação de fácies foi descrita em quatro poços e com espessuras que variam de menos de 1 metro a 5 metros.

*Interpretação:* A presença de superfícies erosivas na base dos depósitos arenosos, cobertas por conglomerados intraformacionais que são sucedidos por arenitos com estruturas tracionais unidirecionais, nos permite interpretar essa associação de fácies como depósitos de canais fluviais (Miall, 1996; Scherer et al., 2007; Scherer et al., 2015). Os ciclos de granoestratodescrescência ascendente são interpretados como abandono progressivo do canal por avulsão ou inundações episódicas que ativam os

canais (Miall, 1996). Os conglomerados e arenitos conglomeráticos com intraclastos lamosos dispostos em maior concentração na base dos canais, associados à base erosiva, indicam retrabalho de depósitos de ciclos deposicionais anteriores à sua deposição. As fácies arenosas com laminações cruzadas de marcas onduladas, estratificação cruzada tangencial e baixo ângulo e laminação horizontal são interpretadas como preenchimentos de canais fluviais como Sandy Bedforms (SB) (Miall, 1996). A presença de arenitos moderadamente a mal selecionados com estruturas de regime de fluxo inferior e superior indica fluvial com variabilidade de descarga intermediária a alta (Fielding et al., 2018; Manna et al., 2021).

#### *5.1.5. Prodelta/Frente Deltaica*

*Descrição:* Essa associação de fácies é caracterizada pela intercalação de pelitos, heterolitos e pacotes arenosos em ciclos de granocrescência ascendente. Essa associação forma sucessões de 3,5 a 25,5 metros de espessura, geralmente com cerca de 5 metros. As fácies de pelito laminado cinza (FI) ocorrem na base dos ciclos, gradando para heterolitos com acamamento wavy (Htw) a linsen (Htl), que dá lugar em direção ao topo a arenitos de granulação fina a média com ripples subaquosos frequentemente deformados (Sr), estratificação cruzada de baixo ângulo (SI), planar (Sp), tangencial (St) e localmente sigmoidal (Ss). Pode ocorrer arenito maciço (Sm). Com frequência, os arenitos têm intraclastos lamosos espalhados ou concentrados na laminação.

*Interpretação:* Essa associação de fácies é interpretada como uma parte intermediária a distal de um sistema deltaico devido à interação e à transição entre sistemas fluviais e lagunares/lacustres (Alexander, 1989). A organização de ciclos granocrescentes ascendentes e o predomínio de estruturas unidirecionais geradas por correntes sugerem que essa associação de fácies representa a progradação do delta dominado pelo rio (Bhattacharya, 1992; Scherer et al., 2014). Mais especificamente, essa associação é composta de sedimentos depositados no prodelta (sedimentos finos) e na frente deltaica (depósitos arenosos). Foi formada pela alternância entre o fluxo trativo unidirecional predominante e proximal e o fluxo de suspensão de sedimentos finos subordinado e distal. Os fluxos trativos são representados pela deposição de pacotes métricos de arenitos com estruturas de regime de fluxo inferior. Esses arenitos foram produzidos no ambiente da frente deltaica, onde há desconfinamento e desaceleração do fluxo com formação de ripples subcríticas, estratificação cruzada e



camadas maciças. O fluxo de sedimentos finos em suspensão gera a deposição de lama nas porções mais distais do corpo d'água do sistema deltaico e indica uma velocidade de fluxo reduzida na porção do prodelta.

#### 5.1.6. *Lagunar*

*Descrição:* Essa associação de fácies ocorre como pacotes de até 8 metros de espessura rastreáveis lateralmente por distâncias superiores a 25 km. Esses depósitos são compostos de pelitos laminados cinza médio a preto (FI), muitas vezes bioturbados, com concentrações de restos de vegetais de esfenófitas e conchostáceos e, localmente, apresentam cimentação nodular de anidrita e bioturbações centimétricas. Pacotes centimétricos de heterolitos com acamamento wavy (Htw) a flaser (Htf) podem ocorrer intercalados com o pelitos. Também ocorre intercalado com os os pelitos estão camadas centimétricas de arenitos de granulação muito fina a média com ripples subaquosos sub a supercríticas, muitas vezes cobertas por pelitos (Sr), com estratificação horizontal (Sh) e maciços (Sm).

*Interpretação:* A predominância de sedimentos de granulação fina é indicativa de deposição em um ambiente calmo e de baixa energia. A presença de pelitos cinza ou pretos ricos em matéria orgânica e fragmentos de plantas sugere que esses sedimentos foram depositados e acumulados em um contexto anóxico, e a presença de fósseis de conchostraceos indica que a água era doce e estagnada (Scherer et al., 2015). A presença de algas *prasinophyceae* (*Leiosphaeridia* spp.) e acritarcas no estudo palinológico (capítulo 6.4) indicam influência marinha que caracteriza as lagoas. A correlação dessa associação de fácies ao longo de vários quilômetros sugere corpos lagunares e lacustres amplos. A ausência de feições de exposição subaérea indica lagunas perenes, com grandes áreas posicionadas abaixo do nível de ação das ondas. Camadas de heterolitos e arenitos com estruturas trativas unidirecionais representam a incursão de fluxos hiperpicnais nas porções mais internas dos lagos, onde predomina a sedimentação por suspensão (Scherer et al., 2015).

#### 5.1.7. *Canal Fluvial Influenciado por Maré*

*Descrição:* Essa associação de fácies é caracterizada por sucessão granodecrescência ascendente sobre base erosiva e lag conglomerático maciço com seixos de quartzo, feldspato, fragmentos de rochas metassedimentares, vulcânicas e

carbonáceas e intraclastos lodosos (Gm). As camadas arenosas apresentam granulometria de areia média, moderadamente a mal selecionada, com estratificação cruzada tangencial com lamelas esparsas nos foresets (Stm) e laminação horizontal milimetricamente espaçada marcada por mica e intraclastos lamosos (Hrt).

*Interpretação:* A presença da base erosiva com lag conglomerático com clastos de composição variada e o caráter de granodecrescência ascendente da sucessão são característicos de um depósito de canal fluvial. No entanto, a presença de lâminas finas de lama nos estratos cruzados e laminações horizontais é um diagnóstico da influência de maré nos canais fluviais (Dalrymple & Choi, 2007). Esses processos são caracterizados pela flutuação do fluxo e pela alternância entre depósitos de tração e suspensão (Manshor et al., 2022; Van Den Berg et al., 2007). Essa associação de fácies difere dos depósitos intertidais e subtidais devido à seleção de grãos moderada a ruim herdada dos depósitos fluviais, enquanto os depósitos exclusivamente de maré exibem grãos com seleção boa a moderada e sucessão de fácies diferentes (Dalrymple & Choi, 2007).

#### 5.1.8. Supramaré

*Descrição:* Essa associação de fácies tem de 4 a 5 metros de espessura e é composta principalmente de fácies pelíticas intercaladas por camadas de até 1 metro de espessura de arenitos maciços (Sm) e com ripples de corrente deformados (Sr), intensamente cimentados por anidrita. Também ocorrem calcarenitos bioclásticos finos a grossos, com laminação horizontal deformada (Ch). As fácies de granulação fina que compõem essa associação de fácies são caracterizadas por lamitos siliciclásticos cinzentos laminados (Fl) ou carbonáticos (MI), com intensa cimentação nodular de anidrita que, às vezes, deforma as laminações, formando a textura “*chicken wire*”. Às vezes, os nódulos de anidrita se tornam abundantes, formando evaporitos nodulares laminados (En) compostos de anidrita deslocando folhas de pelito com nódulos de 0,5 a 10 cm de diâmetro, formando a textura de “*chicken wire*”.

*Interpretação:* Essa associação de fácies é interpretada como depósitos de supramaré. As fácies pelíticas são formadas nessa associação pelo assentamento de sedimentos finos em áreas planas inundadas. A textura de “*chicken wire*” é formada pela cimentação precoce da anidrita nodular em um contexto árido, deformando a laminação da lama (Manshor et al., 2022). Pacotes métricos de evaporitos com

porções localizadas de pelitos preservados são interpretados como sabkhas, formados por intensa evaporação de água da franja capilar de salmouras em áreas costeiras e com eventual recarga marinha freática ou por inundação (Kendall, 1978). A ausência de halita enfatiza a ocorrência de inundações esporádicas pela água do mar que dissolve a halita e facilita a formação de anidrita nesse ambiente (Briere, 2000). O pacote carbonático bioclástico indica retrabalhamento por ondas e formação de depósitos lag (Kidwell, 1989) formados na porção inferior da fácies supermaré em associação com evaporito.

#### 5.1.9. *Intermaré*

*Descrição:* A associação de fácies intermaré é formada pela intercalação de fácies arenosas e heterolíticas encontradas com até 30 metros de espessura. As fácies heterolíticas são abundantes (Htl, Htw, Htf e Hrt), com a presença comum de ripples bidirecionais cobertas por lama. A alternância de areia e lama nos heterolitos é variável, definindo ciclos decimétricos de aumento e diminuição das proporções de areia/lama. Também ocorrem fácies compostas de arenito de granulação fina a média, moderadamente a bem selecionado, com ripples subcríticas frequentemente cobertos por drapes de lama simples ou duplos (Sr), estratificação cruzada de baixo ângulo (SI) e estratificação cruzada tangencial composta de ripples (Str) e/ou com drapes de lama (Stm). Essa associação ocorre entre os pacotes de associação de fácies supramaré e inframaré.

*Interpretação:* Essa associação de fácies é interpretada como depósitos intermaré. A formação de pacotes arenosos com ripples bidirecionais cobertas por lama, bem como estratos cruzados com filmes de lama e ripples, são interpretados como deposição por correntes de maré de enchente e vazante, com capacidade de transporte e disponibilidade de areia (Fan, 2010). A variação cíclica na proporção de areia/lama em sucessões heterolíticas pode ser explicada por ciclos de sizígia e quadratura, em que a maior espessura e proporção de camadas de areia representam marés de sizígia, que são mais intensas, transportando e depositando um volume maior de areia.

#### 5.1.10. *Inframaré*

*Descrição:* Essa associação de fácies varia em espessura de 3,5 a 19 metros e é caracterizada por três sucessões verticais de fácies. A primeira sucessão forma ciclos de granoestratocrescência ascendente com base de pelito laminado, por vezes

deformado (Fl) e heterolitos com acamamento linsen (Htl), wavy (Htw) e flaser (Htf), gradando para arenitos muito finos com estratificação cruzada com ripples reversas ou filmes de lama (Str, Stm), estratificação de baixo ângulo (Sl) e estratificação horizontal deformada (Sh). A segunda sucessão de fácies forma ciclo de granodecrescência ascendente formado na base por conglomerados intraformacionais (Gmi), seguido por camadas de arenitos de granulação fina a média com estratificação cruzada tangencial (St), por vezes com filmes de lama (Stm). A terceira sucessão de fácies não apresenta tendência granulométrica, estando disposta em pacotes de até 10 metros de espessura de fácies de calcarenito bioclástico com laminação horizontal irregular e bioturbada (Ch) e margas carbonáticas laminadas (Ml) e maciças (Mm), ambas compostas de bioclastos de conchas de bivalves e gastrópodes de tamanhos variados (milímetros a 4 cm) e lamas carbonáticas em proporções variadas.

*Interpretação:* Essa associação de fácies é interpretada como depósitos de inframaré. A presença de sets de estratos cruzados com filmes de lama sugere alternância nas condições de fluxo, típicas de processos de maré. A organização dessa associação de fácies em sucessões de granocrescência ascendente, caracterizada por pelito laminados que são sobrepostos por conjuntos de estratos cruzados, provavelmente registra a migração de dunas de maré compostas em contextos de macromarés (Willis, 2005; Dalrymple, 2010; Olariu et al., 2012). A interdigitação de areia e sedimentos finos na base é formada pela migração da macroforma sobre sedimentos finos depositados na parte em que há separação de fluxo na face de sotavento da duna. Essa separação de fluxo gera localmente cunhas de lama e ondulações na direção oposta na base das faces anteriores (Reesink e Bridge, 2007, 2009; Herbert et al., 2015; Dalrymple, 2010b). Por sua vez, a organização das fácies em sucessões granodecrescentes ascendentes representa o registro da migração de barras de maré em um regime de macromaré (Dalrymple et al., 1990; Allen, 1991; Shanmugam et al., 2000; Plink-Björklund, 2005). Essas barras se formam em contextos de maior energia. Essa macroforma é formada com uma leve obliquidade, aproximadamente 0 e 20° em relação ao fluxo dominante da corrente de maré (Houbolt, 1968). O fluxo de alta energia impede a deposição de sedimentos finos e forma um pavimento conglomerático através do qual a forma de leito migra, formando assim uma base mais grossa em relação ao topo da sucessão (Olariu et al., 2012). A terceira sucessão de

fácies sem tendência granulométrica representa uma porção offshore da rampa dominada por marés. É representada por pacotes distais espessos de lama e areia muito fina, representados por calcarenitos ricos em bioclastos, característicos do ambiente inframaré (Altiner e Savini, 1991). Essas fácies representam a porção distal dessa associação de fácies com ritmicidade na proporção de bioclastos e micrita, característica das correntes de maré. Em porções de energia mais baixa e mais distais, foram depositadas fácies de margas carbonáticas maciças e laminadas, com ou sem bioclastos de carbonato, também característica do ambiente inframaré, conforme descrito por Altiner & Savini (1991).

## **5.2. Evolução estratigráfica**

Com base na correlação de dados litológicos e geofísicos de 15 poços (Fig. 4) da Formação Juruá, oito dos quais foram descritos em amostras de testemunhos de sondagem e os demais analisados em perfis de raios gama, foram discriminados três intervalos estratigráficos: planície aluvial, planície costeira terrígena e rampa dominada por marés. Esses intervalos são delimitados por superfícies estratigráficas identificadas por variações nas assinaturas de valores de raios gama, acompanhadas por mudanças nas associações de fácies.

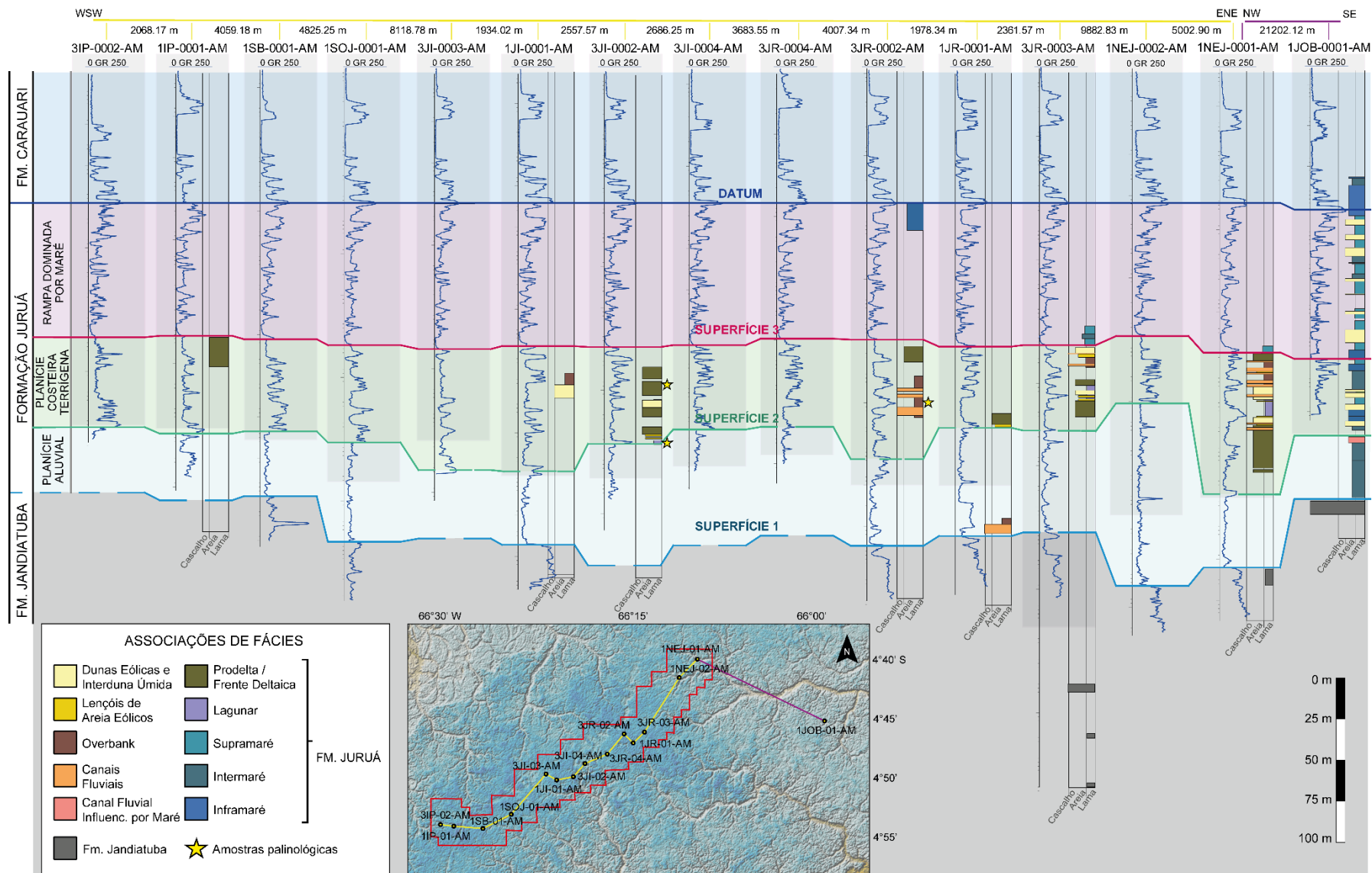


Figura 4: Seção de correlação reduzida de oito poços da Formação Juruá individualizando três intervalos estratigráficos.

### *5.2.1. Intervalo Estratigráfico 1: Planície Aluvial*

O intervalo basal apresenta predomínio de associações de fácies fluviais e é limitado na base pela discordância (Superfície 1) com os depósitos glaciais da Formação Jandiatuba. A identificação da associação de fácies de canal fluvial se dá pela análise de fácies no poço 1-NEJ-1-AM e pelo reconhecimento da assinatura geofísica dessa associação em outros poços em intervalos basais da Formação Juruá. A discordância basal é marcada nos perfis de raio gama pela mudança abrupta de valores mais altos na Formação Jandiatuba para valores mais baixos na Formação Juruá. A assinatura de raios gama é caracterizada por uma forma de caixa levemente serrilhada, diagnosticada como pacotes de arenitos amalgamados. No topo, o intervalo fluvial é delimitado por uma Superfície de Regressão Máxima (Superfície 2), identificada pela variação na assinatura do perfil de raios gama de um padrão serrilhado para valores gradualmente decrescentes em intervalos métricos escalonados. Essa variação diferencia o padrão de caixa característico do intervalo fluvial na base.

### *5.2.2. Intervalo Estratigráfico 2: Planície Costeira Terrígena*

O intervalo estratigráfico 2 da Formação Juruá, denominado planície costeira terrigenosa, é composto por associações de fácies predominantemente fluvio-deltaicas, intercaladas por depósitos eólicos e lagunares. Na porção proximal, esse intervalo é caracterizado por depósitos lagunares, deltaicos, fluviais e eólicos caracterizados por uma intensa variação nos valores de raios gama em intervalos métricos. Os picos de valores de raios gama marcam o episódio de afogamento da planície registrado por depósitos lagunares de até oito metros de espessura e até 25 km de continuidade lateral em três poços. Na porção distal, o poço 1-JOB-1-AM mostra uma influência marinha com depósitos intermaré e inframaré. Esse intervalo é delimitado na base pela Superfície 2, marcando uma superfície de regressão máxima, e no topo por uma superfície transgressiva de ravinamento de maré.

### *5.2.3. Intervalo Estratigráfico 3: Rampa Dominada por Maré*

O intervalo superior da sucessão estratigráfica é composto de associações de fácies características de um ambiente de rampa marinha dominado pela maré, formado por sedimentação siliciclástica e contribuição de carbonato com bioclastos e micrita. Ela está posicionada abruptamente sobre os depósitos fluvio-eólicos-deltaicos do intervalo estratigráfico 2, marcando uma superfície transgressiva de ravina de maré

(Superfície 3) com deposição de associações de fácies de supramaré (poço 3-JR-3-AM). Na parte superior do intervalo de rampa dominado por maré, a transgressão marinha é estabelecida e os depósitos continentais terrestres cessam. Assim, desenvolvem-se ciclos T-R de alta frequência. Esses ciclos são diagnosticados nos perfis de raios gama nos poços. A assinatura desse registro é caracterizada por: (1) intensa intercalação de pacotes finos e homogêneos com baixos valores de raios gama, indicando pacotes de dunas costeiras; (2) baixos valores de raios gama produzidos pela deposição de sedimentos finos e precipitação de minerais evaporíticos de supramaré; (3) valores intermediários e altamente variáveis de depósitos arenosos-pelíticos de intermaré; e (4) padrão serrilhado com valores decrescentes de raios gama produzidos por formas de leito de inframaré com base pelítica e topo arenoso.

### **5.3. Paleontologia**

O estudo paleontológico de amostras de pelito laminado (FI) com alta concentração de matéria orgânica indicou a presença de fragmentos de plantas e conchostráceos preservados como impressões e moldes na rocha (Figura 5). Esses fósseis estão presentes nas associações de fácies Lagunar, Prodelta/Frente Deltaica (interdigitação com sedimentos lagunares/lacustres) e Overbank do Intervalo Estratigráfico 2. Os fragmentos de plantas são representados por fósseis de caules de esfenófitas. Os conchostráceos são classificados como da subordem *Spinicaudata*,



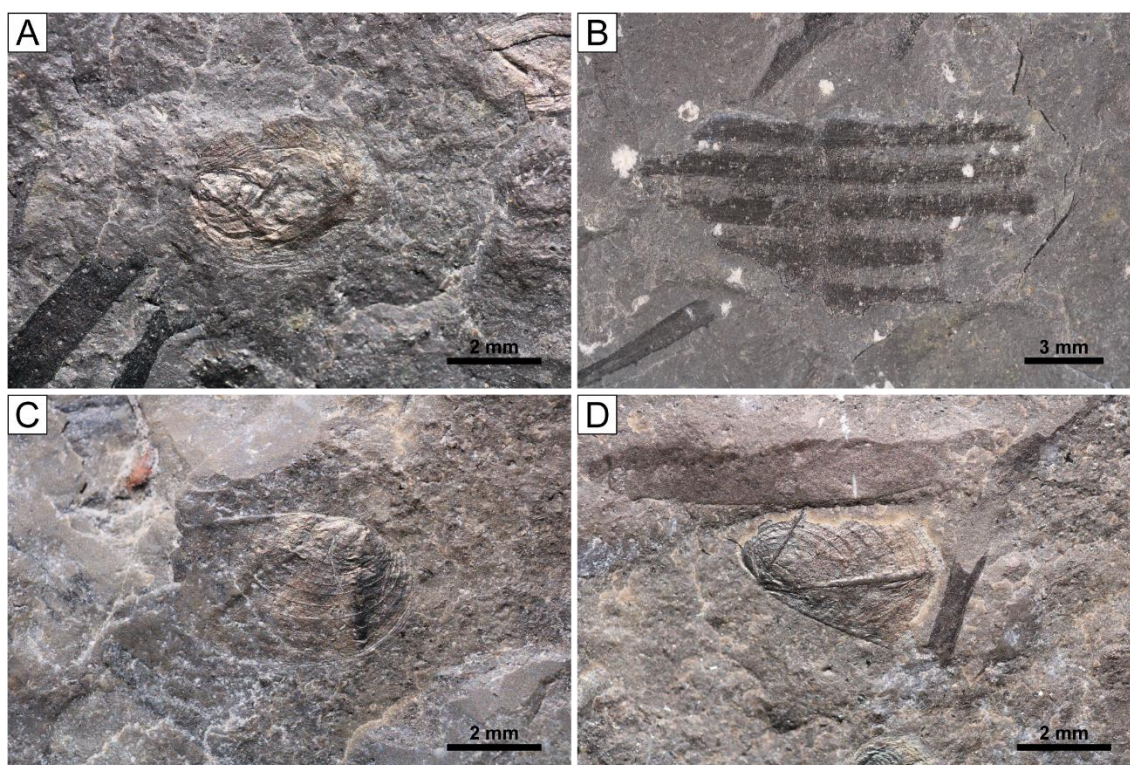


Figura 5: (A) Fóssil de concha de Conchostraceous em amostra de lamito laminado do poço 3-JI-2-AM (testemunho 02 - caixa 01). (B) Fóssil de fragmento de Sphenophita em amostra de pelito laminado do poço 3-JI-2-AM (testemunho 02 - caixa 01). (C) e (D) Fósseis de conchas de Conchostraceous em amostras de pelito laminado do poço 3-JR-2-AM (testemunho 07 - caixa 05).

As *Sphenophyta* são características de climas úmidos e têm uma forte afinidade com ambientes de água doce. São comumente encontradas nas margens de rios e planícies de inundação, bem como nas margens de lagos (e.g. Mancuso & Marsicano, 2008; Darwish & Safori, 2016). Os crustáceos da subordem *Spinicaudata* são indicativos de ambientes com lagos e lagoas rasos de água doce a oligohalina em regiões costeiras e pantanosas (Webb, 1979; Chen & Hudson, 1991). Os conchostraceanos pennsylvanianos também foram encontrados na Bacia de Illinois e associados a ambientes pantanosos e deltaicos (Petzold & Lane, 1988).

As condições necessárias para o desenvolvimento desses organismos correspondem às interpretações paleoambientais atribuídas ao Intervalo Estratigráfico 2. Assim, o conteúdo fóssilífero corrobora a interpretação de que nesse estágio evolutivo da Formação Juruá o clima era úmido com a presença de corpos lagunares contínuos e canais fluviais.

#### 5.4. Palinostratigrafia

Foram recuperados palinórfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa das três amostras selecionadas de pelitos laminados (F1) da associação de fácies Lagunar (poços 3-JI-2-AM (profundidade 2660 m e 2624,3 m) e 3-JR-2-AM (profundidade 2751 m)). Entre estes, os palinórfos são predominantes, compreendendo principalmente esporos e grãos de pólen abundantes e bem preservados, bem como algas prasinophyceae (*Leiosphaeridia* sp.) subordinada e raros acritarcas (*Michrystidium* spp.). Os esporos são representados principalmente por *Spelaetriteles triangulus* (espécie mais comum dos taxa de esporos-pólen), seguido por *Endosporites* e *Calamospora*; os grãos de pólen monossacados compreendem espécies de *Plicatipollenites* (*P. gondwanensis*, *P. spp.*), *Cannanoropollis* spp, *Crucisaccites monoletus*, *Circumplicatipollenites plicatus*, *Caheniasaccites* spp., *Potonieisporites* (*P. triangulatus*, *P. neglectus*, *P. spp.*), e *Striomonosaccites* sp. A em Playford e Dino (2000); foi encontrado um grão de pólen bissacado (*Limitisporites hexagonalis*) (Figura 6).

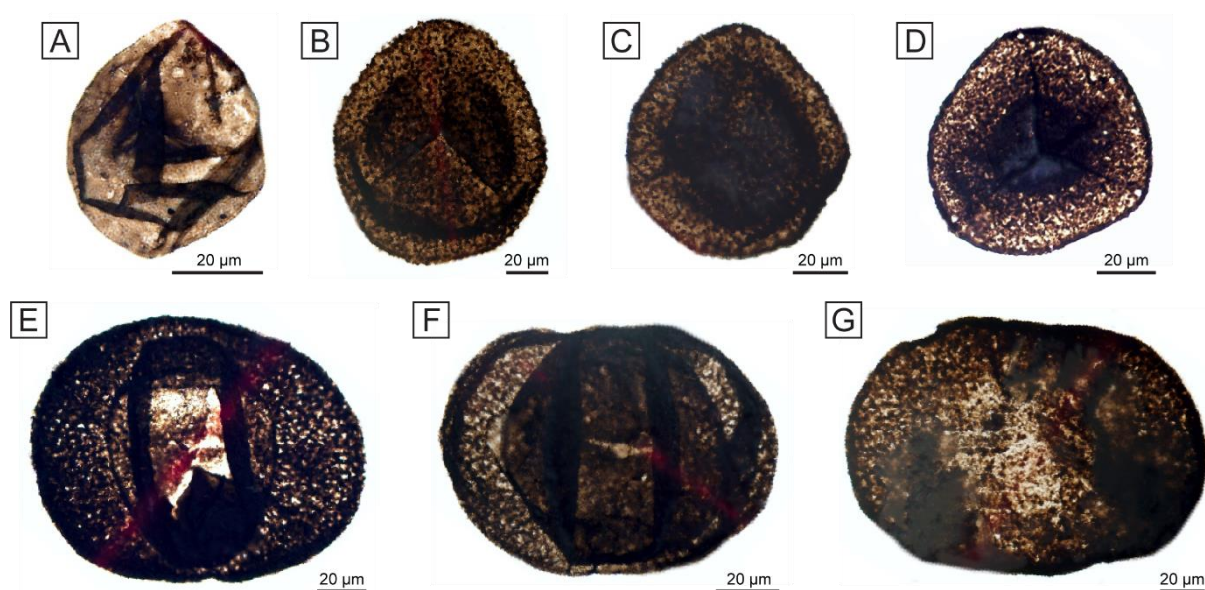


Figura 6: Fotomicrografias de palinotaxa selecionados da Formação Juruá. Entre parênteses, o número do slide e as coordenadas do England Finder. A) *Calamospora breviradiata* (MP-P 15706a, X53-4); B) *Spelaetriteles triangulus* (MP-P 15710a, C49-3); C) *Spelaetriteles triangulus* (MP-P 15709a, Q32); D) *Endosporites globiformis* (MP-P 15706a, O40); E) *Potonieisporites neglectus* (MP-P 15705, O37-2); F) *Limitisporites hexagonalis* (MP-P 15707a, V39); G) *Striomonosaccites* sp. A em Playford & Dino 2000 (MP-P 15709a, R40-1).

A proposta de Daemon e Contreiras (1971) constitui a única subdivisão palinoestratigráfica derivada do Grupo Tefé. No entanto, uma aplicação adequada

desse esquema é limitada principalmente devido à sua abordagem taxonômica superficial, bem como à imprecisão das idades indicadas. A subdivisão palinoestratigráfica elaborada por Playford e Dino (2000) para a Bacia do Amazonas compreende sete palinozonas reconhecidos no Grupo Tapajós, em ordem estratigráfica ascendente, zonas *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus*, *Illinites unicus*, *Striatosporites heyleri*, *Raistrickia cephalata*, *Vittatina costabilis* e *Tornopollenites toreutos*. O registro comum de *Spelaeotriletes* em nossas amostras é uma característica compartilhada com os palinozonas *S. triangulus*, *S. incrassatus* e *I. unicus* de Playford e Dino (2000), que ocorrem nas formações Monte Alegre e Itaituba. No entanto, de acordo com Playford e Dino (2000), *Striomonosaccites* sp. A tem sua primeira aparição a partir do palinozona de *Raistrickia cephalata*, correspondente à Formação Nova Olinda. Esta situação não é compatível com as correlações laterais entre as unidades dos grupos Tapajós e Tefé. Uma análise palinoestratigráfica recente e inédita de material de subsuperfície dos grupos Tapajós e Tefé realizada pelos autores (PAS, CMF e DRB) permitiu o registro deste grão de pólen monossacado (*Striomonosaccites* sp. A) dentro da Formação Juruá, juntamente com foraminíferos pertencentes às zonas FF-I e PF-I de Altiner e Savini (1995). Ambas as zonas de foraminíferos foram reconhecidas desde a porção média até a superior da Formação Juruá, sendo atribuídas ao Atokan Inferior por esses autores. Como resultado, uma idade bashkiriana superior é indicada para as amostras aqui analisadas. Os registros de *Leiosphaeridia* spp. e acritarcas das três amostras estudadas indicam ambiente deposicional subaquoso sob influência marinha.

## 6. DISCUSSÕES

A integração dos dados estratigráficos e paleontológicos mostra dois estágios de evolução paleoclimática da Formação Juruá. O primeiro estágio climático (Fig. 7A) registra um ambiente mais úmido em uma planície costeira aluvial (intervalos estratigráficos 1) a terrígena composta principalmente por flúvio-deltaicos (intervalos estratigráficos 2), com fósseis de plantas e leitos métricos de sedimentos lamosos característicos de um clima úmido. O segundo estágio climático (Fig. 7B) é representado por evaporitos espessos e expansão do campo de dunas eólicas, indicando um contexto climático semiárido a árido. Essas mudanças climáticas entre a base e o topo da Formação Juruá podem ser resultado de mudanças no padrão de circulação atmosférica induzidas por avanços e recuos das camadas de gelo nas altas latitudes de Gondwana, conforme discutido na sequência.



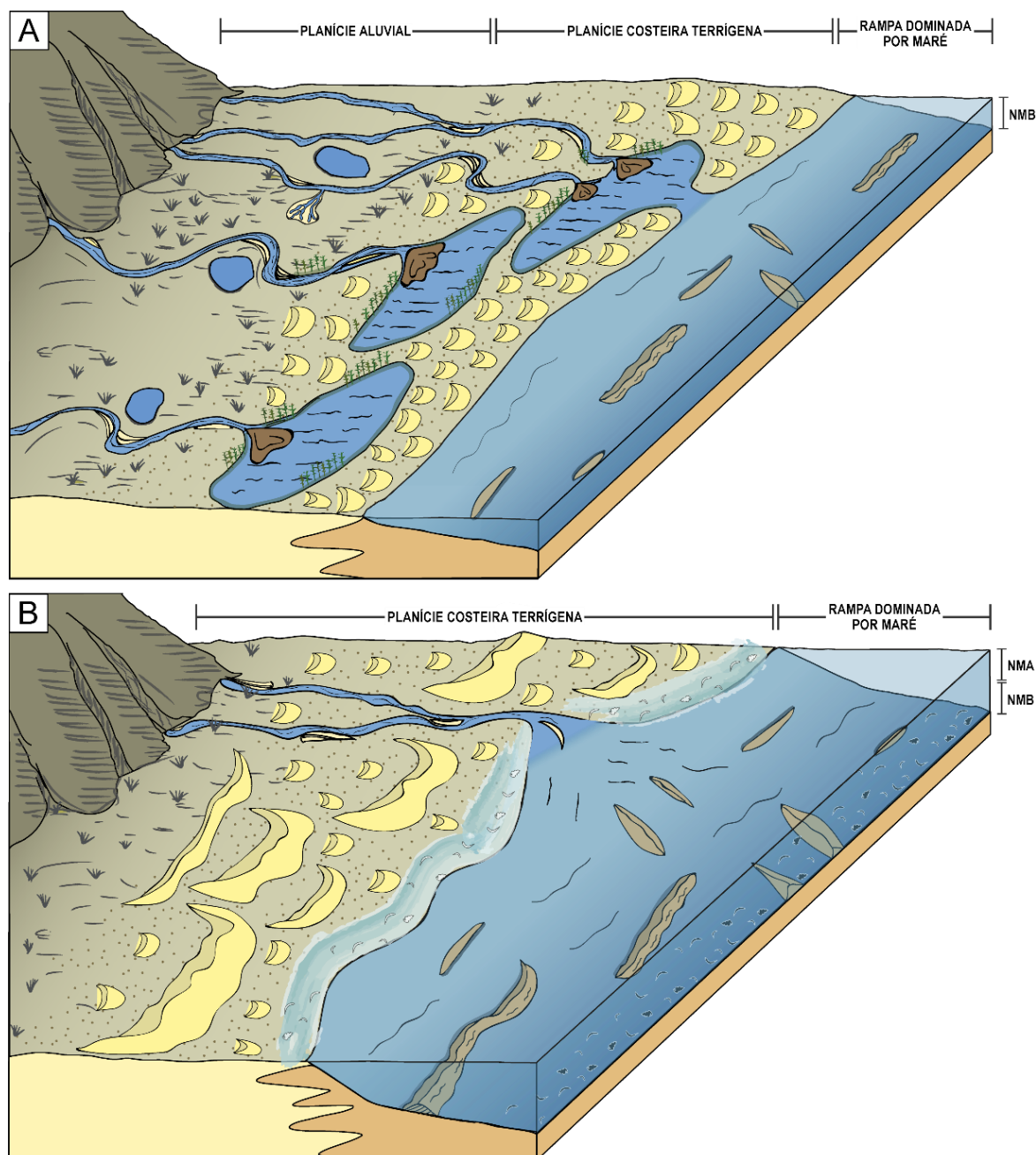


Figura 7: Modelo paleoambiental e paleoclimático da Formação Juruá. (A) Estágio climático úmido com extensa deposição de canais fluviais, deltas e lagunas/lagos com retrabalhamento por dunas eólicas. Presença de vegetação nas margens dos corpos d'água e ampla planície de inundação. (B) Estágio climático árido com formação da planície de Supramaré com evaporitos e expansão do campo de dunas. A transgressão acompanha a aridificação e permite a deposição de sedimentos marinhos sobre depósitos continentais.

### 6.1. Condicionantes climáticos

A alternância de períodos glaciais e interglaciais afeta diretamente a proporção e o posicionamento latitudinal das células de circulação atmosférica (Perlmutter & Matthews, 1989). Durante os períodos interglaciais, as células Polar e Ferrer se retraem e a célula Hadley e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se expandem.

A expansão da área de influência da ZCIT proporciona umidade e temperatura mais alta nas latitudes de cerca de 20° a 30° durante os períodos de mínimo glacial. Ao contrário, em períodos glaciais, as células Polar e Ferrer expandem e contraem a célula Hadley e a ZCIT. Esse efeito oposto reduz as áreas de umidade tropical e aproxima as zonas áridas da latitude de 30°.

A influência das flutuações entre os períodos glaciais e interglaciais é observada em indicadores paleoambientais, como registros sedimentares, fósseis e análises isotópicas. Os episódios glaciais da Era Glacial do Paleozóico Tardio (LPIA) (López-Gamundí, 1997; Iannuzzi et al., 2023) são especialmente evidenciados por depósitos glaciais espessos em bacias gondwânicas. O episódio glacial do Pennsylvaniano Médio foi caracterizado por Iannuzzi et al. (2023) como a ocorrência de dois pulsos de glaciação e deglaciação da metade inferior do Bashkiriano até o Moscoviano. Entre esses pulsos, o episódio de deglaciação ocorrido após a glaciação bashkiriana é representado por depósitos de diamictitos de origem glacial da Formação Campo Mourão no Grupo Itararé da Bacia do Paraná (sul do Brasil) (Valdez Buso et al., 2020; Iannuzzi et al., 2023) (Figura 8).

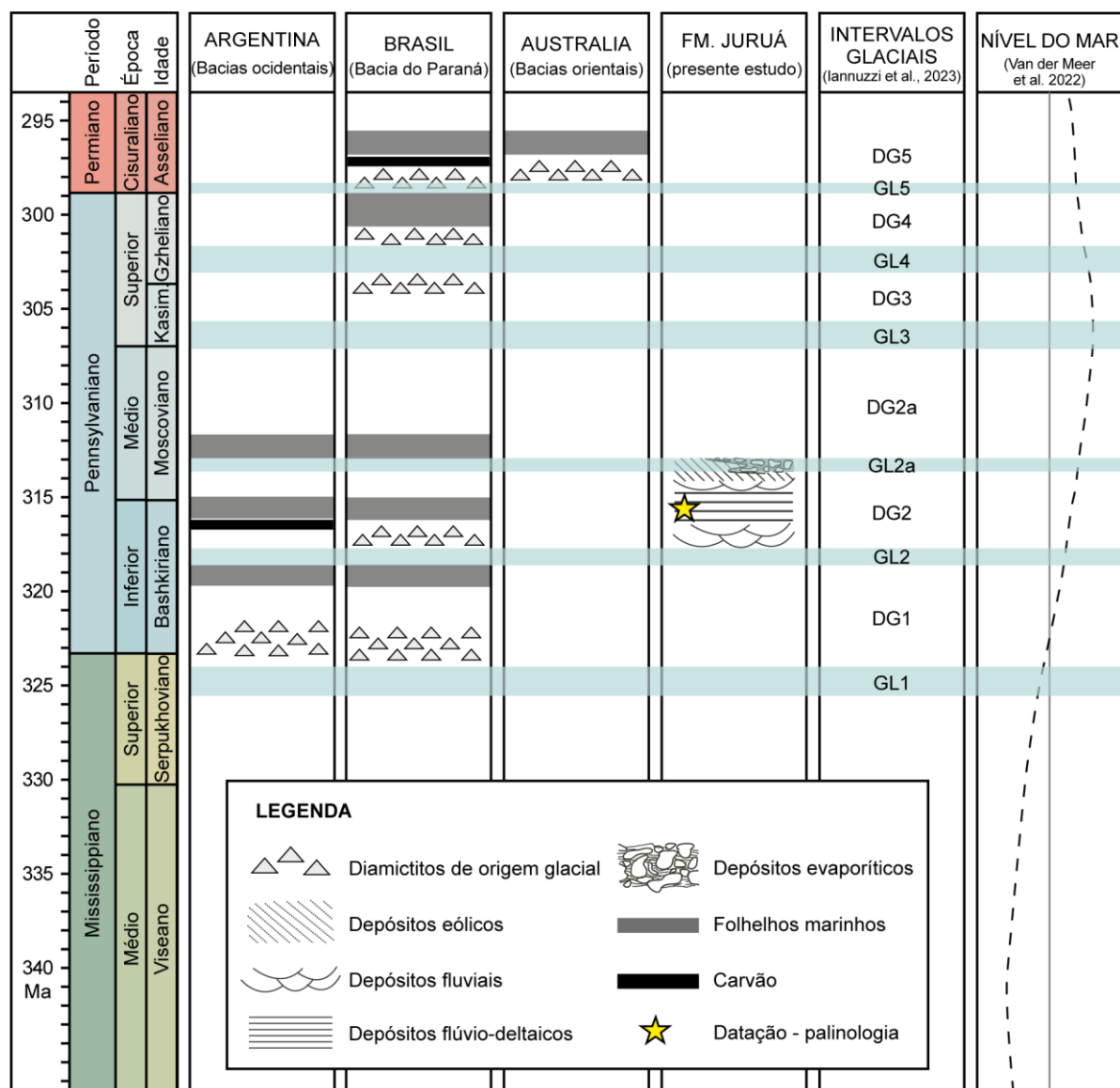


Figura 8: Correlação entre as bacias gondwânicas do oeste da Argentina, da Bacia do Paraná (Brasil), da Austrália Oriental e da Formação Juruá (Bacia do Solimões) durante os episódios glaciais do Pennsylvaniano com base no estudo de Iannuzzi et al. (2023). Curva de variação do nível do mar modificada de Van der Meer et al. (2022).

A sucessão sedimentar da Formação Juruá na Bacia do Solimões descrita neste estudo começou a ser depositada durante o Bashkiriano Superior, de acordo com dados de datação palinológica. A interpretação da evolução estratigráfica dessa unidade leva à identificação de uma aridificação progressiva da costa marítima epicontinental de Gondwana nas proximidades da latitude 25° sul. Interpretamos que a aridificação é uma consequência da variação no posicionamento das zonas úmidas e áridas com uma dinâmica de glaciação no Pennsylvaniano Médio (Figura 9).

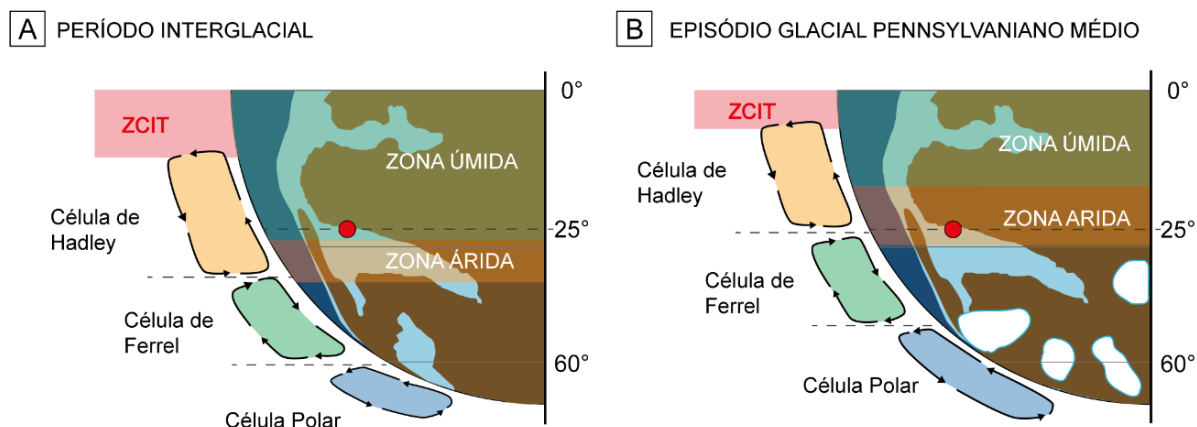


Figura 9: Modelo de evolução do paleoclima durante o Bashkiriano com base na reconstrução paleogeográfica de Scotese (2014) e no modelo de circulação atmosférica de Perlmutter e Matthews (1989) e Compagnucci (2011). Área de estudo destacada por ponto vermelho. Representação do posicionamento das células atmosféricas durante (A) o período interglacial e (B) o episódio glacial do Pennsylvaniano Médio.

No primeiro estágio climático (intervalos estratigráficos 1 e 2) são registrados ambientes úmidos depositados em contexto interglacial sob a influência do clima úmido da ZCIT expandida. O segundo estágio climático (intervalo estratigráfico 3) apresenta uma sucessão característica de clima árido possível pela influência da zona árida do limite entre as células de Hadley e Ferrer posicionadas em latitudes próximas a 30° em períodos glaciais. Em resumo, a mudança de clima úmido para árido é observada na latitude de 25° da sucessão estratigráfica da Formação Juruá como reflexo do movimento das células atmosféricas e das zonas climáticas durante a intensificação do episódio glacial do Pennsylvaniano Médio, correlacionado com a Formação Juruá.

## 6.2. Contexto tectônico

Embora os ciclos glaciais influenciem as flutuações do nível eustático, os condicionantes tectônicos locais controlam o espaço de acomodação, influenciando o comportamento do nível relativo do mar. Considerando a deposição em um período glacial, espera-se observar registros de queda do nível do mar na Formação Juruá e aumento da exposição subaérea (Iannuzzi et al., 2023). No entanto, a transgressão observada no empilhamento de depósitos marinhos sobre depósitos continentais indica o contrário. Becker (2005) aponta para um aumento gradual na subsidência da bacia durante a deposição da Formação Juruá, culminando em um pico de subsidência para os estágios finais de acumulação da unidade. Becker (op. cit.)



relaciona esse aumento na subsidência como resultado do tectonismo ativo na colisão dos continentes Gondwana e Laurásia ao norte da Bacia do Solimões. Esse incremento na taxa de subsidência também é observado por Dávila et al. (2019) na curva de subsidência das bacias do Solimões e do Amazonas. Com base na curva apresentada pelo estudo citado, a taxa de subsidência calculada é de 12 m/Ma.

Dessa forma, a transgressão da Formação Juruá é resultado de um aumento na taxa de subsidência que supera a tendência global de rebaixamento (eustático) do nível do mar. Segundo Van der Meer et al. (2022), o nível do mar estava caindo na tendência eustática de longo prazo (> 50 milhões de anos) até o final do Bashkiriano. Portanto, é possível notar divergência entre as tendências globais e o registro bashkiriano da Bacia do Solimões. Assim, é possível supor que os mecanismos climáticos e tectônicos locais e globais são independentes no controle deposicional da Formação Juruá e que a transgressão foi causada pelo aumento da subsidência local da bacia que anulou o decaimento eustático global.

### **6.3. Condicionantes estratigráficos na heterogeneidade de reservatório**

A evolução paleoambiental e paleoclimática da Formação Juruá influenciou diretamente na variabilidade dos ambientes deposicionais e posicionamento de superfícies estratigráficas. A Formação Juruá, por possuir camadas de rocha reservatório do sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá, deve apresentar porosidade e permeabilidade favoráveis para concentração de hidrocarbonetos. Essas propriedades petrográficas também são importantes requisitos para a possibilidade de armazenamento geológico de carbono nessa formação. Para o estudo da heterogeneidade dessa unidade, são reconhecidas três escalas de análise dos atributos petrográficos: litofácies, associação de fácies e intervalo estratigráfico.

#### **6.3.1. Heterogeneidade em litofácies**

Na escala de observação de litofácies, agrupamos em cinco grupos conforme a semelhança na porosidade e permeabilidade, sendo: arenitos eólicos, arenitos não-eólicos, heterolitos, conglomerados e depósitos de granulometria fina e evaporitos. Segundo Elias et al. (2004), os arenitos eólicos e não-eólicos da Formação Juruá apresentam porosidade e permeabilidade diferentes devido à influência sedimentológica na granulometria e à história diagenética desses depósitos. Em geral, os arenitos eólicos apresentam maior porosidade e permeabilidade em razão da granulometria mais grossa, continuidade lateral e cimentação menos pervasiva.

Apesar da cimentação por anidrita poiquilotópica observada em arenitos eólicos próximos de contato com evaporitos, Elias et al. (2004) enfatiza que essa cimentação é descontínua e não compromete significativamente a permeabilidade dessas rochas. Por outro lado, Elias et al. (2004) demonstra que os arenitos não-eólicos apresentam porosidade e permeabilidade reduzida em relação aos arenitos supracitados. Esse aspecto é explicado pela moderada a mal seleção dos grãos e a cimentação por dolomita blocosa e compactação que reduziram a porosidade. Próximo ao contato com pelitos, os arenitos não-eólicos apresentam crescimentos de quartzo que também contribuem para restringir a porosidade. No presente estudo, também foi caracterizado o grupo de litofácies com alternância na deposição de areia e lama composto por heterolitos com acamamento linsen, wavy e flaser, heterolito rítmico (formado por processos de maré) e arenito com estratificação cruzada tangencial com lama nos foresets. Essas litofácies apresentam redução da porosidade e permeabilidade, em relação às demais já descritas, devido a variação das propriedades petrográficas das lâminas de areia e lama que tornam as camadas heterogêneas (Aplin & Larter, 2005; Ringrose et al., 2005). Os conglomerados descritos na Formação Juruá são caracterizados pela presença de matriz arenosa e clastos e intraclastos de tamanho grânulo a bloco. Esse atributo ocasiona baixa porosidade primária da rocha, desconsiderando modificação diagenéticas na porosidade (Clarke, 1979). As fácies compostas predominantemente por sedimentos finos siliciclásticos e carbonáticos e evaporitos compõem o grupo de litofácies com menor permeabilidade do arcabouço estratigráfico da Formação Juruá. Essa característica é decorrente da estrutura física dos minerais formadores dessas rochas, seja em lamelas argila e micrita ou grandes nódulos de anidrita.

### *6.3.2. Heterogeneidade em associações de fácies*

Com base na caracterização qualitativa da porosidade e permeabilidade das litofácies, as associações de fácies foram analisadas considerando intercalação e proporção das fácies que as compõem. Os diferentes arranjos e interrelações das litofácies conferem às associações de fácies variações na heterogeneidade em escala métrica (mesoscópica). Dessa forma, as associações de fácies descritas nesse estudo foram ordenadas entre maior e menor porosidade e permeabilidade inferidas a partir da tipificação das fácies descritas anteriormente.

As associações de fácies com maior porosidade e permeabilidade, segundo a análise inicial das fácies presentes, são as associações de Dunas Eólicas e Interduna

Úmida e Lençóis de Areia Eólica. Tais sucessões apresentam arenitos com moderada a alta seleção dos grãos e história diagenética favorável para a preservação da porosidade primária. Além disso, são homogêneas quanto a diversidade de litologias. Por não apresentarem camadas de litofácies de baixa porosidade e permeabilidade, não possuem barreiras de fluxo significativas. No entanto, quando essas associações de fácies estão em contato com camadas de pelitos e evaporitos, podem apresentar cimentos de quartzo e anidrita poiquilotópica respectivamente.

As associações que apresentam porosidade e permeabilidade intermediária são: Inframaré, Canal Fluvial Influenciado por Maré, Canal Fluvial. Essas associações de fácies são compostas por litofácies que possuem características que reduzem a permo-porosidade, como arenitos com moderada a má seleção dos grãos e cimentação obliterando parcialmente a porosidade primária (Elias et al., 2004), conglomerados e, localmente, pelitos. No entanto, essas sucessões não apresentam intensa variabilidade faciológica, o que gera considerável homogeneidade em escala métrica.

Associações de fácies com intercalação frequente de litofácies pelíticas, heterolíticas e arenosas apresentam características que tornam as propriedades petrográficas heterogêneas em escala mesoscópica. As associações de fácies de Intermaré e Prodelta/Frente Deltaica são compostas principalmente por litofácies que não apresentam alta porosidade e permeabilidade, como camadas de heterolitos, pelitos e arenitos não-eólicos (Elias et al., 2004), e apresentam intensa intercalação dessas fácies, o que promove barreiras de fluxo nas sucessões, até mesmo em intervalo de predomínio de fácies arenosas.

As associações de fácies de Overbank, Lagunar e Supramaré apresentam as maiores barreiras de fluxo da Formação Juruá em escala mesoscópica. São compostas predominantemente por espessas camadas de pelitos e, no caso da Supramaré, apresenta intensa cimentação nodular por anidrita. Apesar da alta porosidade de pelitos, a baixa permeabilidade e, localmente, a presença de cimentação pervasiva evaporítica caracterizam essas associações como selos estratigráficos da sucessão da Formação Juruá estudada nesse trabalho.

### *6.3.3. Heterogeneidade em intervalos estratigráficos*

Analisando a organização das associações de fácies nos intervalos estratigráficos descritos e interpretados na seção 6.2., nota-se variação na proporção

das associações com diferentes porosidades e permeabilidades analisadas qualitativamente. É possível distinguir a possível permoporosidade dos intervalos observando a predominância de associações de fácies mais porosas e a intercalação com associação que formam barreiras de fluxo.

O Intervalo Estratigráfico 1 é composto predominantemente pelas associações de fácies de canal fluvial e overbank na porção proximal. A intercalação dessas associações gera compartimentação do possível reservatório devido a diferença de permeabilidade entre fácies arenosas e pelíticas e influência de fluidos oriundos dos lutitos na cimentação da porosidade dos arenitos (Elias et al., 2004). Na porção distal, descrita no poço 1-JOB-1-AM, a composição por pacotes espessos de heterolitos rítmicos de maré com alternância de lâminas de areia e lama acarreta na redução de permeabilidade da sucessão na porção distal.

O Intervalo Estratigráfico 2 apresenta, na porção proximal, frequente alternância entre as associações de fácies de Prodelta/Frente Deltaica, Canal Fluvial, Overbank, Lagunar e, em menores espessuras, Dunas Eólicas e Interduna Úmida e Lençóis de Areia Eólica. As associações de fácies eólicas ocorrem em menor expressão, mas apresentam as propriedades petrográficas mais favoráveis para reservatório, como demonstrado anteriormente. No entanto a intercalação com associações de fácies menos porosas e permeáveis compartimenta o possível reservatório. Na porção distal, esse intervalo é representado pela intercalação de associação de fácies de Inframaré, Intermaré e Dunas Eólicas e Interdunas Úmidas. Considerando a presença de arenitos eólicos e arenitos de inframaré e ausência de fácies pelíticas espessas, espera-se que a porosidade e permeabilidade dessa sucessão seja homogênea. No entanto, a presença de heterolitos rítmicos com lâminas de lama reduz a permeabilidade do intervalo na porção distal.

O Intervalo Estratigráfico 3 encerra a sucessão estudada com o empilhamento de pacotes de associação de fácies de Supramaré e Dunas Eólicas e Interdunas Úmidas. A intercalação dessas associações resulta em significativo contraste da porosidade e permeabilidade do intervalo. As fácies eólicas presentes, como descrito anteriormente, possuem características petrográficas favoráveis para reservatório. Os evaporitos que compõem a associação de fácies de Supramaré servem como selo do reservatório eólico e afeta localmente a cimentação dos arenitos originando nódulos de anidrita nos arenitos em contato com evaporitos (Elias et al., 2004). Assim, o Intervalo Estratigráfico 3 apresenta condições de permoporosidade favoráveis para

reservatório nos arenitos eólicos, no entanto esse reservatório é frequentemente segmentado pelos evaporitos, que atuam como barreira de fluxo que compartimentam o reservatório.

Os diferentes intervalos estratigráficos são estratigraficamente relacionados com a evolução paleoclimática da Formação Juruá. Dessa forma, é possível relacionar as etapas paleoclimáticas com compartimentação da Formação Juruá quanto às características petrográficas. No contexto úmido no início da deposição da Formação Juruá, os arenitos não-eólicos predominavam e eram possíveis reservatórios. Essas rochas apresentavam porosidade inferior aos arenitos eólicos e eram continuamente compartimentados por espessas camadas de pelitos (características de clima úmido). As camadas de pelitos também influenciavam fortemente na cimentação de quartzo nos arenitos não-eólicos adjacentes. O clima árido que se estabeleceu ao final da sucessão favoreceu a expansão de campos de dunas, principais reservatórios da unidade. Apesar de amplificar a sedimentação de rochas reservatório, a aridificação também possibilitou a formação de rochas selantes com as camadas espessas de evaporitos.

Futuros estudos para quantificação da porosidade e permeabilidade são pertinentes para melhor detalhamento da heterogeneidade e aplicação desse estudo.

## 7. CONCLUSÕES

Foram discriminados três intervalos estratigráficos na Formação Juruá que registram: (1) planície aluvial com deposição por canais fluviais, (2) planície costeira terrígena formada por depósitos fluvio-eólicos, deltaicos e lagunares e (3) rampa dominada por marés caracterizada pelo avanço de depósitos marinhos sobre sedimentos continentais. Esses intervalos estratigráficos foram interpretados e agrupados em dois estágios climáticos da Formação Juruá. O primeiro estágio é representado pelos intervalos estratigráficos 1 e 2, caracterizados por depósitos fluviais espessos, planícies de inundação desenvolvidas, depósitos lagunares e deltaicos e fósseis vegetais e conchostáceos, característicos de um clima úmido. O segundo estágio climático é representado pelo intervalo estratigráfico 3, caracterizado por indicadores paleoclimáticos de um clima árido, como depósitos espessos de evaporitos e expansão de campos de dunas eólicas. Essa aridização pode estar associada a mudanças climáticas induzidas por alterações nas células de circulação atmosférica resultantes de expansões e contrações das camadas de gelo. Em paleolatitudes próximas a 25°, as células atmosféricas apresentaram comportamentos diferentes nos períodos glacial e interglacial. Durante o intervalo interglacial do início do Baskariano, essa região foi mais influenciada pelo clima úmido devido à expansão das células de Hadley e da Zona de Convergência Intertropical. Por outro lado, durante o incremento dos mantos de gelo no início do Moscoviano, as células Ferrer e Polar se expandiram e puderam mover a zona árida para latitudes mais baixas e contrair a zona tropical úmida. A tendência transgressiva geral observada na Formação Juruá está relacionada a um aumento nas taxas de subsidência que anulou a queda eustática resultante da glaciação do sul de Gondwana durante o Baskariano e Moscoviano.

Além disso, é possível observar a influência das variações climáticas na compartimentação da Formação Juruá. Foram diferenciadas três escalas de análise da heterogeneidade da unidade em que se hierarquizaram as litofácies, associações de fácies e intervalos estratigráficos quanto a porosidade e permeabilidade inferida qualitativamente. As litofácies e associações de fácies eólicas apresentaram melhores propriedades petrográficas como reservatório da Formação Juruá e são encontradas nos intervalos estratigráficos 2 e 3. As litofácies caracterizadas como rochas selo e barreiras de fluxo são os pelitos e evaporitos encontrados nos intervalos estratigráficos 2 e 3, respectivamente. Com a expansão de campos de dunas e

formação de evaporitos com a aridização, nota-se a estreita relação entre a evolução paleoclimática e a heterogeneidade da Formação Juruá.

## 8. REFERÊNCIAS

- Alexander, J. 1989. Delta or coastal plain? With an example of the controversy from the Middle Jurassic of Yorkshire. In M. K. G. Whatelet & K. T. Pickering (Eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels* (Special Publication, Vol. 41, pp. 11–19). Geological Society. <http://sp.lyellcollection.org/>
- Allen, G. P. 1991. Sedimentary Processes and Facies in the Gironde Estuary: A Recent Model for Macrotidal Estuarine Systems. *Clastic Tidal Sedimentology — Memoir 16*, 29–39.
- Allen, J. P., Fielding, C. R., Gibling, M. R., & Rygel, M. C. 2014. Recognizing products of palaeoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: An example from the Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. *Sedimentology*, 61(5), 1332–1381. <https://doi.org/10.1111/sed.12102>
- Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93–114.
- Altiner, D., & Savini, R. 1991. *Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from the Amazonas and Solimões basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results*.
- Aplin, A. C., & Larter, S. R. 2005. Fluid Flow, Pore Pressure, Wettability, and Leakage in Mudstone Cap Rocks. In P. Boulton & J. Kaldi (Eds.), *Evaluating fault and cap rock seals: AAPG Hedberg Series* (Vol. 2, pp. 1–12). <https://doi.org/10.1306/1060752H23158>
- Barata, C. F., & Caputo, V. 2007. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões. O “estado da arte.” 4° *PDPETRO*.
- Becker, C. R. 2005. Cicloestratigrafia da sequência carbonático-evaporítica pensilvaniana da Bacia do Solimões, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 47–62.
- Best, J., & Bridge, J. 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, 39, 737–752.



- Bhattacharya, J. P., & Walker, R. G. 1992. Deltas. In R. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies Models: Response to sea level change* (pp. 157–177). Geological Association of Canada.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B. A., Donoghue, J. F., Davis, R. A., Fletcher, C. H., & Suter, J. R. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. In *Quaternary Coastal Evolution. Sediment. Geol* (Vol. 80).
- Bridge, J. S., & Best, J. L. 1988. Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, 35, 153–163.
- Briere, P. R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, 45(1), 1–7. <https://doi.org/10.1006/jare.2000.0633>
- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303–332.
- Caputo, M. V. 2014. Juruá orogeny: Brazil and Andean countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 181–190. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001>
- Caputo, M. V., & Silva, O. B. da. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In G. P. Raja Gabaglia & E. J. Milani (Eds.), *Origem e Evolução da Bacia do Solimões* (pp. 169–193). Petrobras. <https://www.researchgate.net/publication/321135203>
- Chen Pei-Ji, & Hudson, J. D. 1991. The conchostracan fauna of the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Scotland. *Palaeontology*, 34(3), 515–545.
- Cioccarelli, G. M., & Mizusaki, A. M. P. 2019. Sistemas petrolíferos atípicos nas bacias paleozoicas brasileiras - uma revisão. *Revista Geociências UNESP*, 38(2), 367–390.
- Clarke, R. H. 1979. Reservoir Properties of Conglomerates and Conglomeratic Sandstones. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(5), 799–809.
- Collinson, J. D., Mountney, N. P., & Thompson, D. B. 2006. *Sedimentary structures* (J. Collinson, N. Mountney, & D. Thompson, Eds.; 3th ed.). Terra.
- Compagnucci, R. H. 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biological*

- Journal of the Linnean Society*, 103, 229–249.  
<https://academic.oup.com/biolinnean/article/103/2/229/2452613>
- Crowley, T. J., & Baum, S. K. 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*, 20, 507–510.
- Dalrymple, R. W. 2010. Tidal Depositional System. In N. P. James & R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (pp. 201–232).
- Dalrymple, R. W., & Choi, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81(3–4), 135–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>
- Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Zaitlin, B. A., & Middleton, G. v. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37(4), 577–612. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00624.x>
- Dalrymple, R. W., Yang, B. C., & Chun, S. S. 2006. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: Summer tidal flat - Winter shoreface-reply. *Sedimentology*, 53(3), 693–696. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00785.x>
- Darwish, M. H., & Safori, Y. A. el. 2016. Late Carboniferous Macroflora from Rod El-Hamal Formation Wadi Araba, North Eastern Desert, Egypt. *Taeckholmia*, 36, 45–59.
- Dias, K. D. N., & Scherer, C. M. S. 2008. Cross-bedding set thickness and stratigraphic architecture of aeolian systems: An example from the Upper Permian Pirambóia Formation (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 405–415. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.07.008>
- Eiras, J. F. 2007. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas. *Apostila sobre prospecção e desenvolvimento de campos de petróleo e gás* (Projeto Multimin). Schlumberger.
- Eiras, J. F., Becker, C. R., Souza, E. M., Gonzaga, F. G., da Silva, J. G. F., Daniel, L. M. F., Matsuda, N. S., & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 8(1), 17–45.

- Elias, A. R. D., de Ros, L. F., Mizusaki, A. M. P., & Anjos, S. M. C. 2004. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 169(3–4), 191–217. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.06.001>
- Fan, D. 2010. Open-coast tidal flats. In *Principles of Tidal Sedimentology* (pp. 187–229). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_9)
- Fielding, C. R., Alexander, J., & Allen, J. P. 2018. The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 365, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.022>
- Fielding, C. R., Frank, T. D., & Isbell, J. L. 2008. The late Paleozoic ice age - A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. *Special Paper of the Geological Society of America*, 441, 343–354. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))
- Foix, N., Paredes, J. M., & Giacosa, R. E. 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 294, 342–355. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.07.001>
- Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S., & Andrews, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian “sand sheet” deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 733–746.
- Gonzalez, C. R. 1990. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 275–287.
- González-Bonorino, G., & Eyles, N. 1995. Inverse relation between ice extent and the late Paleozoic glacial record of Gondwana. *Geology*, 23, 1015–1018. <http://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-pdf/23/11/1015/3515494/i0091-7613-23-11-1015.pdf>
- Grader, G. W., Isaacson, P. E., Díaz-Martínez, E., & Pope, M. C. 2008. Pennsylvanian and Permian sequences in Bolivia: Direct responses to Gondwana glaciation. *Special Paper of the Geological Society of America*, 441, 143–159. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(10\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(10))

- Hein, F. J., & Walker, R. G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 562–570. [www.nrcresearchpress.com](http://www.nrcresearchpress.com)
- Herbert, C. M., Alexander, J., & de Álvaro, M. J. M. 2015. Back-flow ripples in troughs downstream of unit bars: Formation, preservation and value for interpreting flow conditions. *Sedimentology*, 62(7), 1814–1836. <https://doi.org/10.1111/sed.12203>
- Houbolt, J. J. H. C. 1968. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geologie En Mijnbouw*, 47(4), 245–273.
- Hunter, R. E. 1977. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(2), 697–706.
- Hunter, R. E., & Rubin, D. M. 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. *Developments in Sedimentology*, 38, 429–454. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70808-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70808-2)
- Iannuzzi, R., di Pasquo, M. M., Vesely, F. F., Scherer, C. M. S., Andrade, L. S., Mottin, T., & Kifumbi, C. 2023. Pennsylvanian glacial cycles in western Gondwana: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 535(1). <https://doi.org/10.1144/sp535-2022-342>
- Isbell, J. L., Henry, L. C., Gulbranson, E. L., Limarino, C. O., Fraiser, M. L., Koch, Z. J., Ciccioli, P. L., & Dineen, A. A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*, 22(1), 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.11.005>
- Kendall, A. C. 1978. Continental and supratidal (sabkha) evaporites. In *Facies Models* 11 (Vol. 5, pp. 66–78). Geoscience Canada.
- Kifumbi, C., Marlon dos Santos Scherer, C., Galvão de Souza, E., Domingos dos Reis, A., Formolo Ferronato, J. P., & Dalla Lana Michel, R. 2022. Late Pennsylvanian aridification in Gondwana mid-latitudes contemporaneous to high-latitudes ice cap expansion, upper Piauí Formation, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 117. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103840>
- Kocurek, G. 1981. Erg reconstruction: The Entrada Sandstone (Jurassic) of norther Utah and Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 125–153.

Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56.

Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Reviews Earth Planet. Science*, 19, 43–75. [www.annualreviews.org](http://www.annualreviews.org)

Kocurek, G., & Fielder, G. 1982. Adhesion Structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(4), 1229–1241.

Kocurek, G., & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: Theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46(3), 505–515. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00227.x>

Lancaster, N., & Teller, J. T. 1988. Interdune deposits of the Namib Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 55, 91–107.

Limarino, C. O., & Spalletti, L. A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3–4), 134–155. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.011>

López-Gamundí, O. R. 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America. In I. P. Martini (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes-Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic* (pp. 147–168).

López-Gamundí, O. R., & Buatois, L. A. 2010. Introduction: Late paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. In *Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 468). [https://doi.org/10.1130/2010.2468\(00\)](https://doi.org/10.1130/2010.2468(00))

Mancuso, A. C., & Marsicano, C. A. 2008. Paleoenvironments and taphonomy of a Triassic lacustrine system (Los Rastros Formation, central-western Argentina). *Palaios*, 23(8), 535–547. <https://doi.org/10.2110/palo.2007.p07-064r>

Manna, M. O., Scherer, C. M. dos S., Bállico, M. B., Reis, A. D. dos, Moraes, L. V., Ferrari, L. A. B., Roisenberg, H. B., & Oliveira, V. G. de. 2021. Changes in fluvial architecture induced by discharge variability, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 420. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105924>

Manshor, N. A., Amir Hassan, M. H., & Madon, M. 2022. Tidally-influenced fluvial channel systems from the Miocene Malay Basin, Malaysia: Evidence from core facies

and seismic geomorphological analyses. *Marine and Petroleum Geology*, 135. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105384>

Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & de Min, A. 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616–618. [www.sciencemag.org](http://www.sciencemag.org)

Miall, A. D. 1977. A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1), 1–62.

Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology* (Memoir 5, pp. 597–604). Canadian Society of Petroleum Geologists.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology* (4th ed.). Springer.

Milani, E. J., & Araújo, L. M. de. 2003. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo. In L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, & J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (pp. 541–553). CPRM.

Milani, E. J., & Zalán, P. V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3), 199–205. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/007>

Mountney, N. P. 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, 53(4), 789–823. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00793.x>

Neves, C. A. O., Campos, J. N. P., Arana, J., Teixeira, L. B., Rodrigues, R., & Trigüis, J. A. 1989. *Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas*. Manaus: Petrobras/Depex, Relatório Interno, 113p.

Olariu, C., Steel, R. J., Dalrymple, R. W., & Gingras, M. K. 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 279, 134–155. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.018>

Perlmutter, M. A., & Matthews, M. D. 1989. Global cyclostratigraphy - a model. In T. A. Cross (Ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy* (pp. 233–260). Prentice Hall.



Petzold, D. D., & Lane, N. G. 1988. Stratigraphic Distribution and Paleoecology of Pennsylvanian Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) on the East Side of the Illinois Basin. *Journal of Paleontology*, 62(5), 799–808.

<https://www.jstor.org/stable/1305401?seq=1&cid=pdf->

Plink-Björklund, P. 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 52(2), 391–428. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00703.x>

Putzer, H. 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In H. Sioli (Ed.), *The Amazon* (Vol. 56, pp. 15–46). Dr. W. Junk.

Quadros, L. P., Mello, J. H. G. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-mesozóicos. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 1, n. 2, p. 205-214.

Reesink, A. J. H., & Bridge, J. S. 2007. Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars. *Sedimentary Geology*, 202(1–2), 281–296. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.005>

Reineck, H.-E., & Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99–104.

Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper*, 216, 1–20. <https://doi.org/10.1130/SPE216-p1>

Ringrose, P., Nordahl, K., & Wen, R. 2005. Vertical permeability estimation in heterolithic tidal deltaic sandstones. *Petroleum Geoscience*, 11, 29–36. <http://pubs.geoscienceworld.org/pg/article-pdf/11/1/29/2850529/29.pdf>

Rosa, E. L. M., & Isbell, J. L. 2021. Late Paleozoic Glaciation. In *Encyclopedia of Geology* (pp. 534–545). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00063-1>

Scherer, C. M. S., Goldberg, K., & Bardola, T. 2015. Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 322, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.03.010>

Scherer, C. M. S., Lavina, E. L. C., Dias Filho, D. C., Oliveira, F. M., Bongioiolo, D. E., & Aguiar, E. S. 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine

- Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194(3–4), 169–193. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.002>
- Scotese, C. R. 2014. *Map Folio 65 Devono-Carboniferous Boundary (359.2 Ma) Drivers of species diversification in deep time View project Earth History: The Evolution of the Earth System View project*. [www.globalgeology.com](http://www.globalgeology.com).
- Shanmugam, G., Poffenberger, M., & Álava, J. T. 2000. Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bulletin*, 84(5), 652–682. <http://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-pdf/84/5/652/3355535/652.pdf>
- Teixeira, L. B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In J. H. G. Melo & G. J. S. Terra (Eds.), *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas* (pp. 1–8). Petrobras.
- Todd, S. P. 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In P. A. Carling & M. R. Dawson (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy* (pp. 299–350). John Wiley & Sons Ltd.
- Valdez Buso, V., Milana, J. P., di Pasquo, M., Paim, P. S. G., Philipp, R. P., Aquino, C. D., Cagliari, J., Junior, F. C., & Kneller, B. 2020. Timing of the Late Palaeozoic glaciation in western Gondwana: New ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 544. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109624>
- van den Berg, J. H., Boersma, J. R., & van Gelder, A. 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone-Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie En Mijnbouw*, 86(3), 86–89.
- van der Meer, D. G., Scotese, C. R., Mills, B. J. W., Sluijs, A., van den Berg van Saparoea, A. P., & van de Weg, R. M. B. 2022. Long-term Phanerozoic global mean sea level: Insights from strontium isotope variations and estimates of continental glaciation. *Gondwana Research*, 111, 103–121. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.07.014>
- Walker, R. G.; James, N. P. 1992. *Facies models: response to sea level change*. Newfoundland, Canada: Geological Association of Canada.



Wanderley Filho, J. R., Eiras, J. F., & Vaz, P. T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 15(2), 217–225.

Warren, J. K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 98, Issues 3–4, pp. 217–268). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>

Webb, J. A. 1979. A reappraisal of the palaeoecology of conchostracans (Crustacea: Branchiopoda). *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie, Abhandlungen*, 158(2), 259–275.

Willis, B. J. 2005. Tide-influenced river delta deposits. In L. Giosan & J. P. Bhattacharya (Eds.), *River Deltas - Concepts, Models, and Examples* (Vol. 83, pp. 87–129). SEPM (Society for Sedimentary Geology). <https://doi.org/10.2110/pec.05.83.0087>

Wright, V. P. 1992. Paleosol recognition: A guide to early diagenesis in terrestrial settings. In K. H. Wolf & G. v. Chilingarian (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 47, pp. 591–619). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70574-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70574-0)

## 9. ARTIGO SUBMETIDO

---

### Submission to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology - manuscript number

---

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology <em@editorialmanager.com>

25 de junho de 2023 às  
13:41

Responder a: "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" <support@elsevier.com>

Para: Gabriela Meyer Neibert Knoblock dos Santos <gabrielamnks@gmail.com>

\*This is an automated message.\*

Manuscript Number: PALAEO-D-23-00478

Mid-latitude climate inversion during the Middle Pennsylvanian glacial episode: aridification of the epicontinental sea coastal plain of Solimões Basin, northwestern Gondwana

Dear Ms. Meyer Neibert Knoblock dos Santos,

Your above referenced submission has been assigned a manuscript number: PALAEO-D-23-00478.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/palaeo/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

[https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/28452/supporthub/publishing/](https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/)

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

#AU\_PALAEO#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

---

*In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Remove my information/details). Please contact the publication office if you have any questions.*

**Mid-latitude climate inversion during the Middle Pennsylvanian glacial episode: aridification of the epicontinental sea coastal plain of Solimões Basin, northwestern Gondwana**

Gabriela Meyer Neibert Knoblock<sup>\*a</sup>, Claiton Marlon dos Santos Scherer<sup>a</sup>, Juliano Kuchle<sup>a</sup>, Roberto Iannuzzi<sup>a</sup>, Rossano Dalla Lana Michel<sup>a</sup>, Carrel Kifumbi<sup>b</sup>, Ronaldo Pinto Cechetti<sup>a</sup>, Bruno Silverton Angonese<sup>a</sup>, Paulo A. Souza<sup>a</sup>, Cristina Moreira Félix<sup>a</sup>, Daiana Rockenbach Boardman<sup>a</sup>, Gabriel Pinheiro Carneiro<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Geosciences Institute, Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), CEP 91501-970, Porto Alegre, Brazil

<sup>b</sup>Geosciences Institute, Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ), CEP 21941-916, Rio de Janeiro, Brazil.

<sup>c</sup>CENPES, CEP 21941- 915 Rio de Janeiro - RJ

\*Corresponding author: gabrielamnks@gmail.com

Keywords: Carboniferous glaciation; Bashkirian; Atmospheric circulation; Stratigraphy

**Highlights:**

Northern Gondwana coastal plain records aridification during Middle Pennsylvanian. The micropaleontological analysis indicates an upper Bashkirian age for wet deposits. Recorded aridification is chronocorrelated with the Middle Pennsylvanian glacial event. Transgression during glaciation was caused by an increase in the subsidence rate. Changes in the positioning of atmospheric cells caused climate change in mid-latitudes

**ABSTRACT**

The Carboniferous was marked by the expansion and contraction of Late Paleozoic Ice Age ice sheets with three recognized glacial peaks in glacial deposits from Gondwanan basins. Despite the extensive characterization of glacial episodes in high paleolatitude records, the resulting changes in atmospheric circulation patterns were scarcely identified in mid- and low latitudes of Gondwana. Thus, this study proposes to characterize the climatic influence of the Middle Pennsylvanian glacial episode in regions without glacial deposits and the behavior of climatic zones in mid-latitudes during climatic fluctuations. For the investigation of climatic variations, coastal

environments are of particular importance due to the sensitivity to climate and eustasy fluctuation. During the Pennsylvanian, a large area of northwestern Gondwana at 25° latitude was covered by the epicontinental sea recorded in the Juruá Formation of the Solimões Basin (Brazil). This unit was studied by stratigraphic survey of core samples, gamma ray log analysis, and paleontological study. The stratigraphic framework of the Juruá Formation was characterized in ten facies associations that comprise three stratigraphic intervals. Based on these intervals, we interpreted two climatic stages recording the paleoenvironmental evolution and aridification of the unit. Climate drying is expressed by the abrupt change in paleoclimatic indicators, such as fossiliferous content, availability of fine sediments, expansion of the eolian dune field, and evaporitic deposits. Contemporaneous to aridification, the Juruá Formation records a large transgressive event caused by a peak in the subsidence rate of the basin. The climatic inversion recorded in this succession is explained by the change in the atmospheric circulation pattern in the glacial episode of the Middle Pennsylvanian boundary, which altered the positioning of the humidity and aridity zones at latitudes near 30°.

## **1. Introduction**

In the Early Carboniferous, continents on Earth included Laurasia in the northern hemisphere and Gondwana in the southern hemisphere, separated by a narrow strip of sea called Rheic Ocean (Heckel, 2008) (Fig. 1A). As Gondwana migrated northward and approached Laurasia during the Pennsylvanian, collisional zones formed at low latitudes between these continents. Continental collision gave rise to the Alleghenian and Hercynian orogenies and consequent Rheic Ocean closure and supercontinent Pangea formation (Scotese, 2014).

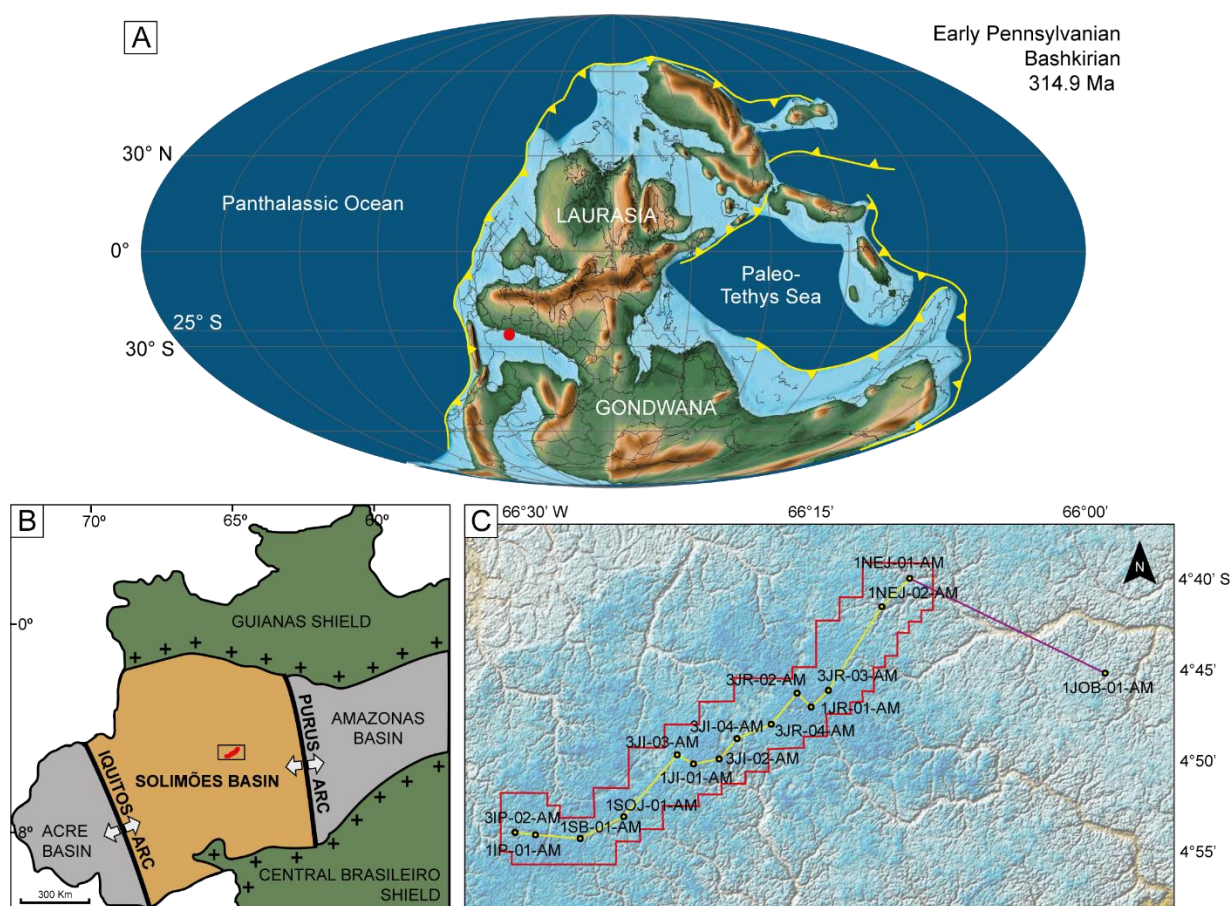


Figure 1: (A) Paleogeographic map during the Bashkirian (modified from Scotese, 2014). Study area is highlighted as a red dot. (B) Location map of the Solimões Basin with sedimentary basins and adjacent structural elements. The area of Fig. 1C is highlighted in the black rectangle. (C) Location map of the studied wells located in the state of Amazonas, Brazil. Juruá petroleum field is highlighted in the red polygon.

Climate during the Pennsylvanian was dictated by the progressive increase of oxygen in the atmosphere due to the decrease of atmospheric carbon with the increase of vegetation on the continents. These factors led to the cooling of the Earth and the occurrence of the Late Paleozoic Ice Age (LPIA), the most extensive glaciation of the Phanerozoic (Fielding et al., 2008; López-Gamundí and Buatois, 2010; Rosa and Isbell, 2021; Iannuzzi et al., 2023). This glacial period is recorded in Gondwanan basins with episodes of ice cover expansion and retreat, controlled by the oscillation of atmospheric oxygen and carbon levels, equilibrium-line altitude of glacier formation, migration of Gondwana and displacement of the polar center relative to the continent (Isbell et al., 2012; Rosa and Isbell, 2021).

Three glacial episodes occurred in the Carboniferous (López-Gamundí, 1997): Late Devonian-Early Carboniferous, Early Pennsylvanian, and Carboniferous-Permian boundary. Iannuzzi et al. (2023) reviewed the glacial deposits of South American

basins chronocorrelated to the Australian sequences and specifies three Pennsylvanian glacial episodes: Latest Mississippian-Early Pennsylvanian, Middle Pennsylvanian, and Late Pennsylvanian-earliest Permian. In Gondwana, these events are widely recorded in the South American, African, Australian, and Indian sedimentary basins (Gonzalez, 1990; Limarino and Spalletti, 2006; Fielding et al., 2008; Grader et al., 2008; Iannuzzi et al., 2023). During the middle Bashkirian, the Middle Pennsylvanian glacial episode started to be expressed in Gondwanan basins as a short-cooling episode and continued with one deglaciation e glaciation pulse until the early Moscovian (Iannuzzi et al., 2023).

While the high austral latitudes were covered by extensive and discontinuous ice masses, the low latitudes of Gondwana were constituted by epicontinental seas during the Pennsylvanian. Coastal environments are recognized for recording the most subtle climatic, tectonic, and eustatic variations that influenced the evolution of the depositional environment. In the context of important climatic oscillation of the LPIA episodes, high latitudes have been extensively studied due to the glacial records. However, studies that understand the influence of glaciations in low latitudes are still lacking. Thus, the record of coastal environments is of high importance for understanding the influence of climate and tectonics on the control of sedimentation at mid- to low latitudes during glaciations, thus contributing to the paleoclimatic reconstruction of this period.

## **2. Geological setting**

The Solimões Basin, located in northern Brazil (Fig. 1B), is composed of a Paleozoic to Cretaceous sedimentary section intersected by Triassic diabase sills (Marzoli et al., 1999; Wanderley Filho et al., 2007). The Solimões Basin is situated on a zone of weakness in the Precambrian basement and presents structural features consistent with reactivation of structures before the deposition of the sedimentary basin (Putzer, 1984). The basin is structurally differentiated from the Amazonas and Acre basins by the presence of the Purus Arc (Proterozoic sedimentary rocks) and Iquitos (Proterozoic crystalline basement) structural highs.

The Solimões Basin sedimentary succession is compartmented in five large depositional sequences (Wanderley Filho et al., 2007). The Upper Carboniferous-Permian depositional sequence is lithostratigraphically equivalent to the Tefé Group, composed of the Juruá, Caruaru, and Fonte Boa formations (Wanderley Filho et al.,

2007). The Juruá Formation, the basal unit of the group, is composed predominantly of eolian sandstones and locally of shales, evaporites, and limestones, all deposited in a coastal environment with marine influence (Eiras et al., 1994; Elias et al., 2004).

### **3. Methods**

This study was performed on exploratory drilled wells aiming at hydrocarbons in Amazonas State during the 1980 decade. We described eight cored wells located in an area of approximately 120 km<sup>2</sup>, located in the Juruá Oilfield. High-resolution sedimentary logs were surveyed to define the main facies and facies association of the studied interval, totaling 903 m of described cores at the 1:50 scale. The facies were classified based on grain size and sedimentary structures, following the scheme of Miall (1977). Facies were grouped into facies associations, representing a sub-environment within a depositional system (Collinson, 1996; Dalrymple, 2010). Data surveyed from columnar sections were integrated with corresponding gamma-ray profiles of additional seven wells. The full dataset (wells, gamma logs, and core access permission) was provided by PETROBRAS under the R&D Project “Facies architecture and high-resolution stratigraphy of coastal eolian systems” (UFRGS/PETROBRAS).

The acquisition of paleontological data occurred through photographic recording and analysis of fragments of shells and plant remains for species identification. Three samples of black shales were selected for palynological study considering the fertile potential in containing organic-walled microfossils. Samples were submitted to standard techniques in the laboratory (as summarized in Quadros and Melo, 1987), comprising the removal of carbonates and silicates, using hydrochloric and hydrofluoric acids. Palynomorphs between 10 and 250 µm large were concentrated by sieving, and mounted in six slides, which are housed at the Palynological Laboratory of the Paleontological Museum of the Paleontology and Stratigraphy Department, Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University, under codes MP-P 15705 to 15710.

### **4. Facies association**

The description of columnar sections from the Juruá Formation led to the identification and interpretation of 24 lithofacies (Table 1). The lithofacies were grouped into 10 distinct facies associations: (1) Eolian Dune and Wet Interdune, (2) Eolian Sand Sheet, (3) Overbank, (4) Fluvial Channel, (5) Prodelta/Deltaic Front, (6) Lagoon, (7) Tidal-influenced fluvial channel, (8) Supratidal, (9) Intertidal and (10) Subtidal.

Table 1: Lithofacies described in Juruá Formation.

| <b>Facies</b>                               | <b>Code</b> | <b>Description</b>   | <b>Interpretation</b>   |
|---|-------------|--|---|
| Nodular evaporite                           | En          | Evaporites composed of anhydrite, with regular sized nodules 0.5 to 10.0 cm in diameter deforming and displacing mudstones/heterolithics lamination in chicken-wire texture. Layers are 1 to 4 m thick beds.   | Precipitation of anhydrite nodules by brine evaporation in a marginal marine water body with deposition of fine sediments by suspension settling(Kendall, 1978; Warren, 2010).  |
| Laminated carbonate marl                    | MI          | Carbonatic, black marl, with high organic matter content, laminated. Beds are 2 to 4 m thick.  | Suspension settling of carbonate mud.   |
| Massive carbonate marl                      | Mm          | Massive, dark gray, bioclastic carbonate marl. Bioturbation, disarticulated bivalve bioclasts, and crinoids are common. Micrite and biotite (fine sand size) can occur. Beds are 5 m thick.  | Suspension settling of fine carbonate sediments in a reducing environment with intense biological activity.   |
| Horizontal laminated bioclastic calcarenite | Ch          | Bioclastic calcarenites with irregular horizontal lamination, composed of bioclasts of various sizes (millimeters up to 4 cm). Beds are 1 to 4 m thick.  | Suspension settling of fine carbonate sediments in a reducing environment with intense biological activity.   |
| Massive mudstone                            | Fm          | Reddish mudstone, massive or with incipient lamination, with plant debris. Slickenside structures can occur. Beds are 0.5 to 1.5 m thick.  | Deposition by suspension settling in a low energy subaqueous environment. The absence of lamination is due to flocculation of the suspended clay or loss of lamination by fluidization(Miall, 1977; Foix et al., 2013). Presence of slickenside structure indicates paleosol formation (Retallack, 1988; Wright, 1992). |
| Laminated mudstone                          | FI          | Mudstone to very-fine-grained sandstones, reddish or medium gray to black, horizontally laminated, with scattered concentrations of organic matter and fossils of sphenophytes and conchostraceous (< 1 cm large). Slickenside structures are common. Rare wave ripples in thin sandstone laminae. Beds are 0.15 to 7.3 m thick. | Decanting of fine sediments in a predominantly oxidizing and locally reducing subaqueous environment(Miall, 1977; Foix et al., 2013).Weak oscillatory flows. Presence of slickenside structure indicates paleosol formation(Retallack, 1988; Wright, 1992).   |



|                       |     |  |   |
|-----------------------|-----|--|---|
| Heterolithicslinsen   | Htl | Heterolithics with linsen bedding, characterized by millimeter to centimeter variation of mud and very fine to fine sand, with horizontal or undulating lamination, usually deformed and with millimeter bioturbation (<2 cm large). Frequent presence of evaporitic nodular cementation. Beds are 0.15 to 1.8 m thick.                                  | Alternating deposition by predominant settling of fine sediments, and traction of sandy sediments in a reductive environment with biological activity (Reineck and Wunderlich, 1968). |
| Heterolithics wavy    | Htw | Heterolithics with wavy bedding, characterized by millimeter to centimeter intercalations of mud and very fine-grained sand laminae, with horizontal lamination and tractive bidirectional ripples, sometimes deformed. Bioturbation and anhydrite nodules are common. Rare bioclasts. Beds are 0.15 to 1.8 m thick.                                     | Alternating settling deposition of fine sediments and traction of sandy sediments in a reducing environment with biological activity(Reineck and Wunderlich, 1968).                   |
| Heterolithicsflaser   | Htf | Heterolithics with flaser bedding, characterized by millimeter to centimeter-thick intercalations of mudstone and fine-grained sand, with unidirectional ripples. Bioturbation can occur. Beds are 0.15 to 1.25 m thick.   | Alternating deposition by settling of fine sediments and traction of sandy sediments in a reducing environment, with traction predominating (Reineck and Wunderlich, 1968).           |
| Rhythmic heterolithic | Hrt | Very fine to fine, moderately to well-sorted sandstones with millimeter-thick horizontal lamination of variable thickness and frequency (sometimes deformed), separated by discontinuous, stylolitized mud drapes. Locally, the heterolith shows portions of poorly selected sand (fine to coarse) and with wave ripples. Beds are 0.25 to 3.25 m thick. | Alternation of deposition by traction with migration of flatbed forms in the upper flow regime and deposition by settling of fine sediments.  |
| Massive sandstone     | Sm  | Fine to coarse-grained sandstone, poorly to well-sorted, subangular to sub-rounded, massive, with scattered muddy intraclasts. Locally, the sandstone shows syndepositional deformation characterized by asymmetric and tilted   | Hyperconcentrated flows (Scherer et al., 2015)or fluidization obliterating the primary depositional structure (Miall, 1978, 1996).  |

|                                      |        |    |   |  |
|--------------------------------------|--------|----|---|--|
|                                      |        |    | <p>folds. Rare presence of stylolites. Beds are 0.15 to 1.8 m thick.</p>  |  |
| Ripple laminated sandstone           | cross- | Sr | <p>Fine to medium-grained sandstone, moderately to well sorted, subrounded to subangular, medium sphericity. Cross-lamination ripples marked by normal gradation and often by capping mud films. Scattered muddy intraclasts (&lt; 2 cm) are common. Soft deformation structures can occur. Beds are 0.25 to 3.5 m thick.</p> | <p>Ripples produced by subaqueous tractive currents in a low flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977). Alternates with no-flow periods and deposition of mud by settling.</p>            |
| Low-angle, cross-laminated sandstone |        | Sl | <p>Fine to medium-grained sandstone, moderately to well sorted, subrounded, high to medium sphericity, with low-angle cross-stratification. Rare millimetrically-spaced mud films and scattered muddy intraclasts. Beds are 0.2 to 2.5 m thick.</p>   | <p>Migration of subaqueous attenuated bedforms, with a high wavelength-to-amplitude ratio, produced by tractive currents under a transitional flow regime (Bridge and Best, 1988).</p> |
| Horizontally-laminated sandstone     |        | Sh | <p>Fine to coarse-grained sandstone, moderately to poorly sorted, subrounded, with horizontal stratification. In some cases, muddy intraclasts mark the lamination. Beds are 0.1 to 0.3 m thick.</p>  | <p>Migration of plane bedforms in the upper tractive flow regime (Miall, 1977; Best and Brigde, 1992).</p>   |
| Planar cross-stratified sandstone    | cross- | Sp | <p>Fine to medium-grained sandstone, moderately to well-sorted, subrounded, strongly cemented, whitish-gray sandstone, with planar cross-stratification marked by subtle grain size variation. Sets are 0.1 to 0.3 m thick.</p>   | <p>Migration of straight-crested bedforms (2D) produced by tractive currents under a low flow regime (Allen, 1963; Todd, 1996; Collinson et al., 2006).</p>                            |
| Trough cross-stratified sandstone    | cross- | St | <p>Fine- to coarse-grained sandstone, moderately to poorly sorted, subrounded, with trough cross-stratification. Sets are 0.15 to 1 m thick.</p>  | <p>Migration of sinuous crested bed forms (3D) under low unidirectional tractive flow regime (Allen, 1963; Todd, 1996; Collinson et al., 2006)</p>                                     |

|   |       |  |   |
|---|-------|--|---|
| Trough cross-stratified sandstone with ripples              | Str   | Very fine to medium-grained sandstone, moderately sorted, with tangential cross-stratification with internal ripples migrating in the down-dip direction. Presence of rare embryonic ripples in the opposite direction, mud drapes separating ripple strata. Muddy intraclasts (< 5 cm) also occur. Sets are 0.5 to 1 m thick. | Migration of sinuous ridge bedforms (3D) under low flow regime, composed of superimposed ripples migrating to the lee face.   |
| Trough cross-stratified sandstone with mud between foresets | Stm   | Very fine to medium-grained sandstone, moderately sorted, strongly cemented, with tangential cross-stratification. Mudstone drapes in stratification and scattered muddy intraclasts are common. Sets are 0.25 to 1.5 m thick.   | Migration of sinuous ridge bedforms (3D) under lower unidirectional tractive flow regimes (Allen, 1963; Todd, 1996; Collinson et al., 2006) with periodic deposition of mud at the base of the bedform. |
| Sigmoidal cross-stratified sandstone                        | Ss    | Very fine to very coarse sandstone, poorly sorted, with sigmoidal cross-stratification. Presence of centimeter-large intraclasts at the base of the layer. Sets are 0.25 thick.  | Migration of sinuous crested bedforms produced by decelerating tractive currents. The bedform results from the high rate of sedimentation, under a low- to upper-flow regime.                           |
| Crinkle laminated sandstone                                 | Sa(e) | Fine-grained sandstone, moderately sorted with corrugated lamination (adhesion) and deformed top. Beds are 0.3 to 0.6 m thick.   | Adhesion structures are formed by trapping of bouncing or suspended grains on a wet surface or its capillary fringe (Kocurek, 1981; Kocurek and Fielder, 1982).   |
| Low-angle cross-laminated eolian sandstone                  | Sl(e) | Fine to coarse-grained sandstone, moderately to well sorted, subrounded to very rounded, with low-angle stratification, marked by bimodality and laminae inverse gradation. Sets are 0.15 to 3 m thick.  | Migration and subcritical climb of aeolian ripples over a dry depositional surface (Hunter, 1977; Kocurek, 1981; Mounthey, 2006).   |
| Trough cross-stratified eolian sandstone                    | St(e) | Fine to medium-grained sandstone, moderately to well sorted, subrounded to very rounded, medium to highly spherical, with tangential cross-stratification. Internally, sets are composed of 1 to 4 cm thick, massive to inversely graded grain-flow strata on the  | Residual deposits of aeolian dunes with well-developed slipfaces (Hunter, 1977; Hunter and Rubin, 1983; Kocurek, 1991).   |

|  |     |   |   |
|--|-----|---|---|
|  |     | steeper portions (>27°) of the foresets that interdigitate down-dip with wind-ripple toesets. Sets are 0.25 to 3.1 m thick.   |   |
| Massive intraformational conglomeratic sandstone | Gmi | Intraformational conglomerates with fine to coarse sand matrix and imbricated muddy intraclasts of granule to pebble size, massive. Locally, deformed by fluidization and with erosional base. Beds are 0.15 to 0.45 m thick. | Deposits of hyperconcentrated turbulent flows produced by unidirectional subaqueous tractive flow (Hein and Walker, 1977; Miall, 1977, 1996). |
| Massive conglomerate                             | Gm  | Clast-supported conglomerate with pebbles and granules of quartz, feldspar, volcanic and metamorphic lithic fragments, and muddy intraclasts (3 to 5 cm large), massive. Beds are 0.1 to 0.15 m thick.                        | Deposits of hyperconcentrated turbulent flows produced by unidirectional subaqueous tractive flow (Hein and Walker, 1977; Miall, 1977, 1996). |

#### 4.1. Eolian Dunes and Wet Interdunes

*Description:* This facies association is composed predominantly of fine- to coarse-grained, moderately to well-sorted, medium to highly spherical, inversely-graded, and bimodal sandstones arranged in sets with trough cross-stratification (St(e)) up to 2 m (Fig. 2), separated by a subhorizontal surface. The sandstones occur in packages 1.5 to 5.5 m thick. The sets show a gradation in stratification type characterized by wind ripple strata that locally interdigitate up dip with grain-flow lenses up to 0.5 m thick. The trough cross-stratified eolian sandstone sets are locally separated by thin 0.5m-thick packages composed of fine to medium sandstone with cross-laminations of rippled marks with mud films (Sr).

*Interpretation:* The cross-bedded sets composed by bimodal sandstone, grain flow, and wind ripples strata are interpreted as eolian dunes (Hunter, 1977; Fryberger et al., 1979). Subhorizontal surfaces separating cross-strata sets of eolian dunes are considered 1st order (Brookfield, 1977) or interdune (Kocurek, 1996) surfaces, produced by migration and climbing of eolian dunes. The presence of grain-flows indicates eolian dunes with well-developed slip faces (Hunter, 1977). Cross-strata sets composed eminently of wind-ripple laminations indicate attenuated dunes with no avalanche face, or severely truncated dunes that preserve only the base of the sets (Kocurek, 1991).

Thin sandstones composed of cross-laminations of rippled marks separating cross-stratified sets are interdune deposits. These deposits represent fluvial incursions into the interdune regions, similar to the active Namibia desert (Lancaster and Teller, 1988). The presence of aqueous ripple sandstones draped by mud films indicates episodic and intermittent flows that sporadically entered the interdune region (Dias and Scherer, 2008).

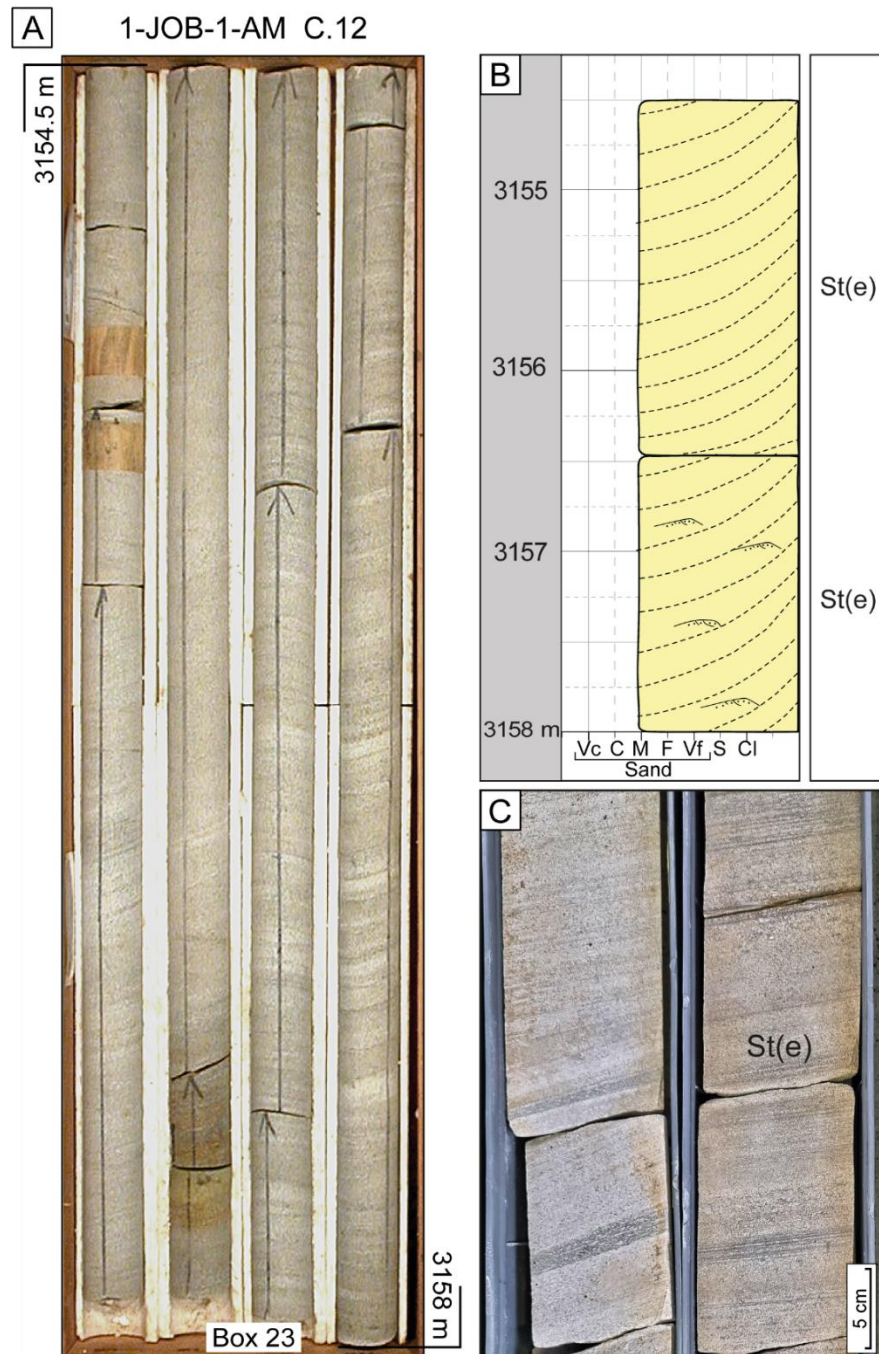


Figure 2: (A) Photo of drill core of the Eolian Dunes facies association interval from well 1-JOB-1-AM (depth: 3154.5 to 3158.0 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 2A. (C) Detail photo of facies St(e).

## 4.2. Eolian Sand Sheets

*Description:* This facies association is composed of 1- to 2m-thick packages of fine- to medium-grained, bimodal, matte-grained, moderately to well-sorted, low angle cross-stratification (Sl(e)) grading to tangential (St(e)). Sandstones with eolian ripples and with corrugated lamination of eolian adhesion are common (Sa(e), Fig. 3).

*Interpretation:* Prevailing horizontal to low-angle strata composed of wind-ripple lamination and adhesion structures lead to the suggestion that these deposits represent aeolian sand sheets produced during periods of lower sediment transport capacity and sand availability, inhibiting dune formation (Kocurek and Lancaster, 1999). They correspond the transition between favorable conditions for dune formation and non-eolian environments (Fryberger et al., 1979). Sandstones with corrugated adhering structures are formed by the trapping of sandy sediments to the moist surface provided by a rising water table or the presence of related capillary fringe (Kocurek and Fielder, 1982).

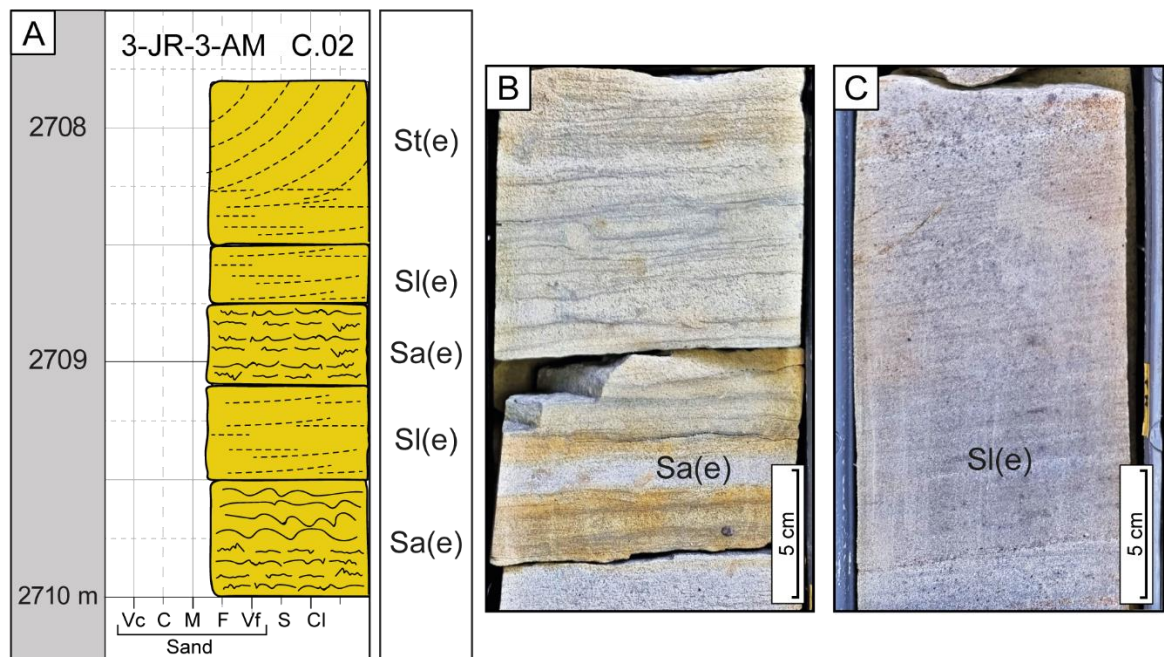


Figure 3: (A) Columnar section of the Eolian Sand Sheet facies association interval from well 3- JR-3- AM (depth: 2707.8 to 2710 m). (B) Detail photo of facies Sa(e). (C) Detail photo of facies Sl(e).

## 4.3. Overbank

*Description:* This facies association is composed of mudstones, heterolithic, and locally sandy facies, ranging from 1.5 to 6.5 m thick (Fig. 4). The laminated mudstones with concentrations of plant remains (Fl) occur interspersed with centimeter-thick packages of sandstones with current ripples (Sr) and thin layers of heterolithic with wavy (Htw)

to linsen (Htl) bedding. Between layers of mudstone and sandstones, vertical bioturbations filled with sand are common. Slickenside fracture planes are also common.

*Interpretation:* This facies association is interpreted as fluvial system-related deposits produced in episodes of channelized flow overflow on floodplains, in abandoned channels, or in periods of lower flow in ephemeral river channels (Miall, 1996). The thick layers of laminated mudstones were produced by the settling of fine suspended sediments in floodplains adjacent to the channels. In turn, the centimeter-layers of mudstones are products of decantation in abandoned channels (Miall, 1996). The heteroliths are produced by alternating tractional flows and suspended fine sediments, representing splay crevasse deposits or frontal lobes of distributional channels (Foix et al., 2013). The presence of slickenside structures and bioturbation by vegetation activity demonstrate subaerial exposure of these packages, and the reddish coloration indicates deposition in an oxidizing environment.



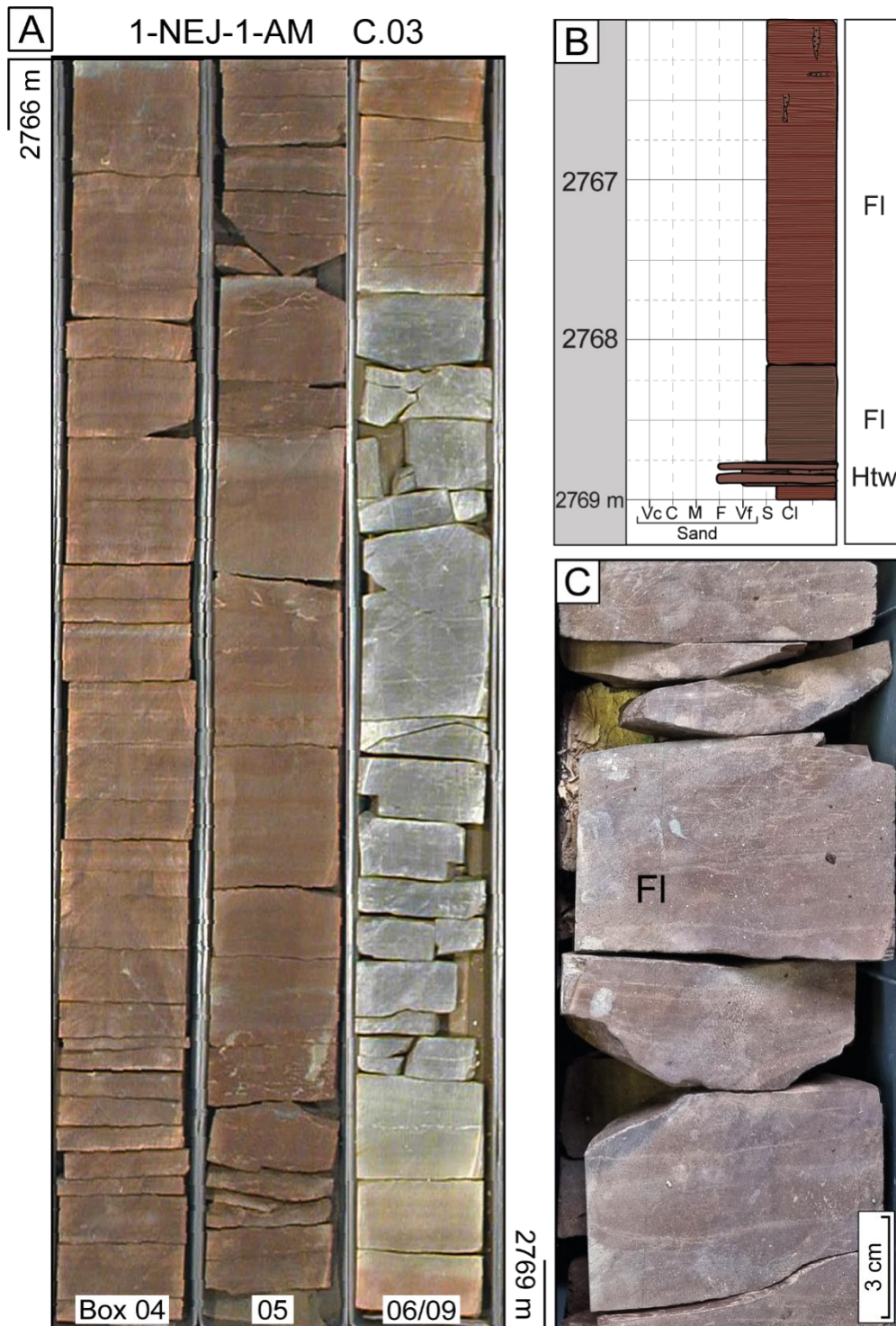


Figure 4: (A) Photo of drill core of the Overbank facies association interval from well 1-NEJ-1-AM (depth: 2766 to 2769 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 4A. (C) Detail photo of facies FI.

#### 4.4. Fluvial Channels

*Description:* This facies association consists of stacked 0.5 to 1.5-m thick intraformational, massive conglomerates (Gmi) with deformed and muddy intraclasts, grading to fine and coarse sandstones, rich in muddy intraclasts, with cross laminations



of ripple marks (Sr), trough cross-stratification (St), in a few cases low-angle (Sl) or horizontal (Sh), and even massive (Sm) (Fig. 5). The presence of upward-fining cycles with an erosive base associated with intraformational conglomerates is characteristic of this association. In addition, this facies association is interspersed with overbank. This facies association was described in four wells and with thicknesses ranging from <1 m to 5 m.

*Interpretation:* Erosional surfaces are present at the base of the sandy bodies, capped by intraformational conglomerates. These are succeeded by sandstones with unidirectional tractional structures. This evidence allows us to interpret this facies association as fluvial channel deposits (Miall, 1996; Scherer et al., 2007, 2015). The upward-thinning and fining cycles are interpreted as progressive channel abandonment by avulsion or episodic floods activating channels (Miall, 1996). The intraformational conglomerates have muddy intraclasts arranged in greater concentration at the base of the channels. This facies is associated with the erosional base, indicating reworking of deposits from previous depositional cycles preceding their deposition. The sandy facies with cross-laminations of ripple marks, trough and low-angle cross-stratification, and horizontal lamination are interpreted as river channel fills in Sandy Bedforms (SB) (Miall, 1996). The presence of sandstones moderately to poorly sorted with both lower and upper flow regime structures indicate a fluvial regime with intermediate to high discharge variability (Fielding et al., 2018; Manna et al., 2021).

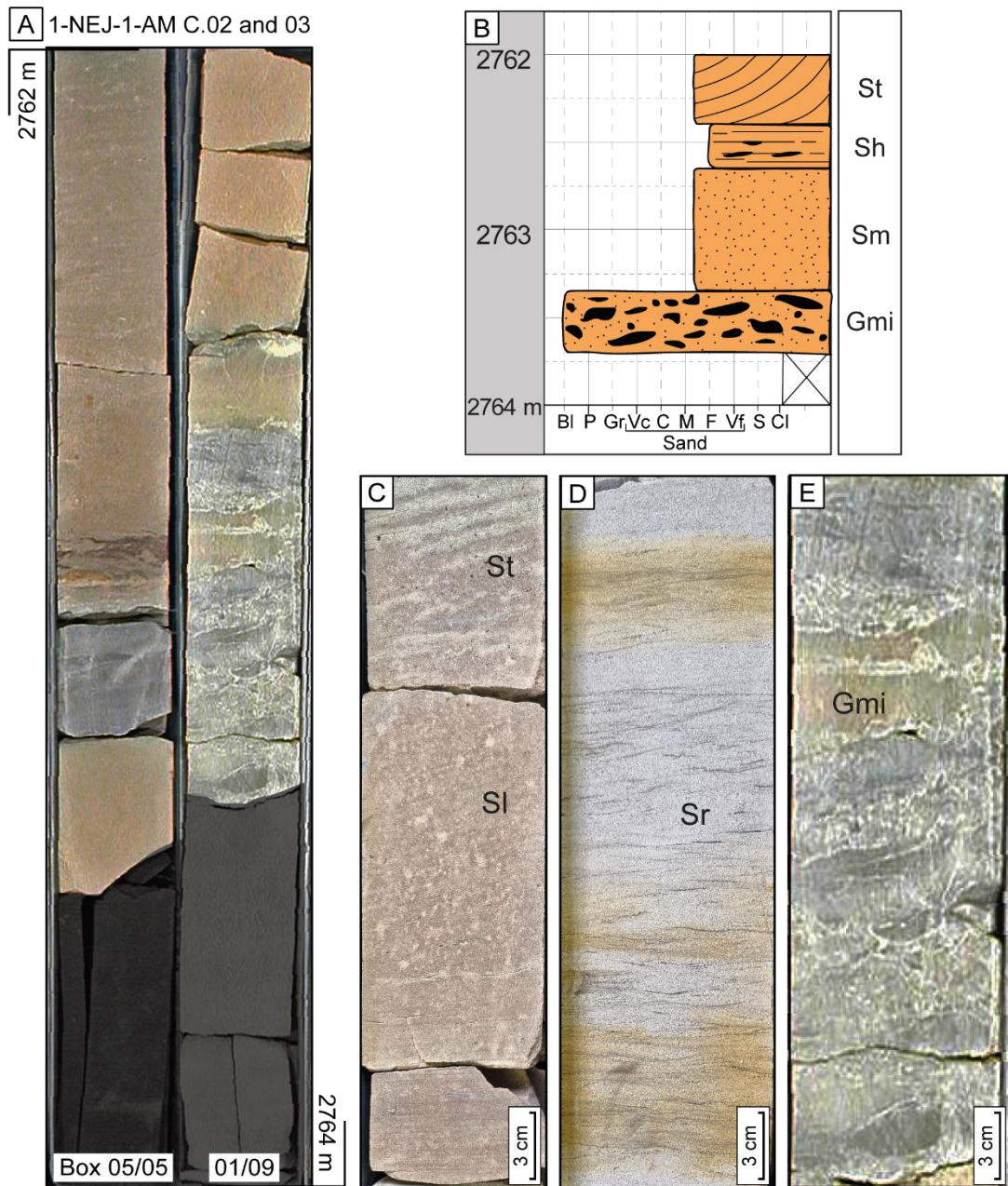


Figure 5: (A) Photo of the drill core of the Fluvial Channel facies association interval from well 1-NEJ-1-AM (depth: 2762 to 2763.7 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 5A. (C) Detail photo of facies St and Sl. (D) Detail photo of facies Sr. (E) Detail photo of facies Gmi.

#### 4.5. Prodelta/Deltaic front

*Description:* This facies association is characterized by the intercalation of mudstones, heterolithics, and sandy packages in coarsening-upward cycles (Fig. 6). This association forms successions from 3.5 to 25.5 m thick, generally about 5 m thick. Gray laminated mudstone (FI) facies occur at the base of the cycles, gradating to heteroliths with wavy (Htw) to linsen (Htl) bedding and at the top with fine to medium-grained sandstones with common deformed subaqueous ripples (Sr), low-angle (Sl), planar

(Sp), trough (St) and locally sigmoidal (Ss) cross-stratification. Massive sandstone (Sm) also occurs. Often, the sandstones have muddy intraclasts scattered or concentrated in the lamination.

*Interpretation:* This facies association is interpreted as an intermediate to distal part of a deltaic system due to the interaction and transition between fluvial and lacustrine-lagoonal systems (Alexander, 1989). Coarsening-upward cycles and dominance of unidirectional current-generated structures suggest that these facies association represents the progradation of river-dominated delta (Bhattacharya, 1992; Scherer et al, 2014). More specifically, this association is composed of sediments deposited at the prodelta (muddy sediments) and deltaic front (sandy deposits).

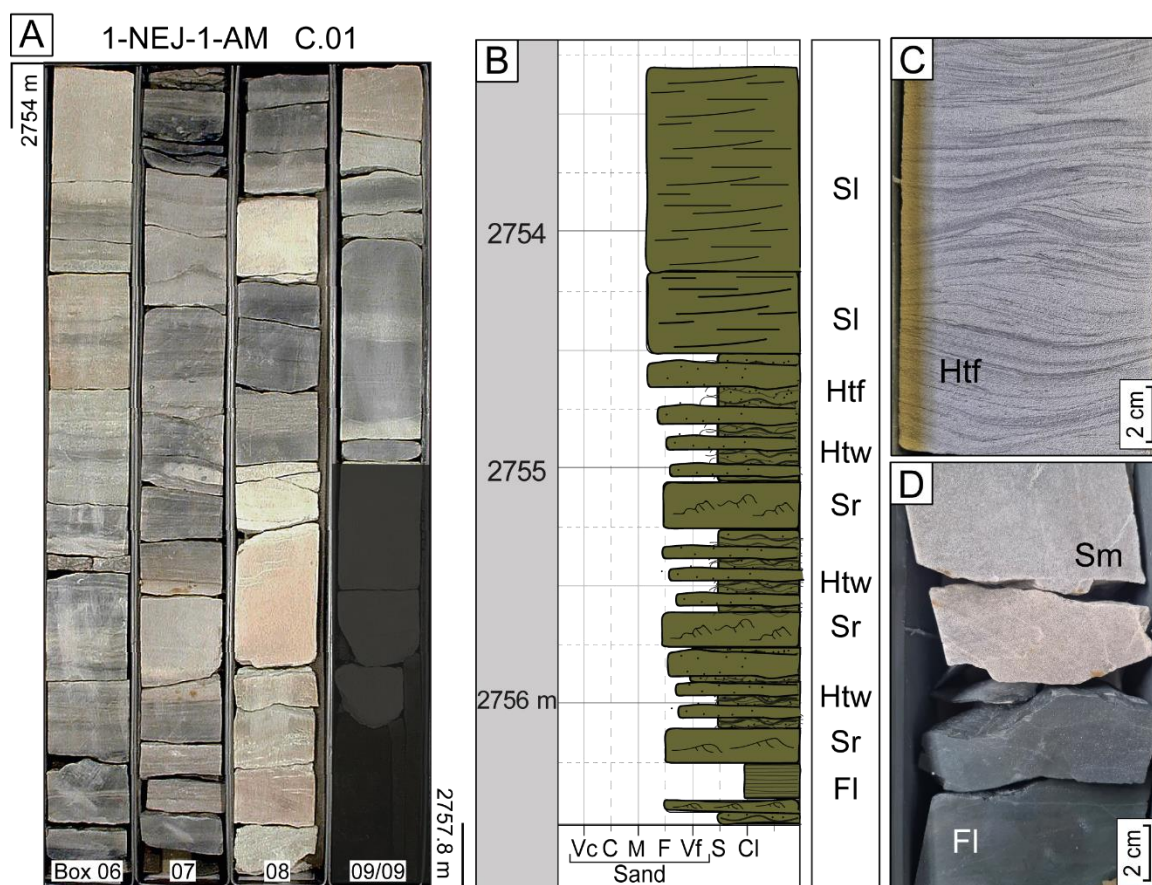


Figure 6: (A) Photo of drill core of the Prodelta/ Deltaic Front facies association interval from well 1-NEJ-1-AM (depth: 2754 to 2757.80 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 6A. (C) Detail photo of facies Htf. (D) Detail photo of facies Sm and FI.

#### 4.6. Lagoon

*Description:* This facies association occurs as packages up to 8 m thick are traced laterally for distances greater than 25 km. These deposits are composed of medium gray to black laminated mudstones (FI), often bioturbated, with concentrations of

sphenophyte and conchostaceous plant remains, showing locally nodular cementation of anhydrite and centimeter bioturbations (Fig. 7). Centimetric packages of heterolithics with wavy (Htw) to flaser (Htf) lamination occurs locally interlayered with mudstone. These packages also occur interbedded with mudstones, and form centimeter-thick layers of very fine- to medium-grained sandstones with subaqueous sub to supercritical ripples. They are often capped by mudstones (Sr), with horizontal stratification (Sh) and massive (Sm). Centimetric packages of heterolithics with wavy (Htw) to flaser (Htf) also occur.

*Interpretation:* The dominance of fine-grained sediments is indicative of deposition in a quiet, low-energy environment. The presence of gray or black laminates rich in organic matter and plant fragments suggests that these sediments were deposited and accumulated in an anoxic context, and the presence of conchostraceous fossils indicates that the water was fresh and stagnant (Scherer et al., 2015). The presence of prasinophyceae algae (*Leiosphaeridia* spp.) and acritarchs in palynological study (item 6.1) indicate marine influence that characterizes lagoons. The extension of this facies association over several kilometers suggests broad lagoonal bodies. The absence of subaerial exposure features indicates perennial lagoon, with large areas positioned below the level of wave action. Layers of heterolithics and sandstones with unidirectional tractional structures represent the incursion of hyperpycnal flows into the innermost portions of the lagoons where suspension sedimentation dominates (Scherer et al., 2015).



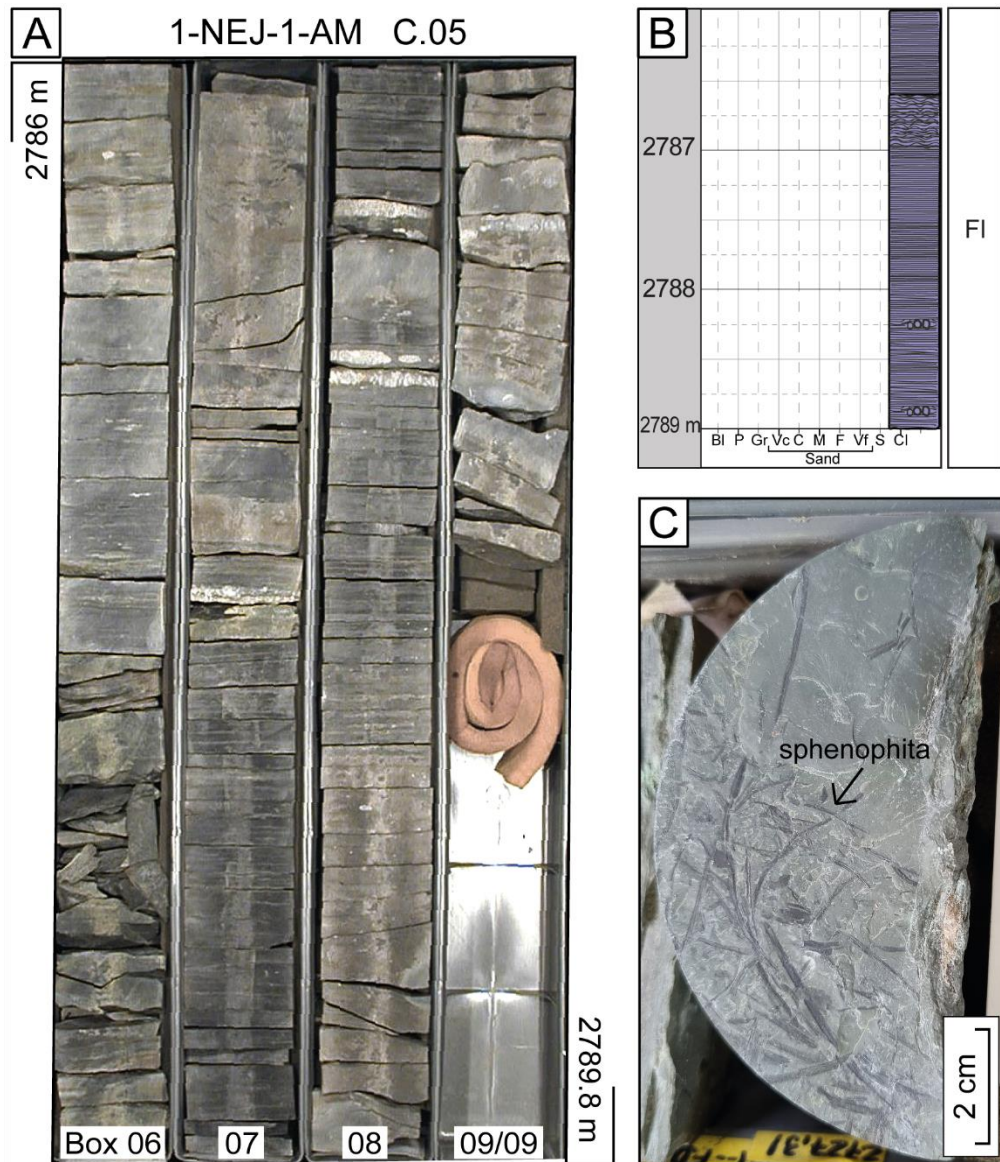


Figure 7: (A) Photo of drill core of the Lagoon facies association interval from well 1-NEJ-1-AM (depth: 2786 to 2789 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 7A. (C) Detail photo of facies FI with sphenophyte fragments.

#### 4.7. Tidal-influenced fluvial channel

*Description:* This facies association is characterized by a fining-upward succession above an erosional base. Also above, a massive conglomeratic lag is present with pebbles of quartz, feldspar, metasedimentary, volcanic, and carbonaceous rocks fragments, and muddy intraclasts (Gm) (Fig.8). The sandy layers show medium sand grain size, moderately to poorly sorted, with trough cross-stratification and sparse mudstones in the foresets (Stm). Millimetrically-spaced horizontal laminations in sandstone are marked by mica and muddy intraclasts (Htr).

*Interpretation:* The presence of the erosive base with conglomeratic lag with clasts of varied composition and the upward-fining character of the succession are characteristic of a fluvial channel deposit. However, the presence of thin mud laminae in the trough cross-stratification and horizontal laminations is diagnostic of tidal influence on fluvial channels (Dalrymple and Choi, 2007). These processes are characterized by flow fluctuation and alternation between traction and suspension deposits (Manshor et al., 2022; Van Den Berg et al., 2007). This facies association differs from the intertidal and subtidal deposits due to moderate and poor grain selection inherited from the fluvial deposits. On the other hand, the exclusively tidal deposits exhibit grains with good to moderate selection and different facies succession (Dalrymple and Choi, 2007).

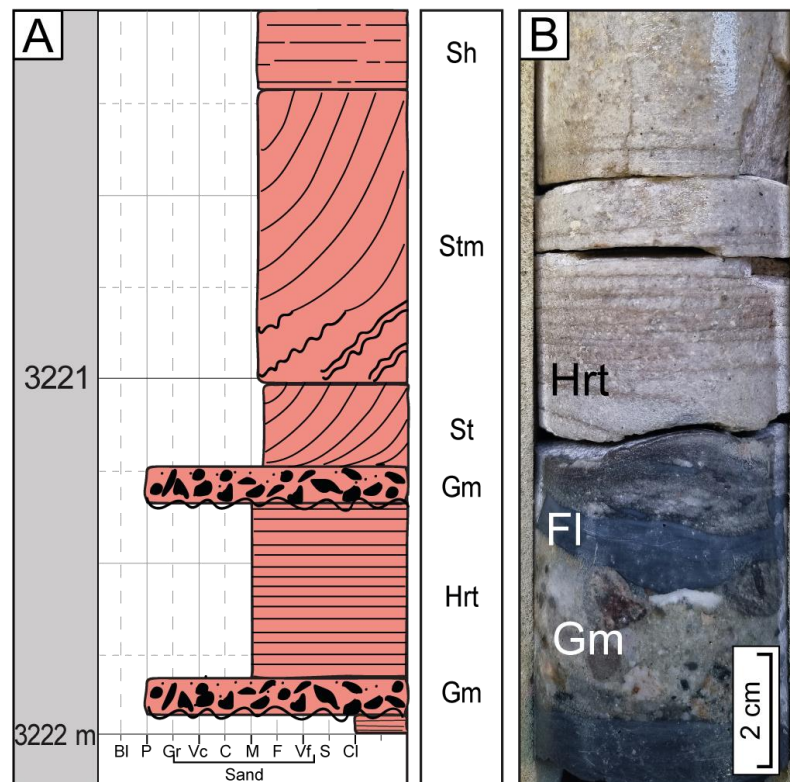


Figure 8: (A) Photo of drill core of the Tidal-influenced fluvial channel facies association from well 1-JOB-1-AM (depth: 3220 to 3222 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 8A. (C) Detail photo of facies Gm, Fl, and Hrt.

#### 4.8. Supratidal

*Description:* This facies association is 4 to 5 m thick and is composed mostly of pelitic facies interbedded by layers up to 1 m thick of massive sandstones (Sm) and with deformed current ripples (Sr), intensely cemented by anhydrite (Fig. 9). Fine to coarse, bioclastic calcarenite sand with deformed horizontal lamination (Ch) also occur. The

fine-grained facies that make up this facies association are characterized by laminated gray siliciclastic (FI) or carbonatic (MI) mudstones, with intense nodular cementation of anhydrite that deform the laminations in some locations, forming the chicken-wire texture. Locally anhydrite nodules become abundant, forming laminated nodular evaporites (En) composed of anhydrite. These mineral concentrations displace mud sheets with nodules of 0.5 to 10.0 cm in diameter, forming a chicken-wire texture.

*Interpretation:* This facies association is interpreted as supratidal deposits. Pelitic facies are formed in this association by settling of fine sediments in flooded flat areas. The chicken-wire texture is formed by the early cementation of nodular anhydrite in an arid context deforming mud lamination (Manshor et al., 2022). Metric packages of evaporites with localized preserved portions of pelites are interpreted as sabkhas, formed by intense evaporation of water from the capillary fringe of brines in coastal areas and with eventual phreatic marine recharge or by flooding (Kendall, 1978). The absence of halite emphasizes the occurrence of sporadic flooding by seawater that dissolves halite and facilitates the formation of anhydrite in this environment (Briere, 2000). The bioclastic carbonatic package indicates wave reworking and lag deposit formation (Kidwell, 1989) formed in the lower portion of the supratidal facies association with progressive evaporite formation.



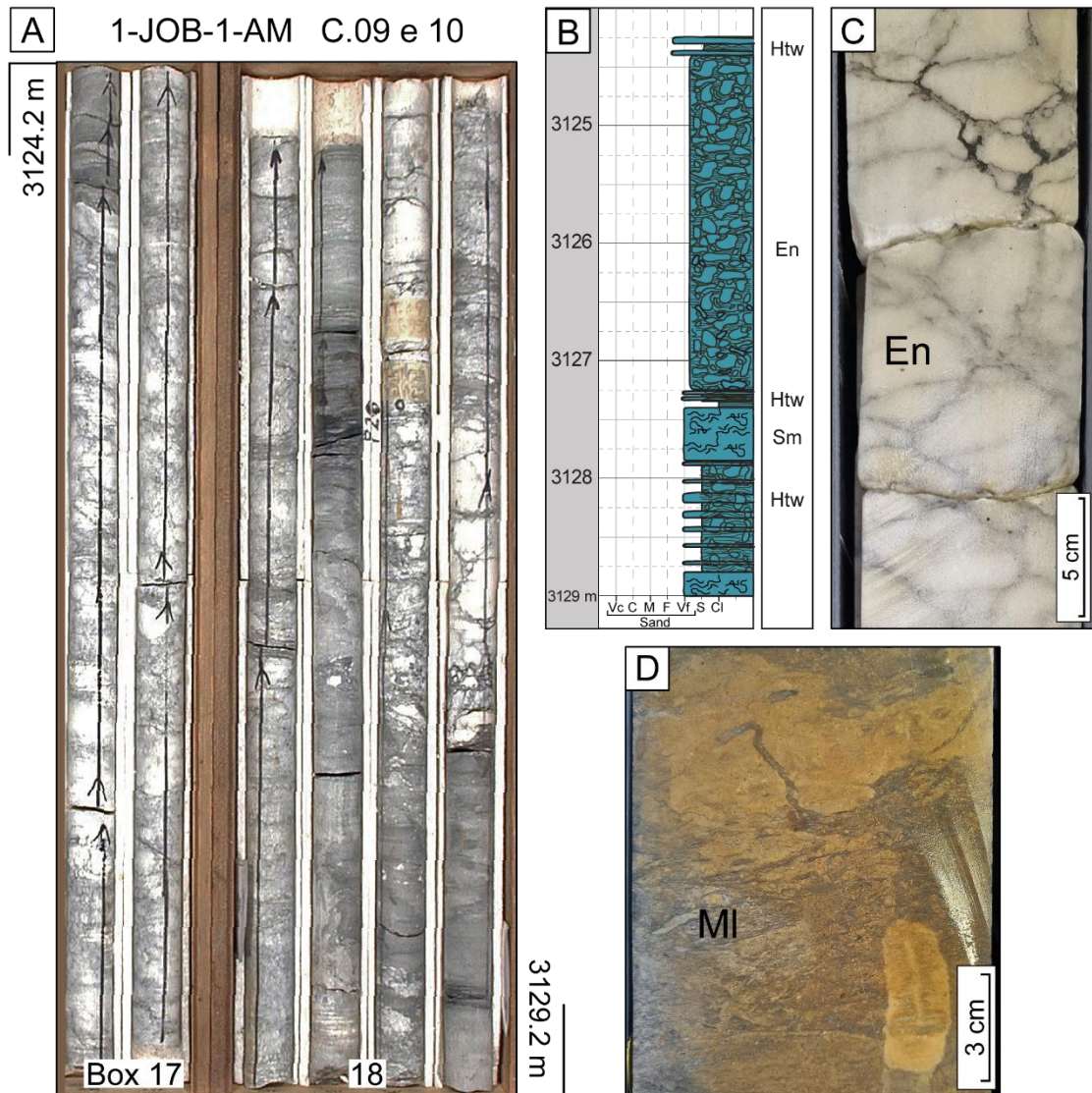


Figure 9: (A) Photo of drill core of the Supratidal facies association interval from well 1-JOB-1-AM (depth: 3124 to 3129 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 9A. (C) Detail photo of facies En. (D) Detail photo of facies MI.

#### 4.9. Intertidal

**Description:** The intertidal facies association is constituted by the intercalation of sandy facies and heterolithics, which are up to 30 m thick. Heterolithic facies are abundant (Htl, Htw, Htf, and Hrt), with the common presence of bidirectional ripples capped by mud (Fig. 10). The alternation of sand and mud in the heterolithics is variable, defining decimetric cycles of increasing and decreasing sand/mud ratios. Facies composed of fine- to medium-grained, moderately to well-sorted sandstone also occur, with subcritical ripples often capped by single or double mud drapes (Sr), low-angle cross-stratification (SI), and trough cross-stratification composed of ripples (Str) and with mud drapes (Stm). This association occurs between Supratidal and Subtidal facies association packages.



*Interpretation:* This facies association is interpreted as intertidal deposits. Sandy packages with bidirectional ripples capped by mud, as well as cross-strata with mud films and ripples, are common. They are interpreted as deposition by flood and ebb tidal currents, with the capacity for sand transport and availability (Fan, 2010). The cyclic variation in the sand/mud ratio in heterolithic successions can be explained by neap-spring cycles, where the greater thickness and proportion of sand layers represent neap tides, which are more intense, transporting and depositing a greater volume of sand.

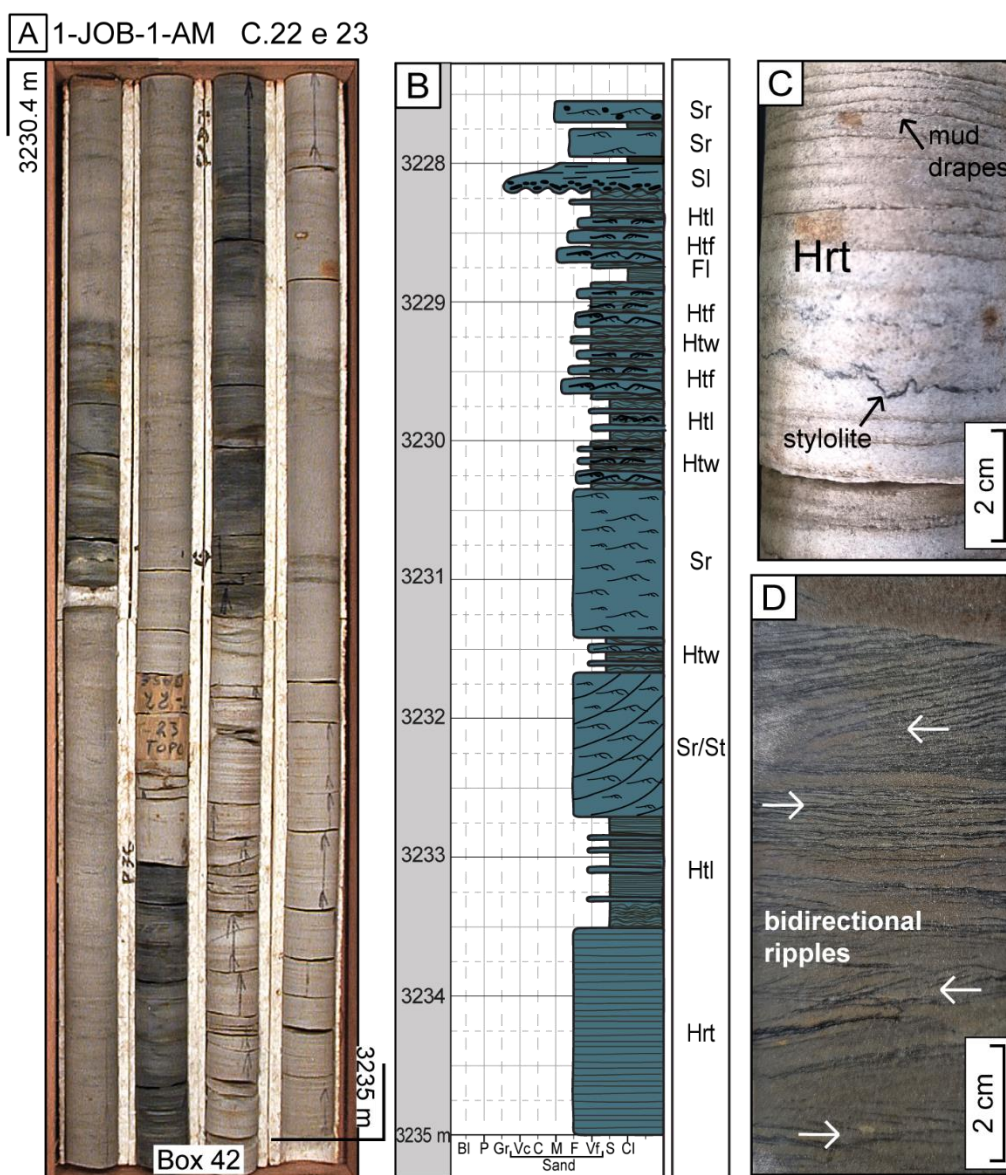


Figure 10: (A) Photo of drill core of the Intertidal facies association interval from well 1-JOB-1-AM (depth: 3230.4 to 3235.0 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval marked in Figure 10A. (C) Detail photo of facies Hrt with mud drapes and stylolite. (D) Detail photo of facies Htw with bidirectional ripples.

#### 4.10. Subtidal

*Description:* This facies association ranges in thickness from 3.5 to 19.0 m and is characterized by three vertical facies successions. The first succession forms coarsening- and thickening-upward cycles with laminated, sometimes deformed, mudstone base (FI) and heterolithic with linsen (Htl), wavy (Htw), and flaser (Htf) bedding. The succession grades to very thin sandstones with trough cross-stratification with reverse ripple marks and mud drapes (Str, Stm), low-angle stratification (Sl), and deformed horizontal stratification (Sh) (Fig. 11). The second facies succession forms fining-upward cycle formed at the base by intraformational conglomerates (Gmi) followed by layers of fine- to medium-grained sandstones with trough cross-stratification (St) and often with mud drapes (Stm). The third facies succession shows no granulometric trend, being arranged in packages up to 10 m thick of bioclastic calcarenite facies with bioturbated and irregular horizontal lamination (Ch), and laminated (Ml) and massive (Mm) carbonate marls. The three facies are composed of bioclasts of bivalve and gastropod shells of varying sizes (millimeters to 4 cm) and carbonate mudstones in varying proportions.

*Interpretation:* This facies association is interpreted as subtidal deposits. The presence of cross-strata sets capped with mud films suggests alternation in flow conditions, common in tidal processes. The organization of this facies association into coarsening-upward successions, characterized by laminated mudstones that are overlain by cross-strata cosets likely records the migration of composite tidal dunes in macrotidal contexts (Willis, 2005; Dalrymple, 2010; Olariu et al., 2012). Interbedding of sand and fine sediments at the base is formed by migration of the macroform over fine sediments deposited in the portion where there is flow separation on the leeward face of the dune. This flow separation locally generates mud wedges and ripples in opposite directions at the base of the foresets (Reesink and Bridge, 2007, 2009; Herbert et al., 2015; Dalrymple, 2010b). In turn, the organization of the facies into fining-upward successions represents the record of tidal bar migration in a macrotidal regime (Dalrymple et al., 1990; Allen, 1991; Shanmugam et al., 2000; Plink-Björklund, 2005). These bars form in higher energy contexts. This macroform is formed with a slight obliquity, approximately 0 to 20° to the dominant tidal current flow direction (Houbolt, 1968). The high energy flow prevented the deposition of fine sediments and forms a conglomeratic sidewalk through which the bedform migrates, thus forming a coarser base relative to the top of the succession (Olariu et al., 2012). The third facies

succession with no granulometric trend represents an offshore portion of a tidal-dominated ramp. This succession is composed by thick muddy and very fine sandy distal packages corresponding to bioclast-rich calcarenites characteristic of the subtidal environment (Altiner and Savini, 1991). Such facies represent the distal portion of this facies association with rhythmicity in the proportion of bioclasts and micrite characteristic of tidal currents. In lower energy and more distal portions, facies of massive and laminated carbonate marl were deposited, with or without carbonate bioclasts, also characteristic of the subtidal environment, as described by Altiner and Savini (1991).

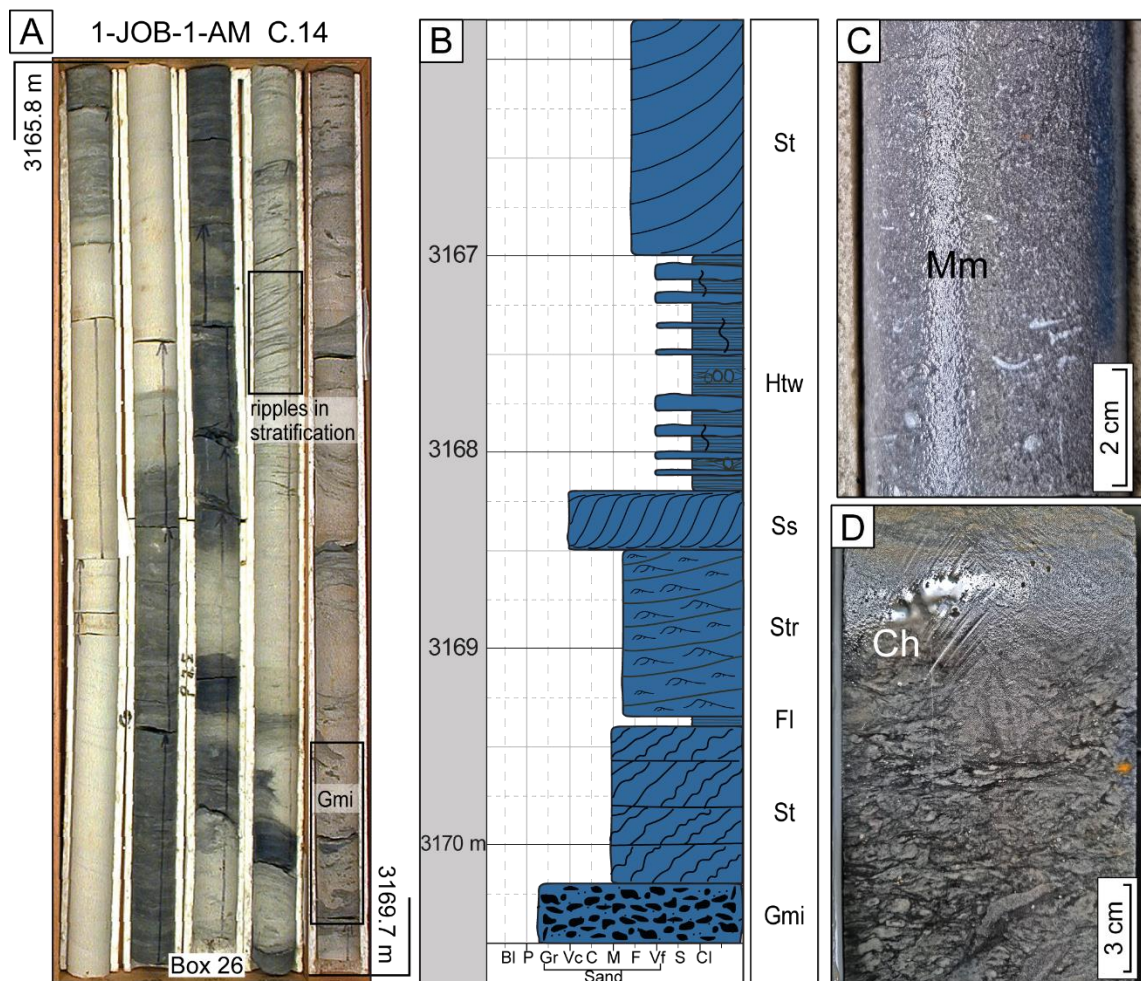


Figure 11: (A) Photo of drill core of the Subtidal facies association interval from well 1-JOB-1-AM (depth: 3165.8 to 3170.2 m). (B) Columnar section is corresponding to the interval represented in Figure 11A. (C) Detail photo of facies Mm. (D) Detail photo of facies Ch.

## 5. Stratigraphic evolution

Based on the correlation of lithological and geophysical data from 15 wells (Fig. 12) of the Juruá Formation, 8 of which were described in core samples and the others analyzed in gamma-ray logs, three stratigraphic intervals were discriminated: alluvial



plain, terrigenous coastal plain, and tidal-dominated ramp. These intervals are bounded by stratigraphic surfaces identified by gamma-ray signatures, accompanied by changing facies associations.

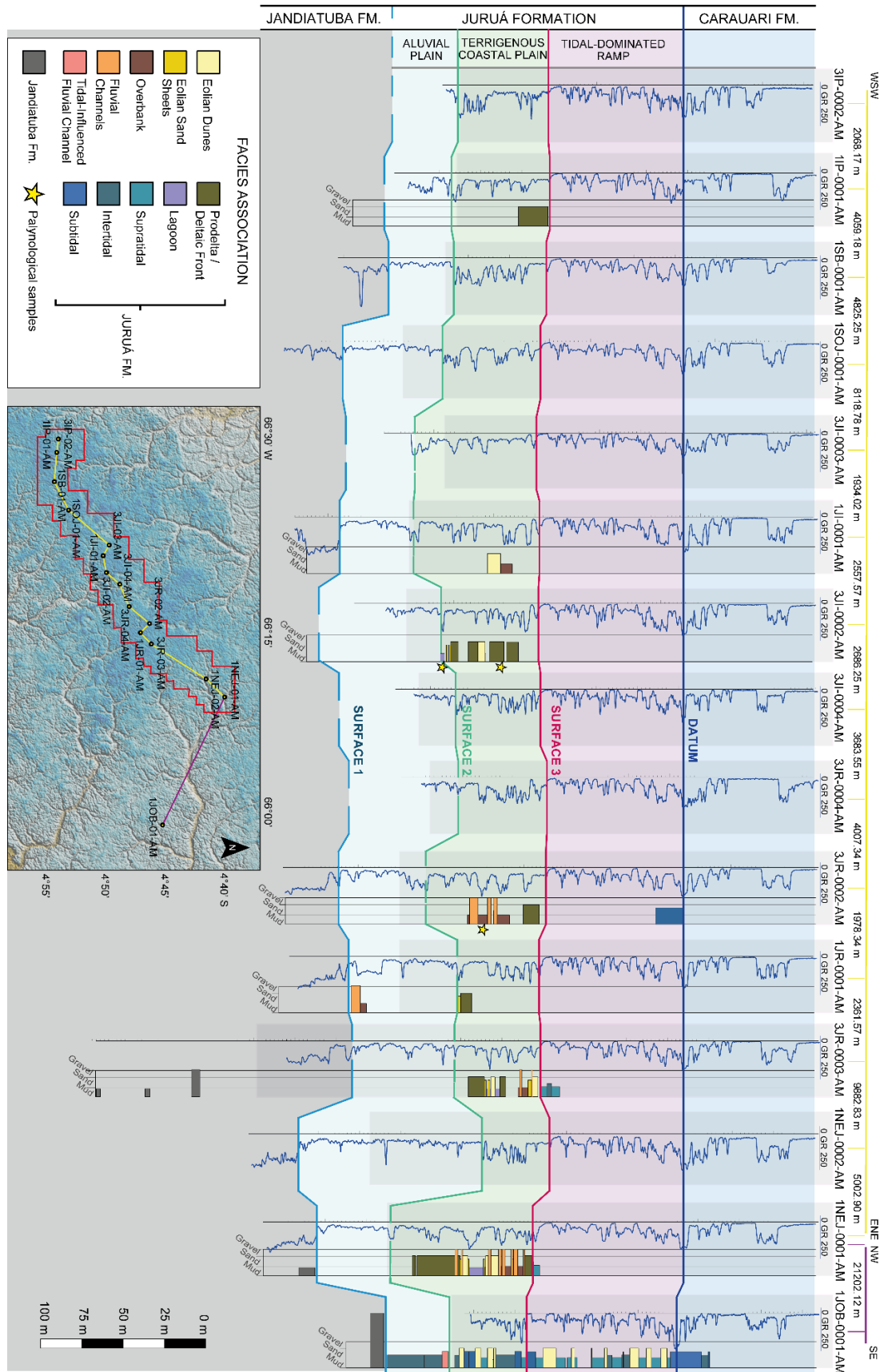


Figure 12: Correlation section reduced of eight wells of the Juruá Formation individualizing three stratigraphic intervals.

### **5.1. Stratigraphic Interval 1: Alluvial Plain**

The basal interval presents dominance of fluvial facies associations and is limited at the base by the unconformity (Surface 1) with the glacial deposits of the Jandiatuba Formation. The identification of the fluvial channel facies association was made through facies analysis in well 1-NEJ-1-AM and recognition of the geophysical signature of this association in other wells in basal intervals of the Juruá Formation. The Lower Carboniferous basal unconformity (Wanderley et al., 2007) is marked in the gamma-ray profile by the abrupt shift from higher values in the Jandiatuba Formation to lower values in the Juruá Formation. The gamma-ray signature is characterized by a slightly serrated box shape, diagnostic of amalgamated sandstone packages. At the top, the fluvial interval is bounded by a Maximum Regression Surface (Surface 2), identified by the variation in the signature of the gamma-ray profile from a serrated pattern to gradually decreasing values in stepped metric intervals. This variation differentiates the characteristic box pattern of the fluvial interval at the base.

### **5.2. Stratigraphic Interval 2: Terrigenous Coastal Plain**

The stratigraphic interval 2 of the Juruá Formation, referred to as the terrigenous coastal plain, is composed of predominantly fluvio-deltaic facies associations, interspersed by eolian and lagoonal deposits. In the proximal portion, this interval is characterized by lagoonal, deltaic, fluvial, and eolian deposits recognized by the intense variation in gamma-ray values in metric intervals. Peaks of gamma-ray value mark episode of plain drowning recorded by lagoonal with marine influence deposits up to 8 thick and up to 25 km lateral continuity in 3 wells. In the distal portion, well 1-JOB-1-AM shows marine influence with intertidal and subtidal deposits. This interval is delimited at the base by Surface 2, marking a maximum regression surface, and at the top by a transgressive tidal ravinement surface.

### **5.3. Stratigraphic Interval 3: Tidal-Dominated Ramp**

The upper interval of the stratigraphic succession is composed of facies associations characteristic of a tidally-dominated marine ramp environment formed by siliciclastic sedimentation and carbonate contribution with bioclasts and micrite. The marine ramp is positioned abruptly overlying the fluvio-eolian-deltaic deposits of stratigraphic interval 2, marking a transgressive tidal ravine surface (Surface 3) with deposition of supratidal facies associations (well 3-JR-3-AM). Toward the top of the

tide-dominated ramp interval, marine transgression was established and terrigenous continental deposits ceased. Thus, high-frequency T-R cycles develop with tidal deposits. These cycles are diagnosed in the gamma-ray profiles in the wells. The signature of this record is characterized by: (1) intense intercalation of fine homogeneous till with low gamma-ray values indicating coastal dune packages; (2) low gamma-ray values produced by fine sediment deposition and precipitation of supratidal evaporitic minerals; (3) intermediate and highly variable values of intertidal sandy-pelitic deposits; and (4) serrated pattern with decreasing gamma ray values produced by subtidal bedforms with pelitic base and sandy top.

## 6. Age

In the present study, the only possible method of dating the Juruá Formation was through the analysis of fossils, more specifically, of the palynomorphs obtained in wells 3-JI-2-AM (core 04-box 10-deep 2660 m and core 02-box 01-deep 2624.3 m) and 3-JR-2-AM (core 07-box 05-deep 2751 m), from rock samples of laminated mudstones (FI) recovered in Lagoon association of facies, found in the Terrigenous Coastal Plain (= Stratigraphic Interval 2).

The other (macro)fossils, i.e. plants and conchostraceans, were used only for environmental interpretations. The only identified plant remnant, sphenophyte stem, has no biostratigraphic utility. Conchostraceans, on the other hand, could have some biostratigraphic value, but they were not the subject of taxonomic analysis in this study.

### 6.1. Palinostratigraphy

Palynomorphs, phytoclast, and amorphous organic matter were retrieved from the three selected samples. Palynomorphs are predominant, mainly comprising well-preserved and abundant spores and pollen grains, as well as subordinate prasinophyceae algae (*Leiosphaeridia* sp.), and rare acritarchs (*Micrhystridium* spp.). Spores are mainly represented by *Spelaeotriletes triangulus* (most common species of spore-pollen taxa), followed by *Endosporites* and *Calamospora*; monosaccate pollen grains comprise species of *Plicatipollenites* (*P. gondwanensis*, *Plicatipollenites* spp.), *Caheniasaccites*, *Potonieisporites* (*P. triangulatus*, *P. neglectus*, *Potonieisporites* spp.), and *Cannanoropollis*, besides *Crucisaccites monoletus*, *Circumplicatipollenites plicatus*, and *Striomonosaccites* sp. A in Playford and Dino 2000; also one bisaccate pollen grain was found, i.e. *Limitisporites hexagonalis* (Fig. 14).

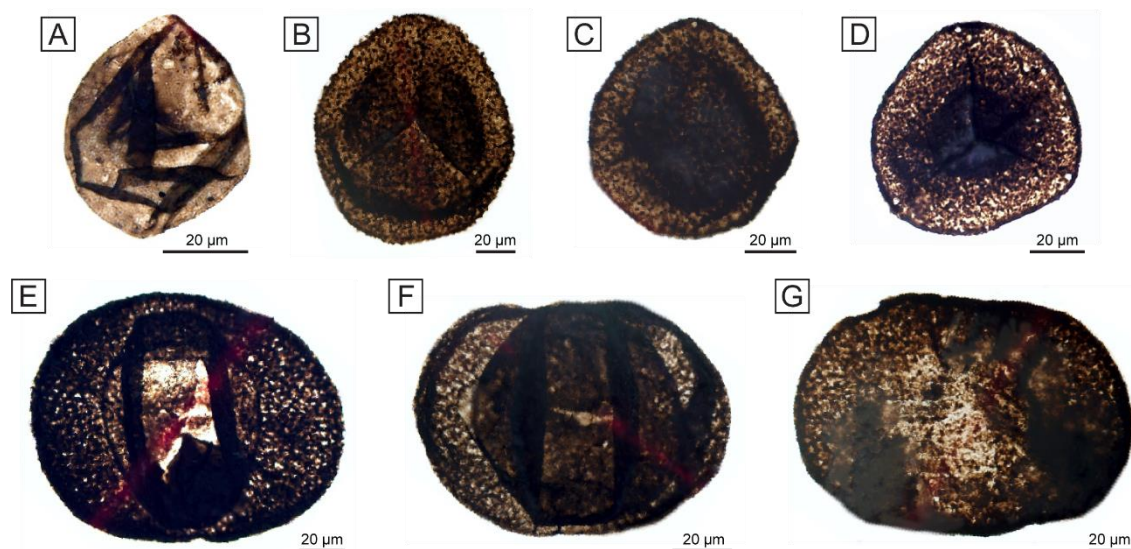


Figure 14: Photomicrographs of selected palynotaxa of the Juruá Formation. In parenthesis, the slide number and England Finder coordinates. A) *Calamospora breviradiata* (MP-P 15706a, X53-4); B) *Spelaeotriletes triangulus* (MP-P 15710a, C49-3); C) *Spelaeotriletes triangulus* (MP-P 15709a, Q32); D) *Endosporites globiformis* (MP-P 15706a, O40); E) *Potonieisporites neglectus* (MP-P 15705, O37-2); F) *Limitisporites hexagonalis* (MP-P 15707a, V39); G) *Striomonosaccites* sp. A in Playford & Dino 2000 (MP-P 15709a, R40-1).

The proposal of Daemon and Contreiras (1971) constitutes the only palynostratigraphic subdivision derived from the Tefé Group. However, an appropriate application of that scheme is limited mainly due to its superficial taxonomic approach, as well as the inaccuracy of the indicated ages. The palynostratigraphic subdivision erected by Playford and Dino (2000) for the Amazonas Basin comprises seven palyzones recognized in the Tapajós Group, in ascending stratigraphical order, *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus*, *Illinites unicus*, *Striatosporites heyleri*, *Raistrickia cephalata*, *Vittatina costabilis* and *Tornopollenites toreutos* zones. The common record of *Spelaeotriletes* in our samples is a characteristic shared with the *S. triangulus*, *S. incrassatus*, and *I. unicus* palyzones of Playford and Dino (2000), which occur in the Monte Alegre and Itaituba formations. However, according to Playford and Dino (2000), *Striomonosaccites* sp. A has its first appearance from the *Raistrickia cephalata* Palynozone, corresponding to the Nova Olinda Formation. This situation is not compatible with the lateral correlations between the units of the Tapajós and Tefé groups. A recent and unpublished palynostratigraphical analysis of subsurface material from the Tapajós and Tefé groups performed by the authors (PAS, CMF, and DRB, verbal information) allowed the record



of this monosaccate pollen grain (*Striomonosaccites* sp. A) for the first time within the Juruá Formation, together foraminifers belonging to the FF-I and PF-I zones of Altiner and Savini (1995). Both foraminifer zones were recognized from the middle to the upper portion of the Juruá Formation, being assigned to the lower Atokan by those authors. As a result, an upper Bashkirian age is indicated for the samples analyzed here.

## 7. Paleoenvironmental and paleoclimatical proxies

### 7.1. Paleontology

The paleontological study of laminated mudstone samples (F1) with a high concentration of organic matter indicates the presence of plant fossils and shells of conchostraceans preserved as imprints and molds in the rock (Fig.13). These fossils are present in the Lagoon, Prodelta/Deltaic Front (interbedding with lagoonal sediments), and Overbank facies associations of Stratigraphic Interval 2. Plant fragments are fossils of sphenophyte stems. The conchostraceans are classified as suborder Spinicaudata.

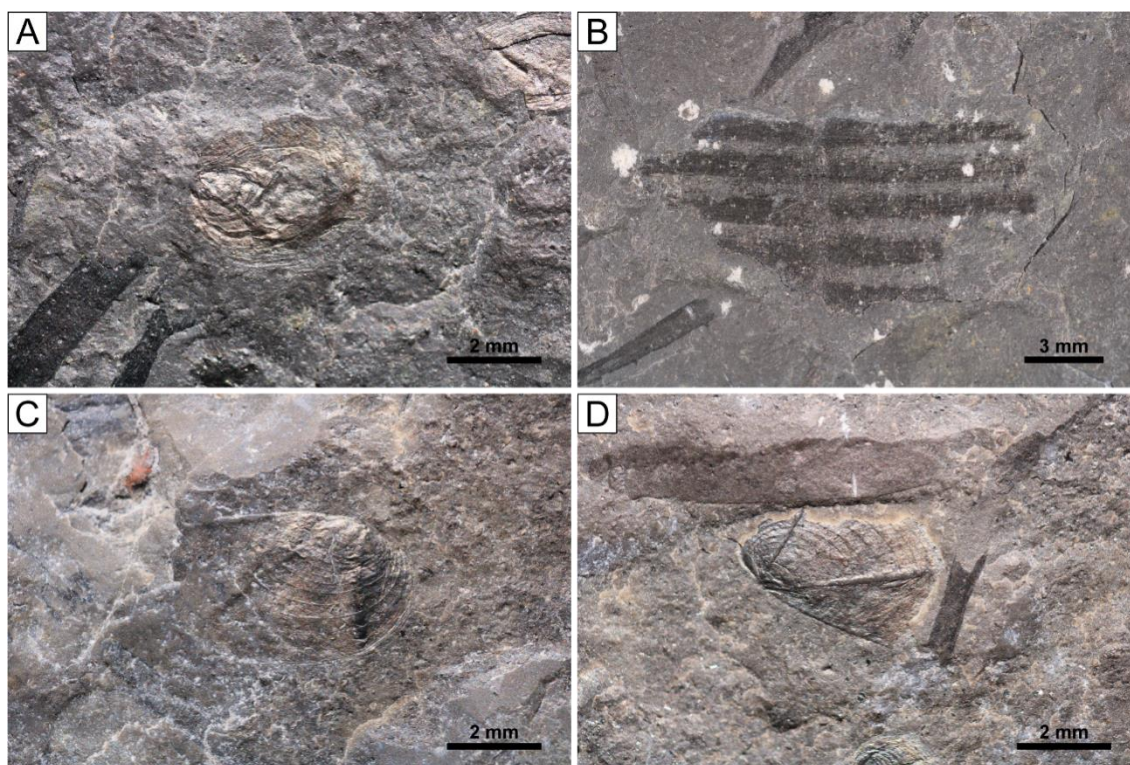


Figure 13: (A) Conchostracean fossil shells in laminated mudstone sample from well 3-JI-2-AM (core 02-box 01). (B) Sphenophyte fragment fossil in laminated mudstone sample from well 3-JI-2-AM (core

02-box 01). (C) e (D) Conchostracean fossil shells in laminated mudstone samples from well 3-JR-2-AM (core 07-box 05).

The Sphenophyta are characteristic of humid climates and have a strong affinity with freshwater environments. They are commonly found on riverbanks and floodplains, as well as on lake margins. (e.g. Mancuso and Marsicano, 2008; Darwish and Safori, 2016). Crustaceans of the suborder *Spinicaudata* are indicative of environments with shallow freshwater to oligohaline lakes and ponds in coastal and marshy regions (Webb, 1979; Chen and Hudson, 1991). Pennsylvanian conchostraceans have also been found in the Illinois Basin and associated with marshy and deltaic environments (Petzold and Lane, 1988). In the palynological records, the presence of *Leiosphaeridia* spp. (prasinophyceae algae) and rare acritarchs from the three studied samples from this interval (see item 6.2) indicate a subaqueous depositional environment under marine influence. Although, the predominance of spores and pollen grains in the palynological preparations indicate the strong terrestrial influence in the depositional site. Furthermore, the abundant and diversified record of spores and pollen grains means that there was a fully vegetated coastal plain, which is expected under conditions of a humid climate, rich in subenvironments favorable to the development of the different plant groups (i.e. pteridophytes and gymnosperms) represented in the palynological association studied. The high concentration of organic matter, phytoclasts and plant remains corroborate this point of view (Behrensmeyer and Hook, 1992).

The environmental conditions necessary for the development of these organisms correspond with the paleoenvironmental interpretations attributed to Stratigraphic Interval 2. Thus, the fossiliferous content corroborates the interpretation that in this evolutionary stage of the Juruá Formation, the climate was humid with the presence of continuous lacustrine-to-lagoonal bodies and fluvial channels.

## **7.2. Evaporites**

Evaporites are recognized indicators of arid climate formed by the precipitation of ions in brines. In these regions, they are formed where evaporation exceeds precipitation and can occur in different tectonic and sedimentary contexts. The wide mineralogical diversity of evaporites is proportional to the variables that control mineral formation: brine and diagenetic fluid composition and interaction with groundwater

level and depositional environment (Kendal, 1987, 1992; Warren, 2006). In sabkha environments, such as the early Pennsylvanian Solimões Basin, the composition of the evaporites was controlled especially by the ionic availability of the marine fluids by phreatic recharge and by marine flooding by sea level fluctuation (Kendall, 1978; Briere, 2000).

In the Juruá Formation tidal-dominated ramp succession, thick beds of evaporites are described in Stratigraphic Interval 3, indicating semiarid to arid conditions, in a context in which the evaporation rate exceeded the precipitation rate. The common association of evaporites and coastal eolian dune fields reinforces the interpretation of an arid-semiarid context.

## **8. Discussion**

The integration of sedimentological, stratigraphic, and paleontological data shows two stages of the paleoclimatic evolution of the Juruá Formation. The first climatic stage (Fig. 15A) records a more humid environment in an alluvial (stratigraphic intervals 1) to terrigenous coastal plain composed mainly by fluvio-deltaic (stratigraphic intervals 2), with plant fossils and muddy sediment metric beds characteristic of humid climate. The second climatic stage (Fig. 15B) is corresponded by thick evaporites and expansion of the eolian dune field, indicating a semiarid to arid climatic context. These climatic changes between the base and top of the Juruá Formation may be due to changes in the atmospheric circulation pattern induced by the advance and retreat of the ice sheets in the high latitudes of Gondwana, as discussed below.

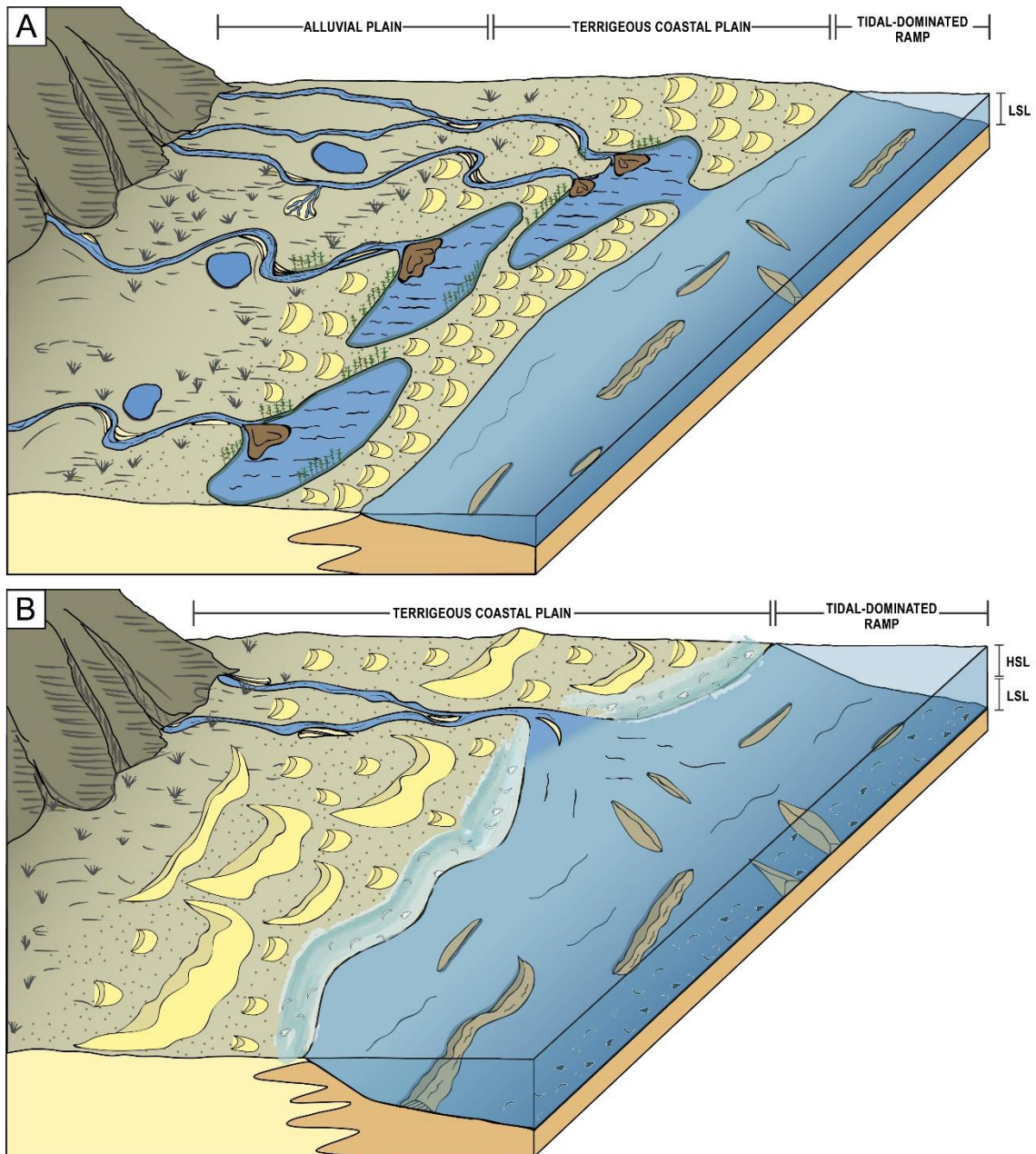


Figure 15: Paleoenvironmental and paleoclimatic model of the Juruá Formation. (A) Wet climatic stage with extensive deposition by fluvial channels, deltas, and lakes and lagunes with reworking by eolian dunes. Presence of vegetation on the margins of the water bodies and extensive floodplain. (B) Arid climatic stage with the formation of Supratidal plain with evaporites and expansion of the dune field. Transgression accompanies aridification and allows the deposition of marine sediments above continental deposits.

### 8.1. Climate conditions

The alternation of glacial and interglacial periods directly impacts the proportion and latitudinal positioning of atmospheric circulation cells (Perlmutter and Matthews,

1989). During interglacial periods, the Polar and Ferrer cells retract and the Hadley Cell and the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) expand. The expansion of the ITCZ area of influence provides humidity and higher temperature at latitudes of about 20°- 30° during periods of glacial minimum. On the contrary, at glacial periods, the Polar and Ferrer cells expand and contract the Hadley cell and the ITCZ. This opposite effect reduces the areas with tropical humidity and brings the arid zones closer to the 30° latitude.

The influence of fluctuations between glacial and interglacial periods is observed in paleoenvironmental indicators such as sedimentary records, fossils, and isotopic analyses. The glacial episodes of the Late Paleozoic Ice Age (LPIA) (López-Gamundí, 1997; Iannuzzi et al., 2023) are especially evidenced by thick glacial deposits in Gondwanan basins. The Middle Pennsylvanian glacial episode was characterized by Iannuzzi et al. (2023) as the occurrence of two pulses of glaciation and deglaciation from the lower half of the Bashkirian to the Moscovian. Between these pulses, the deglaciation episode that occurred after the Bashkirian glaciation is represented by glacial-origin diamictite deposits of the Campo Mourão Formation in the Itararé Group of the Paraná Basin (southern Brazil) (Valdez Buso et al., 2020; Iannuzzi et al., 2023) (Fig. 16).



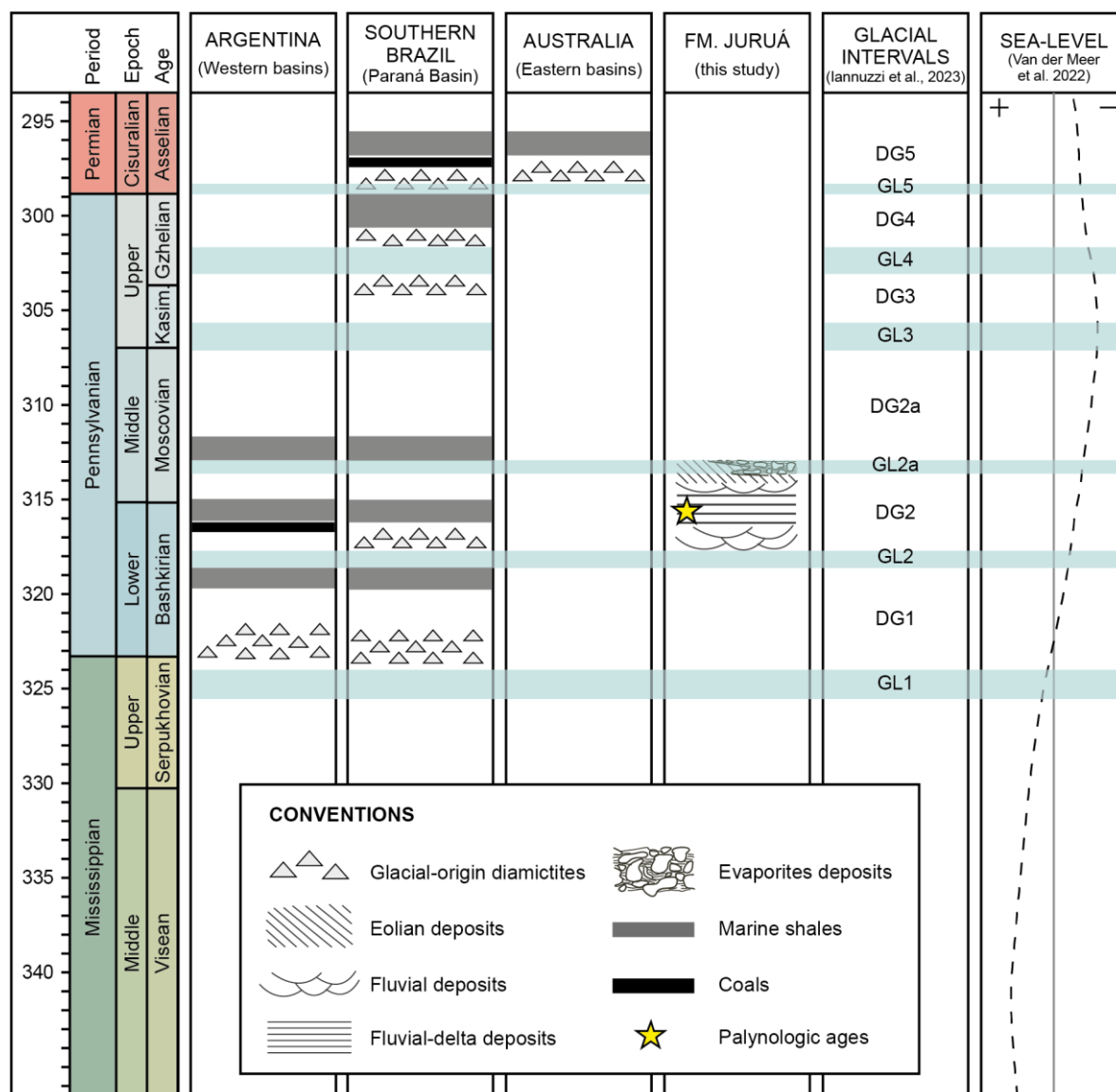


Figure 16: Correlation between Gondwanan basins of Western Argentina, Paraná Basin (Brazil), Eastern Australia and Juruá Formation (Solimões Basin) during Pennsylvanian glacial episodes (GL) based on the study by Iannuzzi et al. (2023). Modified sea level change curve from Van der Meer et al. (2022). GL = Glaciation Interval; DG = Deglaciation Interval.

The sedimentary succession of the Juruá Formation in the Solimões Basin described in this study was deposited during the Upper Bashkirian, according to palynological dating. The interpretation of the stratigraphic evolution of this unit leads to the identification of a progressive aridification of the epicontinental sea coast of Gondwana in the proximity of latitude 25° south. We interpret that aridification is a consequence of the variation in the positioning of wet and arid zones with a dynamic of glaciation at the Middle Pennsylvanian (Fig.17).

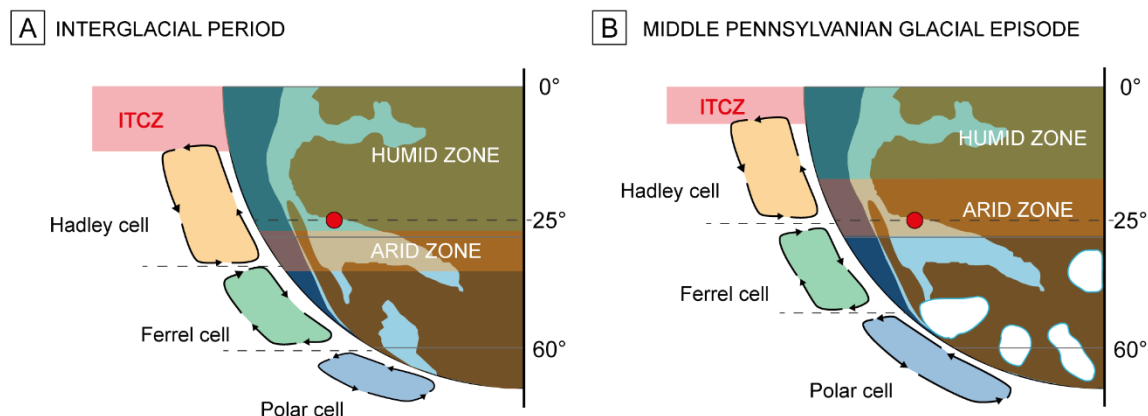


Figure 17: Model of paleoclimate evolution during the Bashkirian based on the paleogeographic reconstruction of Scotese (2014) and atmospheric circulation model of Perlmutter and Matthews (1989) and Compagnucci (2011). Study area is highlighted by the red dot. Representation of the atmospheric cells positioning during (A) interglacial period and (B) Middle Pennsylvanian glacial episode.

The first climate stage (stratigraphic intervals 1 and 2) expresses humid environments deposited in the interglacial context under the influence of the wet climate of the expanded ITZC. The second climate stage (stratigraphic interval 3) presents a characteristic succession of arid climates. Possibly, this stage was influenced by the arid zone of the boundary between the Hadley and Ferrer cells positioned at latitudes near  $30^{\circ}$  in glacial periods. In summary, the change from humid to arid climate observed in this stratigraphic succession at paleolatitude  $25^{\circ}$  is a reflection of the movement of atmospheric cells and climate zones during the intensification of the Middle Pennsylvanian glacial episode.

## 8.2. Tectonic context

Although glacial cycles influence eustatic level fluctuations, local tectonic constraints control the accommodation space, influencing the relative sea level behavior. Considering deposition in a glacial period, we expect records of sea level falling in the Juruá Formation and increased subaerial exposure (Iannuzzi et al., 2023). However, the transgression observed in the stacking of marine deposits over continental deposits indicates an opposite way. A gradual increase in basin subsidence was pointed out during the deposition of the Juruá Formation. The peak of subsidence culminated with the final stages of accumulation of the unit (Becker, 2005). This increase in subsidence was related as a result of active tectonism in the collision of the Gondwana and Laurasian continents northward into the Solimões Basin (Becker,

2005). The increase in subsidence rate is also observed in the backstripping curve of the Solimões and Amazonas basins (Dávila et al., 2019). Based on the curve presented by the cited study, the calculated subsidence rate is 12 m/My.

Therefore, we observe that the transgression of the Juruá Formation was the result of an increase in the subsidence rate that exceeded the global sea-level (eustatic) lowering trend. Sea level was falling in the long-term eustatic trend (>50 Myr) until the end of the Bashkirian to early Moscovian, according to van der Meer et al. (2022).

Therefore, we point out the divergence between the global trends and the Bashkirian record of the Solimões Basin. Local and global climatic and tectonic mechanisms are independent in depositional control of the Juruá Formation and the transgression was caused by increased local subsidence of the basin which overwhelmed the global eustatic fall.

## 9. Conclusion

Three stratigraphic intervals were discriminated in the Juruá Formation that record: (1) alluvial plain with deposition by fluvial channels, (2) terrigenous coastal plain formed by fluvio-eolian, deltaic, and lagoonal deposits, and (3) tidal-dominated ramp characterized by the advance of marine deposits over continental sediments. These stratigraphic intervals were interpreted and grouped into two climatic stages of the Juruá Formation. The first stage is represented by stratigraphic intervals 1 and 2, characterized by thick fluvial deposits, developed floodplains, lagoonal and deltaic deposits, and plant and shell fossils characteristic of a wet climate. The biostratigraphical analysis suggests an upper Bashkirian age to the three selected samples in the second stratigraphic interval of this climate stage. The recognition of prasinophycean algae (*Leiosphaeridia* spp.) and acritarchs (*Micrhystridium* spp.) indicates a subaqueous depositional environment under marine influence to the microfossiliferous levels during the first climate stage. The second climatic stage is corresponded by stratigraphic interval 3, characterized by paleoclimatic indications of an arid climate, such as thick evaporite deposits and expanding eolian dune field. This aridification may be associated with climate changes induced by alterations in atmospheric circulation cells resulting from the expansion and contraction of ice sheets. At paleolatitudes close to 25°, the atmospheric cells presented different



behaviors in glacial and interglacial periods. During the interglacial interval of the late Baskarian, this region was more influenced by a humid climate due to the expansion of Hadley cells and the Intertropical Convergence Zone. On the other hand, during the early Moscovian, the Ferrer and Polar cells expanded and could move arid zones to lower latitudes and contract the humid tropical zone. The general transgressive trend observed in the Juruá Formation is related to an increase in subsidence rates that annulled the eustatic fall resulting from the glaciation of Southern Gondwana during the Bashkirian and Moscovian.

### **CRedit authorship contribution statement**

**Gabriela M. N. Knobelock:** Conceptualization, Data curation, Investigation, Visualization, Writing - original draft. **Claiton M. S. Scherer:** Conceptualization, Funding acquisition, Investigation, Project administration, Resources, Supervision, Visualization, Writing - original draft, Writing - review & editing. **Juliano Kuchle:** Conceptualization, Investigation, Supervision, Visualization, Writing - review & editing. **Roberto Iannuzzi:** Conceptualization, Funding acquisition, Investigation, Visualization, Writing - original draft, Writing - review & editing. **Rossano D. L. Michel:** Data curation, Investigation, Writing - review & editing. **Carrel Kifumbi:** Investigation, Writing - review & editing. **Ronaldo P. Cechetti:** Data curation, Writing - review & editing. **Bruno S. Angonese:** Investigation, Writing - review & editing. **Paulo A. Souza:** Data curation, Funding acquisition, Investigation, Writing - original draft, Writing - review & editing. **Cristina M. Félix:** Data curation, Investigation, Writing - original draft, Writing - review & editing. **Daiana R. Boardman:** Data curation, Investigation, Writing - original draft, Writing - review & editing. **Gabriel P. Carneiro:** Project administration, Resources.

### **Acknowledgments**

This work was financially supported by Petrobras S.A. through a Research and Development Project “Facies architecture and high-resolution stratigraphy of coastal eolian systems”; by ANP (National Petroleum Agency) through a scholarship to the first author (PRH 14.1 Process n°: 48610.200762/2019-71); and by grants awarded by Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq projects: 305798/2022-7 to PAS; 430096/2016–0 and PQ 313946/2021–3 to RI). Thanks to Graduate Program in Geosciences (PPGGEO) of the Federal University of

Rio Grande do Sul for logistical support. Thanks to Léo Afraneo Hartmann for the contributions to the structure and revision of this paper.

## References

Alexander, J., 1989. Delta or coastal plain? With an example of the controversy from the Middle Jurassic of Yorkshire, in M. K. G. Whatelet & K. T. Pickering (Eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels* (Special Publication, Vol. 41, pp. 11–19). Geological Society. <http://sp.lyellcollection.org/>

Allen, G. P., 1991. Sedimentary Processes and Facies in the Gironde Estuary: A Recent Model for Macrotidal Estuarine Systems. *Clastic Tidal Sedimentology — Memoir 16*, 29–39.

Allen, J. P., Fielding, C. R., Gibling, M. R., & Rygel, M. C., 2014. Recognizing products of palaeoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: An example from the Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. *Sedimentology*, 61(5), 1332–1381. <https://doi.org/10.1111/sed.12102>

Allen, J. R. L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93–114.

Altiner, D., & Savini, R., 1991. Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from the Amazonas and Solimões basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 229 pp.

Altiner, D. & Savini, R., 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões basins (North Brazil). *Revue de Paléobiologie*, 14 (2), 417-453.

Barata, C. F., & Caputo, V., 2007. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões. O “estado da arte.” 4° PDPETRO.

Becker, C. R., 2005. Cicloestratigrafia da sequência carbonático-evaporítica pensilvaniana da Bacia do Solimões, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 47–62.

Behrensmeyer, A. K., & Hook, R. W., 1992 (Rapporteurs). Paleoenvironmental context and taphonomic modes, in: Behrensmeyer, A. K., Damuth, J. D., DiMichele, W. A., Potts, R., Sues, H. D., & Wing, S. L. (Eds.), *Terrestrial ecosystems through time*.

Evolutionary palaeoecology of terrestrial plants and animals. Chicago, University of Chicago Press, pp.15-138.

Best, J., & Bridge, J., 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, 39, 737–752.

Bhattacharya, J. P., & Walker, R. G., 1992. Deltas, in: R. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 157–177.

Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B. A., Donoghue, J. F., Davis, R. A., Fletcher, C. H., & Suter, J. R., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments, in: *Quaternary Coastal Evolution. Sediment. Geol (Vol. 80)*.

Bridge, J. S., & Best, J. L., 1988. Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, 35, 153–163.

Briere, P. R., 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, 45(1), 1–7. <https://doi.org/10.1006/jare.2000.0633>

Brookfield, M. E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303–332.

Caputo, M. V., 2014. Juruá orogeny: Brazil and Andean countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 181–190. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001>

Caputo, M. V., & Silva, O. B. da., 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões, in: G. P. Raja Gabaglia & E. J. Milani (Eds.), *Origem e Evolução da Bacia do Solimões*. Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 169–193. <https://www.researchgate.net/publication/321135203>

Chen Pei-Ji, & Hudson, J. D., 1991. The conchostracan fauna of the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Scotland. *Palaeontology*, 34(3), 515–545.

Cioccarri, G. M., & Mizusaki, A. M. P., 2019. Sistemas petrolíferos atípicos nas bacias paleozoicas brasileiras - uma revisão. *Revista Geociências UNESP*, 38(2), 367–390.

Collinson, J. D., Mountney, N. P., & Thompson, D. B., 2006. Sedimentary structures, 3th ed. Terra.

Compagnucci, R. H., 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103, 229–249. <https://academic.oup.com/biolinnean/article/103/2/229/2452613>

Crowley, T. J., & Baum, S. K., 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*, 20, 507–510.

Dalrymple, R. W., 2010. Tidal Depositional System, in: N. P. James & R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4*. pp. 201–232.

Dalrymple, R. W., & Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81(3–4), 135–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>

Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Zaitlin, B. A., & Middleton, G. V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37(4), 577–612. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00624.x>

Dalrymple, R. W., Yang, B. C., & Chun, S. S., 2006. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: Summer tidal flat - Winter shoreface-reply. *Sedimentology*, 53(3), 693–696. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00785.x>

Darwish, M. H., & Safori, Y. A., 2016. Late Carboniferous Macroflora from Rod El-Hamal Formation Wadi Araba, North Eastern Desert, Egypt. *Taeckholmia*, 36, 45–59.

Dias, K. D. N., & Scherer, C. M. S., 2008. Cross-bedding set thickness and stratigraphic architecture of aeolian systems: An example from the Upper Permian Pirambóia Formation (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 405–415. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.07.008>

Daemon, R.F. and Contreiras, C.J.A., 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *Anais XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 3, 79-88.

Eiras, J. F., 2007. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas. Apostila sobre prospecção e desenvolvimento de campos de petróleo e gás (Projeto Multimin). Schlumberger.

Eiras, J. F., Becker, C. R., Souza, E. M., Gonzaga, F. G., da Silva, J. G. F., Daniel, L. M. F., Matsuda, N. S., & Feijó, F. J., 1994. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências - Petrobras, 8(1), 17–45.

Elias, A. R. D., de Ros, L. F., Mizusaki, A. M. P., & Anjos, S. M. C., 2004. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 169(3–4), 191–217. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.06.001>

Fan, D., 2010. Open-coast tidal flats, in: R. A. Davis Jr. & R. W. Dalrymple (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, pp. 187–229. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_9)

Fielding, C. R., Alexander, J., & Allen, J. P., 2018. The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 365, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.022>

Fielding, C. R., Frank, T. D., & Isbell, J. L., 2008. The late Paleozoic ice age - A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. *Special Paper of the Geological Society of America*, 441, 343–354. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))

Foix, N., Paredes, J. M., & Giacosa, R. E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 294, 342–355. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.07.001>

Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S., & Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian “sand sheet” deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 733–746.

Gonzalez, C. R., 1990. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 275–287.

González-Bonorino, G., & Eyles, N., 1995. Inverse relation between ice extent and the late Paleozoic glacial record of Gondwana. *Geology*, 23, 1015–1018. <http://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-pdf/23/11/1015/3515494/i0091-7613-23-11-1015.pdf>

Grader, G. W., Isaacson, P. E., Díaz-Martínez, E., & Pope, M. C., 2008. Pennsylvanian and Permian sequences in Bolivia: Direct responses to Gondwana glaciation. *Special Paper of the Geological Society of America*, 441, 143–159. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(10\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(10))

Hein, F. J., & Walker, R. G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 562–570. [www.nrcresearchpress.com](http://www.nrcresearchpress.com)

Herbert, C. M., Alexander, J., & de Álvaro, M. J. M., 2015. Back-flow ripples in troughs downstream of unit bars: Formation, preservation and value for interpreting flow conditions. *Sedimentology*, 62(7), 1814–1836. <https://doi.org/10.1111/sed.12203>

Houbolt, J. J. H. C., 1968. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geologie En Mijnbouw*, 47(4), 245–273.

Hunter, R. E., 1977. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(2), 697–706.

Hunter, R. E., & Rubin, D. M., 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. *Developments in Sedimentology*, 38, 429–454. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70808-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70808-2)

Iannuzzi, R., di Pasquo, M. M., Vesely, F. F., Scherer, C. M. S., Andrade, L. S., Mottin, T., & Kifumbi, C., 2023. Pennsylvanian glacial cycles in western Gondwana: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 535(1). <https://doi.org/10.1144/sp535-2022-342>

Isbell, J. L., Henry, L. C., Gulbranson, E. L., Limarino, C. O., Fraiser, M. L., Koch, Z. J., Cicciooli, P. L., & Dineen, A. A., 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*, 22(1), 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.11.005>

Kendall, A. C., 1978. Facies Models 11. Continental and supratidal (sabkha) evaporites. *Geoscience Canada*, 5, pp. 66–78

Kifumbi, C., Marlon dos Santos Scherer, C., Galvão de Souza, E., Domingos dos Reis, A., Formolo Ferronato, J. P., & Michel, R. D. L., 2022. Late Pennsylvanian aridification in Gondwana mid-latitudes contemporaneous to high-latitudes ice cap expansion, upper Piauí Formation, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 117. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103840>

Kocurek, G., 1981. Erg reconstruction: The Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 125–153.

Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56.

Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Reviews Earth Planet. Science*, 19, 43–75. [www.annualreviews.org](http://www.annualreviews.org)

Kocurek, G., & Fielder, G., 1982. Adhesion Structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(4), 1229–1241.

Kocurek, G., & Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: Theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46(3), 505–515. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00227.x>

Lancaster, N., & Teller, J. T., 1988. Interdune deposits of the Namib Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 55, 91–107.

Limarino, C. O., & Spalletti, L. A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3–4), 134–155. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.011>

López-Gamundí, O. R., 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America, in: I. P. Martini (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes-Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic*, pp. 147–168.

- López-Gamundí, O. R., & Buatois, L. A., 2010. Introduction: Late paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. *Special Paper of the Geological Society of America*, 468. [https://doi.org/10.1130/2010.2468\(00\)](https://doi.org/10.1130/2010.2468(00))
- Mancuso, A. C., & Marsicano, C. A., 2008. Paleoenvironments and taphonomy of a Triassic lacustrine system (Los Rastros Formation, central-western Argentina). *Palaios*, 23(8), 535–547. <https://doi.org/10.2110/palo.2007.p07-064r>
- Manna, M. O., Scherer, C. M. dos S., Bállico, M. B., Reis, A. D. dos, Moraes, L. V., Ferrari, L. A. B., Roisenberg, H. B., & Oliveira, V. G. de., 2021. Changes in fluvial architecture induced by discharge variability, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 420. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105924>
- Manshor, N. A., Amir Hassan, M. H., & Madon, M., 2022. Tidally-influenced fluvial channel systems from the Miocene Malay Basin, Malaysia: Evidence from core facies and seismic geomorphological analyses. *Marine and Petroleum Geology*, 135. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105384>
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & de Min, A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616–618. [www.sciencemag.org](http://www.sciencemag.org)
- Miall, A. D., 1977. A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1), 1–62.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary, in: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology (Memoir 5)*. Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 597–604.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, fourth ed. Springer.
- Milani, E. J., & Araújo, L. M. de., 2003. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo, in: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, & J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, pp. 541–553.



- Milani, E. J., & Zalán, P. V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3), 199–205. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/007>
- Mountney, N. P., 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, 53(4), 789–823. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00793.x>
- Neves, C. A. O., Campos, J. N. P., Arana, J., Teixeira, L. B., Rodrigues, R., & Triguês, J. A., 1989. Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas. Manaus: Petrobras/Depex, Relatório Interno, 113 pp.
- Olariu, C., Steel, R. J., Dalrymple, R. W., & Gingras, M. K., 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 279, 134–155. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.018>
- Perlmutter, M. A., & Matthews, M. D., 1989. Global cyclostratigraphy - a model, in: T. A. Cross (Ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice Hall, pp. 233–260.
- Petzold, D. D., & Lane, N. G., 1988. Stratigraphic Distribution and Paleoecology of Pennsylvanian Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) on the East Side of the Illinois Basin. *Journal of Paleontology*, 62(5), 799–808. <https://www.jstor.org/stable/1305401?seq=1&cid=pdf->
- Playford, G. and Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part two. *Palaeontographica, Abt B*, 255: 87-145.
- Plink-Björklund, P., 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 52(2), 391–428. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00703.x>
- Putzer, H., 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In H. Sioli (Ed.), *The Amazon*. Dr. W. Junk, 56, pp. 15–46.
- Quadros, L. P., Mello, J. H. G., 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-mesozóicos. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 1(2), 205-214.

- Reesink, A. J. H., & Bridge, J. S., 2007. Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars. *Sedimentary Geology*, 202(1–2), 281–296. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.005>
- Reineck, H.-E., & Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99–104.
- Retallack, G. J., 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper*, 216, 1–20. <https://doi.org/10.1130/SPE216-p1>
- Rosa, E. L. M., & Isbell, J. L., 2021. Late Paleozoic Glaciation, in: *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 534–545. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00063-1>
- Scherer, C. M. S., Goldberg, K., & Bardola, T., 2015. Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 322, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.03.010>
- Scherer, C. M. S., Lavina, E. L. C., Dias Filho, D. C., Oliveira, F. M., Bongioiolo, D. E., & Aguiar, E. S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194(3–4), 169–193. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.002>
- Scotese, C. R., 2014. Map Folio 65 Devono-Carboniferous Boundary (359.2 Ma) Drivers of species diversification in deep time View project Earth History: The Evolution of the Earth System View project. [www.globalgeology.com](http://www.globalgeology.com).
- Shanmugam, G., Poffenberger, M., & Álava, J. T., 2000. Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bulletin*, 84(5), 652–682. <http://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-pdf/84/5/652/3355535/652.pdf>
- Teixeira, L. B., 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós, in: J. H. G. Melo & G. J. S. Terra (Eds.), *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas*. Petrobras, pp. 1–8.

Todd, S. P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures, in: P. A. Carling & M. R. Dawson (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 299–350.

Valdez Buso, V., Milana, J. P., di Pasquo, M., Paim, P. S. G., Philipp, R. P., Aquino, C. D., Cagliari, J., Junior, F. C., & Kneller, B., 2020. Timing of the Late Palaeozoic glaciation in western Gondwana: New ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 544. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109624>

van den Berg, J. H., Boersma, J. R., & van Gelder, A., 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone-Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie En Mijnbouw*, 86(3), 86–89.

van der Meer, D. G., Scotese, C. R., Mills, B. J. W., Sluijs, A., van den Berg van Saparoea, A. P., & van de Weg, R. M. B., 2022. Long-term Phanerozoic global mean sea level: Insights from strontium isotope variations and estimates of continental glaciation. *Gondwana Research*, 111, 103–121. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.07.014>

Wanderley Filho, J. R., Eiras, J. F., & Vaz, P. T., 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 15(2), 217–225.

Warren, J. K., 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits, in: *Earth-Science Reviews*, 98(3–4), pp. 217–268. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>

Webb, J. A., 1979. A reappraisal of the palaeoecology of conchostracans (Crustacea: Branchiopoda). *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie, Abhandlungen*, 158(2), 259–275.

Willis, B. J., 2005. Tide-influenced river delta deposits, in: L. Giosan & J. P. Bhattacharya (Eds.), *River Deltas - Concepts, Models, and Examples*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 83, pp. 87–129. <https://doi.org/10.2110/pec.05.83.0087>

Wright, V. P., 1992. Paleosol recognition: A guide to early diagenesis in terrestrial settings, in: K. H. Wolf & G. v. Chilingarian (Eds.), *Developments in Sedimentology*, 47, pp. 591–619. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70574-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70574-0)

## ANEXO I

Título da Tese:

**“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO JURUÁ (BACIA DO SOLIMÕES) E SUA RELAÇÃO COM EVENTOS TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS DO GONDWANA”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autora: **Gabriela Meyer Neibert Knoblock dos Santos**

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer  
Coorientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle

Examinadora: Profa. Dra. Ana Maria Góes

Data: 28/07/2023

Conceito: A

### PARECER:

Gabriela Meyer Neibert Knoblock dos Santos desenvolveu sua dissertação de mestrado na forma híbrida tradicional mais manuscrito submetido a periódico em pesquisa inédita. A área investigada pertence ao campo de Juruá na Bacia do Solimões, e os depósitos da Formação Juruá, não aflorantes, são seu objeto de investigação. Para tanto usou 15 poços, dos quais 8 (testemunhados de forma contínua no intervalo Juruá) foram usados para análise de fácies, petrografia e paleontologia. Esta pesquisa gerou um banco de dados robusto sobre a unidade em apreço que muito contribuirá para evolução do conhecimento. A apresentação no geral está boa, bem ilustrada, bem escrita. Acho que faltou uma organização melhor e construção de figuras que permitisse o leitor entender o que exatamente a estudante Gabriela usou e de que forma, inclusive no manuscrito. Durante correção do volume, fui pontuando e fazendo sugestões para melhoria. Destaco dois pontos: tirar conotação genética na fase de nomenclatura das litofácies (por exemplo, o nome o código de fácies), e deixar na segunda coluna detalhamento suficiente. Assim, naturalmente na terceira coluna aparece o processo. Importante colocar quarta coluna com as associações de fácies. Talvez as 24 litofácies pudessem ser reduzidas. Não sei se entendi corretamente, mas me pareceu que na interpretação da idade, além dos dados desta pesquisa, foram usadas avaliações não publicadas de outros autores. Acho que deveria ser reescrito, já que idade bashkiriana superior foi importante para o entendimento das variações climáticas, etc. Importante na publicação colocar dados suplementares com localização coordenadas de poços, 900 m de seção, etc.

Os dados de heterogeneidade de reservatórios apresentados no item 6.3 parecem interessantes para um novo manuscrito, mas não é apresentados dados tabelas fotos figuras principalmente petrografia DRX etc que nos permitam avaliar a sua pesquisa. Sugestão desse continuidade desta parte para seu doutorado

De qualquer forma, isso não compromete minha avaliação do excelente trabalho registrado no volume apresentado, espero que ela conduza com sucesso a publicação dos resultados com suporte dos seus orientadores e colaboradores.

*Ana Maria Góes*

Assinatura:

Data:28/07/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

| ANEXO I  |                  |
|--|------------------|
| Título da Tese:  |                  |
| <b>“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO JURUÁ (BACIA DO SOLIMÕES) E SUA RELAÇÃO COM EVENTOS TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS DO GONDWANA”</b>   |                  |
| Área de Concentração: Estratigrafia  |                  |
| Autora: <b>Gabriela Meyer Neibert Knobelock dos Santos</b>   |                  |
| Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer<br>Coorientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle  |                  |
| Examinadora: Profa. Dra. Manoela Bettarel Bállico  |                  |
| Data: 28/07/2023   |                  |
| Conceito: A  |                  |
| PARECER:<br>A dissertação da aluna Gabriela aborda a caracterização da Formação Juruá, associada ao evento glacial do Carbonífero, um tema interessante e pouco explorado. No entanto, não foram incluídas informações sobre o estado da arte ou questões paleoclimáticas do Carbonífero de forma mais aprofundada. A caracterização do problema ficou restrita à introdução. A metodologia é bem descrita no trabalho, evidenciando as habilidades adquiridas pela autora para conduzir o estudo. Os objetivos do estudo são claros e bem definidos, e foram plenamente alcançados. Os resultados, principalmente em relação às litofácies e associações de fácies, foram minuciosamente descritos, proporcionando um modelo deposicional claro e compreensível, sem deixar dúvidas. Foi notada a falta de figuras elucidativas das fácies e associações de fácies no corpo da dissertação, uma vez que estão disponíveis somente no artigo científico. No artigo, a qualidade gráfica do modelo deposicional próprio está excelente. As discussões são originais e apresentadas de forma clara. De modo geral, o artigo é excelente, e sua publicação em uma revista internacional (A1) é um ponto positivo. Parabenizo a autora e seus co-autores pelo trabalho realizado. Em suma, o estudo aborda um tema interessante e pouco explorado, com metodologia bem executada e resultados bem apresentados. É uma contribuição significativa para a área, e a qualidade do trabalho é excelente. |                  |
| Assinatura:  | Data: 28/07/2023 |
| Ciente do Orientador:  |                  |
| Ciente do Aluno:   |                  |

|   |
|---|
| <b>ANEXO I</b>  |
| Título da Tese:   |
| <b>“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO JURUÁ (BACIA DO SOLIMÕES) E SUA RELAÇÃO COM EVENTOS TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS DO GONDWANA”</b>  |
| Área de Concentração: Estratigrafia   |
| Autora: <b>Gabriela Meyer Neibert Knobelock dos Santos</b>  |
| Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer<br>Coorientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle   |
| Examinador: Prof. Dr. Ernesto Luiz Corrêa Lavina  |
| Data: 27 de junho de 2023   |
| Conceito: Excelente (A)   |
| <b>PARECER:</b>   |
| <p>O trabalho desenvolvido pela aluna é de excelente qualidade. Está muito bem redigido. A parte introdutória está resumida, mas é suficiente para a apresentação dos resultados. A faciologia da Formação Juruá está muito bem desenvolvida na parte introdutória, assim como a correlação estratigráfica (excelente) e o condicionamento climático, este último uma questão sempre escorregadia mesmo quando se aborda o presente. A abordagem do reservatório suas heterogeneidades e implicações nas associações de fácies estão muito bem discutidas.</p> <p>Deste modo, quando cheguei ao artigo, eu possuía todo o necessário para abordá-lo sem dificuldades. O artigo segue a lógica da introdução, em um inglês de boa qualidade, preservando o detalhamento faciológico, o que é muito importante, e com boas fotos, mesmo na versão impressa. Os intervalos estratigráficos estão claramente delimitados, apresentados de modo sucinto, mas suficiente.</p> <p>O artigo foi encaminhado para o periódico PPP. Penso que o tema se ajusta bem ao escopo da revista, e tem excelentes possibilidades de aceitação. Penso que críticas virão justamente da questão climática, pois caso exista um avaliador da área, ele pode questionar a posição dos centros de alta pressão durante eventos glaciais: muda em relação aos períodos quentes? Eu penso que sim, e mais especificamente, os modelos modernos podem ser usados como base. Mas, tem pesquisadores que não concordam, e por vezes com bons argumentos, ou pode simplesmente solicitar um maior detalhamento.</p> <p>Para finalizar, que dizer que gostei muito da estruturação. Imagino que esta forma de apresentar a dissertação possa ser considerada como repetitiva, creio inclusive que no PPGeo-Unisinos, os alunos são desincentivados a assim proceder. Mas eu sou totalmente favorável, pois permite que o aluno demonstre com clareza a sua construção teórica ao longo da dissertação.</p> <p>Parabéns, Gabriela (extensivo ao Claiton e ao Juliano).</p> |

Assinatura: Ernesto Lavina

Data: P.Alegre, 27 de junho de 2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: