



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Ana Victória Ribeiro Franqueira

**Registro sedimentar e vulcanoclástico do Morro dos Conventos: implicações  
para correlação cronoestratigráfica na Bacia do Paraná**

Florianópolis  
2025

Ana Victória Ribeiro Franqueira

**Registro sedimentar e vulcanoclástico do Morro dos Conventos: implicações para correlação cronoestratigráfica na Bacia do Paraná**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao curso de Geologia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador(a): Profa Dra Manoela Bettarel Bállico

Florianópolis

2025

Franqueira, Ana Victória Ribeiro

Registro sedimentar e vulcanoclástico do Morro dos Conventos : Implicações para correlação cronoestratigráfica na Bacia do Paraná / Ana Victória Ribeiro Franqueira ; orientadora, Manoela Bettarel Bállico, coorientadora, Monica Oliveira Manna, 2025.

75 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia, Florianópolis, 2025.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Estratigrafia. 3. Geocronologia. I. Bállico, Manoela Bettarel. II. Manna, Monica Oliveira. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

Ana Victória Ribeiro Franqueira

**Registro sedimentar e vulcanoclástico do Morro dos Conventos: implicações  
para correlação cronoestratigráfica na Bacia do Paraná**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do título de Bacharel em Geologia e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 05 de dezembro de 2025.

---

Coordenação do Curso

**Banca examinadora**

---

Profa. Manoela Bettarel Bállico, Dra.  
Orientadora

---

Prof. Claiton Marlon dos Santos Scherer, Dr.  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

---

Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

Florianópolis, 2025.

À minha mãe, que nunca desistiu.  
Você me ensinou a lutar pelos meus sonhos.

## **AGRADECIMENTOS**

Tudo que sou hoje é resultado de todas as pessoas que encontrei e todas as experiências que vivi. Por isso, agradeço a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram tanto para a minha formação pessoal, quanto para a acadêmica.

Agradeço especialmente à minha mãe, meu maior exemplo de perseverança e de inconformismo diante das limitações. Foi ela quem me ensinou que acreditar pode nos levar a lugares que jamais imaginamos e tornar possível sonhos que pareciam distantes para alguém com poucas condições financeiras. Acreditar e persistir permitiram que eu recebesse apoio de lugares inesperados e, quando as dificuldades retornaram, encontrei também suporte da própria universidade. Então eu não poderia deixar de agradecer à assistência estudantil, porque sem auxílio eu precisaria voltar para casa.

Agradeço à minha orientadora, que foi além do seu papel para me acolher, me incentivar e me ensinar, mesmo que nunca tenha faltado um puxão de orelha. Ela sempre me deu mais crédito do que eu achava que merecia, confiando no meu potencial e sempre almejando algo maior, para mim e todos os integrantes do laboratório. Por fim, também gostaria de agradecer aos meus avós, que sempre me ajudaram, e à minha tia, que eu não poderia amar mais se fosse minha irmã.

Um agradecimento especial aos meus amigos e toda a equipe do Laboratório de Geologia de Reservatórios, formei uma família que vou guardar para sempre no coração. Vocês todos tornaram esses anos de graduação os melhores que já vivi, e serei eternamente grata por isso.

“Life is short, the world is wide... I wanna make some memories.”

Mamma Mia

## RESUMO

A Bacia do Paraná é composta por unidades estratigráficas que registram distintos contextos paleoambientais, organizados em seis supersequências. A Supersequência Gondwana I (Permiano) registra um ciclo transgressivo-regressivo associado a mudanças tectônicas e climáticas, no qual se preserva sucessões periglaciais (Grupo Itararé), costeiras e marinhas (Grupo Guatá) e depósitos continentais (Grupo Passa Dois). Essas unidades sedimentares afloram ao longo da borda leste da Bacia do Paraná, com destaque para a região da Calha de Torres, onde unidades basais da Supersequência ocorrem lateralmente a depósitos mais jovens. Tal configuração revela rejeitos verticais significativos, da ordem de centenas de metros, atribuídos à atuação de falhas normais e a controles tectônicos significativos. Além disso, a gênese similar desses depósitos dificulta a distinção entre as unidades sedimentares, gerando incertezas no mapeamento estratigráfico e na correlação entre seções aflorantes e subsuperficiais. Nesse sentido, os depósitos de origem vulcânica desempenham papel fundamental como marcadores estratigráficos, uma vez que permitem estabelecer correlações precisas entre diferentes unidades. No contexto da Bacia do Paraná, essas ocorrências vulcânicas estão associadas ao intenso magmatismo do Magmatismo Choiyoi, que ocorreu na margem oeste do Gondwana durante o Permiano. Diante disso, o estudo da sucessão estratigráfica e a presença de camadas vulcânicas intercaladas são elementos importantes para posicionar os afloramentos e relacioná-los às formações correspondentes. O presente trabalho aborda um estudo de caso voltado à revisão da associação de fácies e do paleoambiente, com ênfase na análise de uma camada-guia de fragmentos vulcânicos aflorante no Morro dos Conventos, localizado em Araranguá (SC). Este morro testemunho, reconhecido como ponto turístico da região Sul, é correlacionado à Formação Rio do Rasto, conforme o mapeamento do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O objetivo deste estudo é revisar o mapeamento atual da região e posicionar o Morro dos Conventos, estratigráfica e cronologicamente, a partir de dados de campo e de idades U–Pb em zircão obtidas em uma camada de tufo, integrados às informações disponíveis na literatura. O levantamento detalhado de uma seção colunar do afloramento foi realizado em campo, juntamente com a coleta do material para datação. As amostras foram submetidas à análise LA-MC-ICP-MS para a determinação das idades U–Pb em zircão. A idade concórdia obtida de  $286 \pm 1,4$  Ma (N=9, MSWD=1,2) permite correlacionar o depósito ao estágio Artinskiano, sendo, portanto, anterior à deposição da Formação Rio do Rasto, e mais compatível com o limite entre as Formações Rio Bonito e Palermo. Ainda, a análise sedimentológica e estratigráfica da seção levantada indica um paleoambiente de plataforma dominada por ondas de tempestade, com ocorrência de lamitos maciços de *backshore*, estratificações cruzadas *swaley* intercalada com laminações onduladas truncadas (*wave ripples*) de *shoreface* superior e *hummocky* de *shoreface* inferior. O contato entre as camadas é comumente ondulado/erosivo, atrelado à ocorrência e dissipação tempestades. Com base nos dados sedimentológicos e geocronológicos, a sucessão sedimentar que compõe o Morro dos Conventos sugere uma melhor correlação com a porção superior da Formação Rio bonito, que estava sendo afogada pelo mar Palermo.

**Palavras-chave:** Bacia do Paraná; Datação radiométrica; Plataforma de ondas e tempestades.

## ABSTRACT

The Paraná Basin comprises stratigraphic units that record diverse paleoenvironmental settings, organized into six supersequences. The Gondwana I Supersequence (Permian) represents a transgressive–regressive cycle linked to tectonic and climatic variations, encompassing periglacial deposits (Itararé Group), coastal-to-marine sequences (Guatá Group), and continental strata (Passa Dois Group). These sedimentary units crop out along the basin's eastern margin, particularly in the Torres Trough region, where basal members of the supersequence occur laterally adjacent to younger deposits. This configuration reveals significant vertical displacements - on the order of hundreds of meters - attributed to normal faulting and strong tectonic control. Additionally, the similar depositional nature of these units complicates their distinction, generating uncertainties in stratigraphic mapping and correlation between surface and subsurface sections. Volcanic deposits play a crucial role as stratigraphic markers, enabling more precise correlations among distinct stratigraphic units. In the Paraná Basin, such volcanic occurrences are associated with the intense Choiyoi Magmatism, which affected the western margin of Gondwana during the Permian. Hence, analyzing the stratigraphic succession and interbedded volcanic layers is fundamental for accurately constraining outcrop positions and their correlation to regional formations. This study presents a case analysis focused on revising facies associations and depositional environments, emphasizing a volcanic fragment-bearing marker bed exposed at Morro dos Conventos, in Araranguá, southern Santa Catarina State (Brazil). This erosional remnant, known as a regional landmark, has been previously correlated with the Rio do Rasto Formation according to Geological Survey of Brazil (CPRM) mapping. The objective of this research is to reassess the geological mapping of the area and to refine the stratigraphic and chronological placement of Morro dos Conventos based on field data and U–Pb zircon ages from a tuff layer, integrated with published literature. A detailed survey of a stratigraphic column from the outcrop was carried out in the field, along with the collection of material for dating. U–Pb zircon dating was conducted using LA-MC-ICP-MS, yielding a concordia age of  $286 \pm 1.4$  Ma ( $N = 9$ ,  $MSWD = 1.2$ ). This result correlates the deposit with the Artinskian Stage, predating the deposition of the Rio do Rasto Formation and being more compatible with the boundary between the Rio Bonito and Palermo formations. Sedimentological and stratigraphic analyses indicate a storm-dominated shallow-marine platform environment, characterized by massive backshore mudstones, swaley cross-stratification interbedded with truncated wavy lamination (wave ripples) of upper shoreface, and lower shoreface hummocky cross-stratification facies. Bed contacts are typically wavy to erosive, reflecting the impact and subsequent dissipation of storm events. Based on the integrated sedimentological and geochronological data, the sedimentary succession at Morro dos Conventos is more consistent with the upper portion of the Rio Bonito Formation, which was being progressively drowned by the transgressive Palermo sea.

**Keywords:** Parana Basin; Radiometric dating; Storm-wave platform.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa litoestratigráfico da área de estudo e da região adjacente, com a localização contextualizada no estado de Santa Catarina e na Bacia do Paraná, apresentada nos mapas de escala regional..... 18
- Figura 2 - Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná no sentido NW–SE, evidenciando a disposição das principais unidades estratigráficas e a cobertura magmática da Formação Serra Geral..... 19
- Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, apresentando a evolução cronoestratigráfica do Ordoviciano ao Cretáceo Superior. O diagrama sintetiza a geocronologia, os principais ambientes, as discordâncias regionais, as supersequências, bem como as espessuras médias estimadas para cada unidade..... 21
- Figura 4 - Carta cronoestratigráfica da Supersequência Gondwana I na Bacia do Paraná, abrangendo do Carbonífero Superior ao Triássico Inferior. O diagrama integra informações de litoestratigrafia (Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, com suas formações e membros), além da distribuição estratigráfica nas regiões de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. .... 22
- Figura 5 - Mapa estrutural da Bacia do Paraná e áreas adjacentes, destacando a delimitação da bacia em relação ao embasamento cristalino e às principais estruturas tectônicas regionais. São representados arcos, sinclinal e flexura, além de lineamentos e zonas de falha. .... 25
- Figura 6 - Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Gondwana durante o Permiano e seção transversal da crosta de arco, abrangendo América do Sul, Antártica Ocidental, Zelândia e Austrália. O megacontinente apresenta principais bacias permianas e complexos acrescionários, com destaque para os arcos magmáticos e seus regimes tectônicos (contração e extensão). Os valores de  $\epsilon_{Hf}$  ilustram a origem e evolução do magmatismo ao longo da crosta de arco Permiano..... 27
- Figura 7 - Fluxograma metodológico da pesquisa, sintetizando as etapas de aquisição de dados, processamento e análise, resultados, integração e interpretação final, envolvendo a correlação estratigráfica e a definição da gênese do depósito vulcanogênico. .... 29

- Figura 8 - Transgressão e regressão marinha, evidenciando o padrão progracional e retrogradacional das fácies. A *maximum flooding surface* (MFS) corresponde à superfície de inundação máxima e está representada no esquema.....36
- Figura 9 - Esquema dos principais processos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos que ocorrem em praias dominadas por ondas e dos principais compartimentos morfológicos e hidrodinâmicos.....37
- Figura 10 - Perfil deposicional raso marinho onshore–offshore. (A) Fair-weather: transporte de sedimentos em direção à costa, ondas de curta duração e baixa velocidade afetando o fundo até a FWWB. (B) Storm: transporte de sedimentos em direção à bacia, ondas de longa duração e alta velocidade que afetam o fundo até o nível base de ação de ondas de tempestade. ....38
- Figura 11 - Dados geocronológicos obtidos por LA-MC-ICP-MS em zircões da amostra PRR041. (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão com as idades U-Pb individuais; os pontos roxos indicam os spots analisados. (B) Diagrama de concórdia. (C) Histograma de frequência das idades obtidas. 42
- Figura 12 - Associação de fácies backshore e feições importantes associadas. (A) Aspecto geral do estrato e a localização da camada vulcanoclástica de interesse; (B) Destaque na coloração vermelho arroxeado da camada e no depósito datado; (C) e (D) Mosqueamento esverdeado presente. ....44
- Figura 13 - Associação de fácies shoreface superior, com as feições associadas. As imagens demonstram estruturas internas típicas encontradas nos estratos arenosos que compõem esse grupo e o traçado dessas estruturas para realçá-las. Comumente a variação vertical demonstra diferentes regimes e estágios de fluxo que formaram os tempestitos, gerando sequências complexas. ....46
- Figura 14 - Seção colunar síntese da Associação de Fácies Shoreface Inferior e feições associadas, caracterizada por ampla intercalação de depósitos arenosos e pelíticos. A) Observa-se estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes ondulada cruzada de grande porte, com estratos lateralmente contínuos; B) A fração arenosa, por vezes, preserva estrutura de *wave ripples* em meio às Hcs; e C) Lente arenosa amalgamando entre os siltitos laminados. As estruturas internas indicam pouca variação vertical, associando esses depósitos à sequências de tempestitos simples.....48

- Figura 15 - Feições erosivas '*gutter casts*' que ocorrem no *shoreface* inferior, erodindo as sequências subjacentes.....49
- Figura 16 - Idades correspondentes ao período Permiano da Bacia do Paraná por datações realizadas em camadas vulcanoclásticas. A idade obtida pela Concórdia corresponde ao intervalo de idade correspondente ao intervalo superior da Formação Rio Bonito. ....53
- Figura 17 - (A) Estratificação cruzada, baixo ângulo e ripples simétricas intercaladas indicando variações de energia no sistema; (B) Estratificação cruzada sob diferentes taxas de fluxo; e (C) Estratificação baixo ângulo em meio a estratos cruzados, por vezes com preservação de fluxo oscilatório inferior.....56
- Figura 18 - Mapa paleogeográfico da Bacia do Paraná no Permiano Inferior. O Mar de Guatá ocupava a porção central da bacia, representando o domínio marinho epicontinental da Fm. Palermo, enquanto as áreas marginais, caracterizadas por planícies costeiras, correspondem à Fm. Rio Bonito. A reconstrução baseia-se nas interpretações paleogeográficas de Lavina (1991), Schneider et al. (1974), Northfleet et al. (1969) e Padula e Mingramm (1967). Representação da evolução paleoambiental da Fm. Rio Bonito associada à sequência deposicional do Morro dos Conventos, alternando principalmente parasequências de *shoreface* superior e inferior, com depósitos costeiros de *backshore* no topo. ....58
- Figura 19 - Contexto paleoambiental do afloramento e representação das principais estruturas observadas associadas à sequências marinho plataformais rasas. O depósito vulcanogênico formou-se pela decantação de cinzas do Vulcanismo Choiyoi, que estava ativo no oeste do Gondwana. Essas cinzas foram transportadas por milhares de quilômetros até depositarem na planície costeira. ....60

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Código de fácies.....	33
Quadro 2 - Descrição e interpretação das litofácies da Unidade Estratigráfica (Adaptado de Miall, 2006).....	43

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados LA-MC-ICP-MS utilizados para o cálculo da idade U–Pb da amostra coletada no Morro dos Conventos. ....	41
--	----

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>16</b>
1.1	OBJETIVOS .....	17
1.1.1	<b>Principal</b> .....	<b>17</b>
1.1.2	<b>Específicos</b> .....	<b>17</b>
1.2	JUSTIFICATIVA.....	17
1.3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	18
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>19</b>
2.1	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....	20
2.2	INTERVALO DE INTERESSE.....	22
2.3	ARCABOUÇO ESTRUTURAL .....	24
2.4	ESTADO DA ARTE.....	26
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>29</b>
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	29
3.2	LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO E ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	30
3.3	TRATAMENTO DE IMAGENS .....	30
3.4	ANÁLISES LABORATORIAIS: DATAÇÃO U-PB .....	31
<b>4</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	<b>33</b>
4.1	FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL	33
4.2	CONTROLES DA SEDIMENTAÇÃO .....	34
4.3	TRANSGRESSÃO E REGRESSÃO MARINHA.....	35
4.4	PLATAFORMA DOMINADA POR ONDAS E TEMPESTADES .....	36
<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>40</b>
5.1	DADOS GEOCRONOLÓGICOS.....	40
5.2	DADOS SEDIMENTOLÓGICOS.....	42
5.3	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES .....	43
5.3.1	<b>Associação de Fácies de <i>Backshore</i></b> .....	<b>44</b>
5.3.2	<b>Associação de Fácies de <i>Shoreface Superior</i></b> .....	<b>45</b>
5.3.3	<b>Associação de Fácies de <i>Shoreface Inferior</i></b> .....	<b>47</b>
<b>6</b>	<b>DISCUSSÕES</b> .....	<b>51</b>
6.1	DADOS GEOCRONOLÓGICOS.....	51
6.2	MODELO DEPOSICIONAL.....	54
6.3	DADOS ESTRATIGRÁFICOS.....	57

<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>59</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>61</b>
	<b>APÊNDICE A – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DIGITALIZADA.....</b>	<b>74</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A borda leste da Bacia do Paraná é marcada por uma expressiva complexidade estratigráfica, reflexo da interação entre os diferentes contextos de sedimentação e os eventos tectônicos associados à fragmentação do Gondwana. Os afloramentos registrados nessa região configuram um mosaico deposicional marcado por sucessões descontínuas, o que dificulta a correlação lateral, uma vez que a atuação tectônica, além de controlar a acomodação e a preservação dos depósitos, também promoveu reativações estruturais que geraram falhamentos (Zalán *et al.*, 1990; Holz *et al.*, 2006; Kloss, 2012).

Nesse contexto, a Supersequência Gondwana I nessa região é interpretada como resultado de uma arquitetura sedimentar altamente heterogênea, condicionada pela sobreposição de fatores tectônicos e sedimentares que dificultam a reconstrução paleogeográfica da Bacia. Essa sequência caracteriza o intervalo do final do Carbonífero ao Eotriássico e engloba o maior volume sedimentar da Bacia (Milani *et al.*, 2007). Ela registra um ciclo transgressivo-regressivo que demonstra uma complexa interação entre sedimentação glaciogênica, marinha, flúvio-lacustre e eólica (Schneider *et al.*, 1974; Milani *et al.*, 2007), em um contexto tectônico influenciado por reativações herdadas do embasamento (Zalán *et al.*, 1990), que resultaram em variações abruptas na espessura e preservação dos depósitos do Gondwana I.

Os depósitos vulcanogênicos constituem importantes marcadores cronoestratigráficos que auxiliam a correlação lateral de sequências sedimentares, sobretudo nas regiões mais afetadas pelos rejeitos significativos que dificultam a continuidade dos afloramentos e testemunhos. Essas camadas em meio aos depósitos permianos têm sido descritas e caracterizadas em diversos trabalhos (*e.g.* Coutinho *et al.*, 1991; Coutinho e Hachiro, 2005; Rocha-Campos *et al.*, 2011, 2019), relacionando-as à eventos de quedas de cinzas vulcânicas que ocorreram ao longo do oeste Gondwana. Elas são associadas ao vulcanismo pliniano-ultrapliniano da Província Ígnea Choyioi (PIC) (Santos, 2024), localizado na Argentina e no Chile, e fornecem horizontes isócronos que auxiliam no posicionamento cronoestratigráfico de afloramentos e testemunhos.

Assim, o presente trabalho engloba o Morro dos Conventos, localizado à leste da Bacia do Paraná, que registra um depósito sedimentar de um contexto marcado por intensa influência tectônica e gênese similar entre os estratos, o que dificulta a correlação estratigráfica. Por isso, a presença de um depósito de origem vulcânica constitui uma importante feição para resolver incertezas sobre o posicionamento estratigráfico desse afloramento.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Principal

O presente trabalho objetiva revisar a unidade estratigráfica do Morro dos Conventos, de forma a posicioná-lo de acordo com os novos dados geocronológicos no contexto da Supersequência Gondwana I, contribuindo para a compreensão do modelo estratigráfico e tectônico da região.

### 1.1.2 Específicos

Os objetivos específicos incluem: (i) caracterizar as associações de fácies em termos de paleoambientes deposicionais; (ii) determinar a idade absoluta da camada vulcanoclástica; (iii) analisar a proveniência dessa feição em meio ao arcabouço estratigráfico e (iv) propor um modelo de sistema deposicional.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

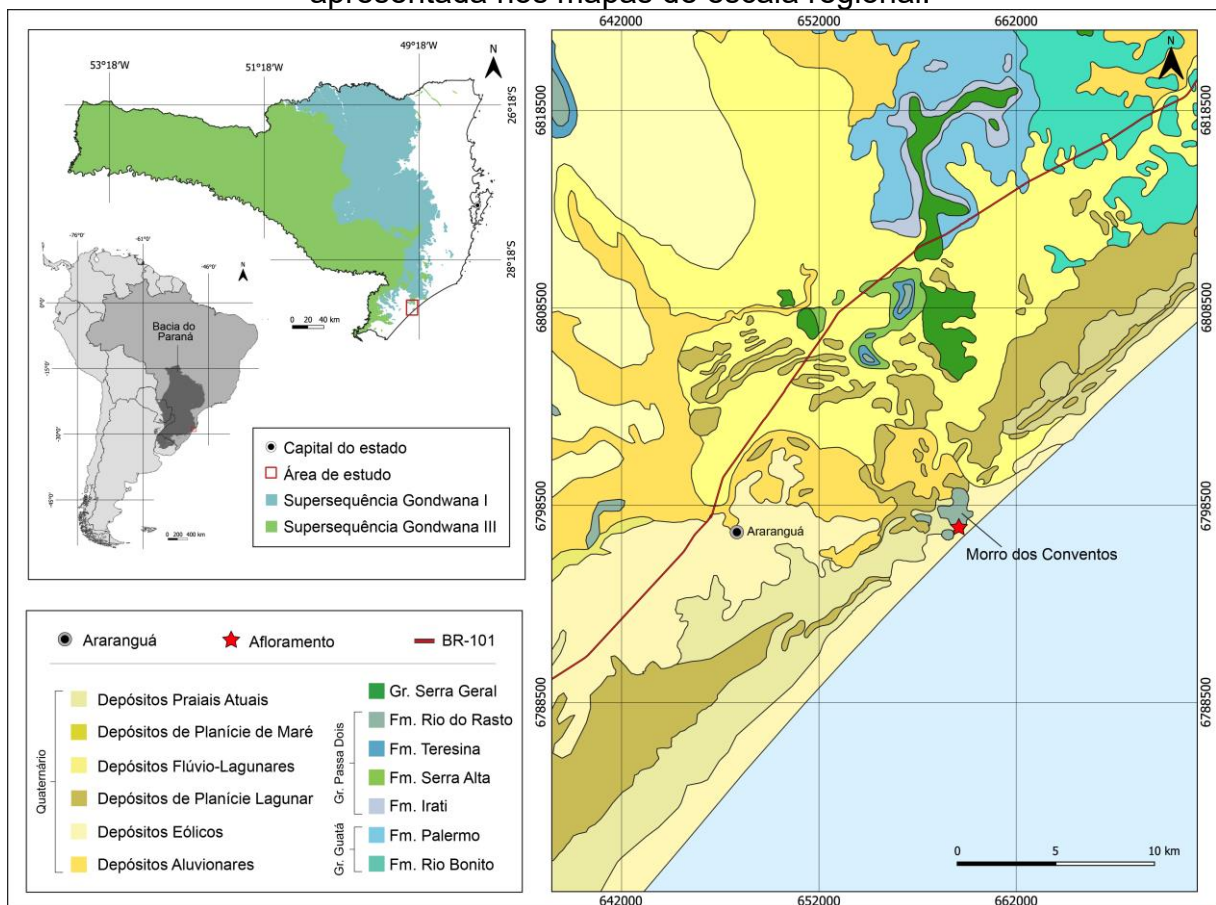
Essa abordagem busca resolver incertezas geradas pela similaridade litológica entre as unidades permianas e pelos rejeitos tectônicos expressivos que dificultam a correlação entre os afloramentos, principalmente na borda leste da Bacia do Paraná. Nesse cenário, destaca-se a importância das camadas vulcanoclásticas, que atuam como horizontes-guia isócronos e oferecem grande potencial para auxiliar nas correlações regionais. Em particular, a camada identificada no Morro dos Conventos constitui um horizonte-chave, cuja caracterização faciológica, mineralógica e textural, associada à aplicação de métodos isotópicos de alta resolução, representa uma

estratégia eficaz para refinar o mapeamento atual e contribuir para uma melhor compreensão da evolução geodinâmica da região.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Figura 1) localiza-se no Morro dos Conventos, município de Araranguá, ao sul do estado de Santa Catarina. Ela aflora na margem leste do estado, a aproximadamente 200 km ao sul da capital Florianópolis. O local constitui uma feição geológica e geomorfológica marcante, aflorando na desembocadura do rio Araranguá, onde este encontra o mar, sendo correspondente à uma falésia de aproximadamente 60 m de altura em que é possível observar a alternância de pacotes sedimentares na forma de camadas aparentemente tabulares.

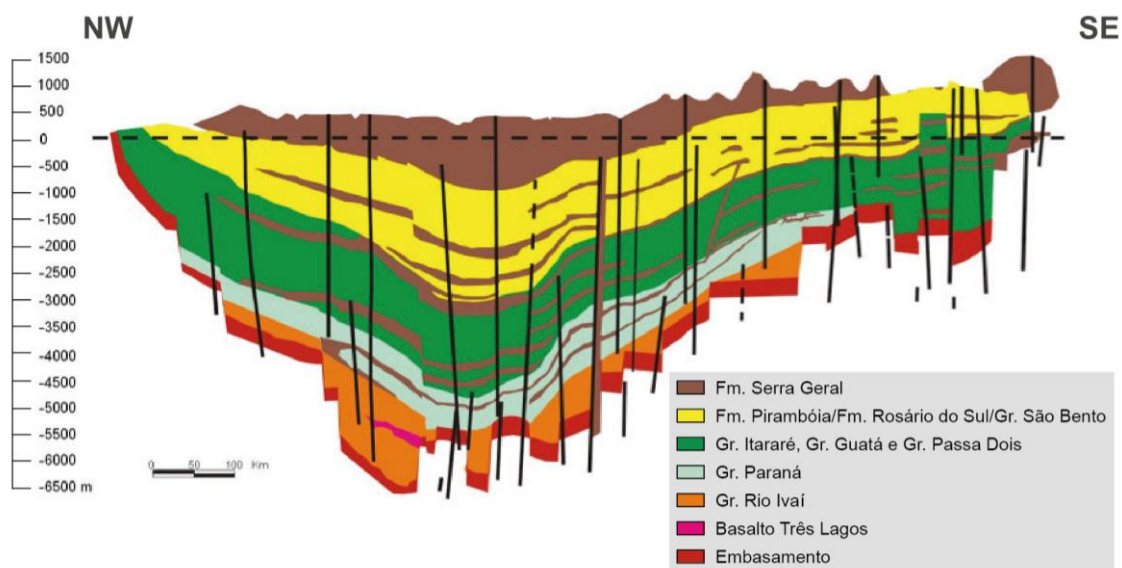
Figura 1 - Mapa litoestratigráfico da área de estudo e da região adjacente, com a localização contextualizada no estado de Santa Catarina e na Bacia do Paraná, apresentada nos mapas de escala regional.



## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do paraná constitu  uma das maiores bacias sedimentares do mundo e um dos mais importantes registros estratigráficos do Gondwana, estendendo-se sobre uma área que engloba o Uruguai, a Argentina, o Paraguai e o Brasil (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 1998; Milani *et al.*, 2007). Ela abrange sucessões sedimentares e vulcânicas que se estendem desde o Ordoviciano ao Cretáceo, cuja evolu o   marcada pela deposi o em diferentes domínios tectônicos que incluem crátons arqueanos e paleoproterozoicos, além de cinturões móveis neoproterozoicos (Zalán *et al.*, 1990; Holz *et al.*, 2006). Decorrem dessa configura o tendências estruturais NE-SW e NW-SE herdadas do embasamento, que exercem forte controle sobre sua configura o tectônica (Figura 2) e são interpretadas como antigas suturas ou zonas de cisalhamento reativadas ao longo do Fanerozoico (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 1998; Milani e Ramos, 1998). A configura o tectônica atual da Bacia resulta principalmente do evento relacionado   fragmenta o do Gondwana e   consequente abertura do Atlântico Sul no Juro-Cretáceo, que gerou falhas normais expressivas, além de um intenso magmatismo (Renne *et al.*, 1992; Jerram *et al.*, 2019).

Figura 2 - Se o geológica esquemática da Bacia do Paraná no sentido NW–SE, evidenciando a disposi o das principais unidades estratigráficas e a cobertura magmática da Forma o Serra Geral.



Fonte: Adaptado de Milani e Zalán, 1998.

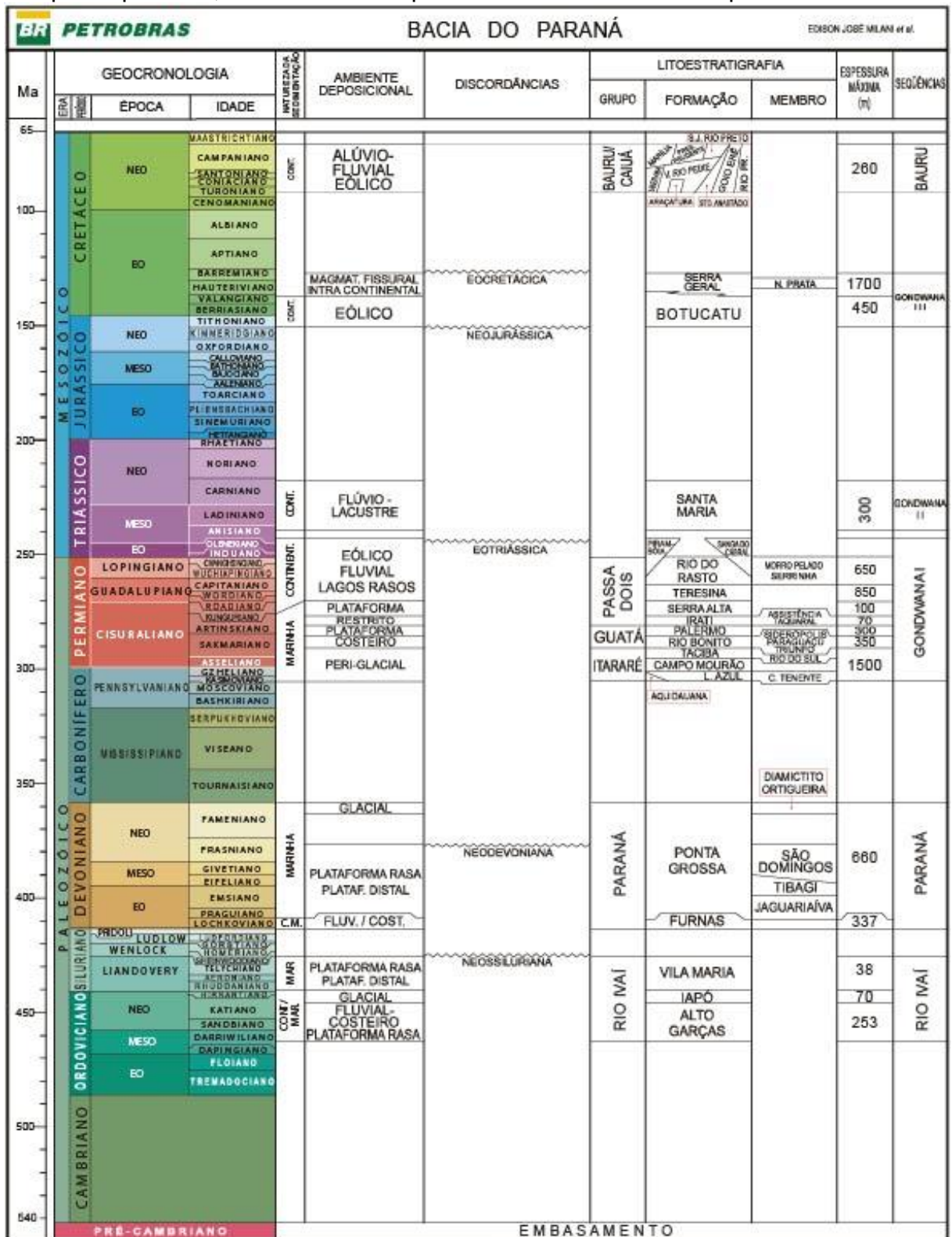
## 2.1 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A Bacia do Paraná compõe um registro sedimentar e vulcânico que se estende do Ordoviciano ao Cretáceo superior (Figura 3), atingindo até 7.000 metros de espessura em seu depocentro (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 2007), podendo ser subdividida em seis supersequências separadas por discordâncias regionais de natureza erosiva ou hiatos deposicionais.

A base da Bacia inicia com a Supersequência Rio Ivaí, com depósitos do Ordoviciano ao Siluriano, e registra o aporte de ambientes marinhos (Milani *et al.*, 2007) e eventos glaciogênicos associados ao estágio Hirnantiano. Sobreposta a ela, ocorre a Supersequência Paraná (Devoniano), que marca uma sedimentação predominantemente marinha, com folhelhos ricos em matéria orgânica, sendo composta pelas formações Furnas (arenosa) e Ponta Grossa (pelítica) (Lange e Petri, 1967; Milani *et al.*, 2007).

A Supersequência Gondwana I (Carbonífero - Eotriássico) corresponde ao maior volume sedimentar da bacia (Milani *et al.*, 2007) e representa um ciclo transgressivo-regressivo associado a eventos glaciogênicos e pós-glaciogênicos (Gr. Itararé), seguido por sedimentação marinha (Gr. Guatá) e depósitos continentais (Gr. Passa Dois) (Milani *et al.*, 2007). Na sequência, a Supersequência Gondwana II (Triássico) aflora no Rio Grande do Sul e no Uruguai, com depósitos de ambiente continental a transicional, incluindo sistemas fluviais, lacustres e eólicos, cujo principal registro é representado pela fauna fossilífera tetrápode da Formação Santa Maria (Barbarena, 1977). Em seguida, a deposição da Supersequência Gondwana III (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior) é marcada pelos campos de dunas eólicas da Fm. Botucatu e pelo magmatismo da Fm. Serra Geral, evento associado à ruptura do Gondwana e à abertura do Atlântico Sul (Milani *et al.*, 2007). Já a Supersequência Bauru (Cretáceo Superior) é caracterizada por depósitos continentais associados a sistemas fluviais e desérticos.

Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, apresentando a evolução cronoestratigráfica do Ordoviciano ao Cretáceo Superior. O diagrama sintetiza a geocronologia, os principais ambientes, as discordâncias regionais, as supersequências, bem como as espessuras médias estimadas para cada unidade.

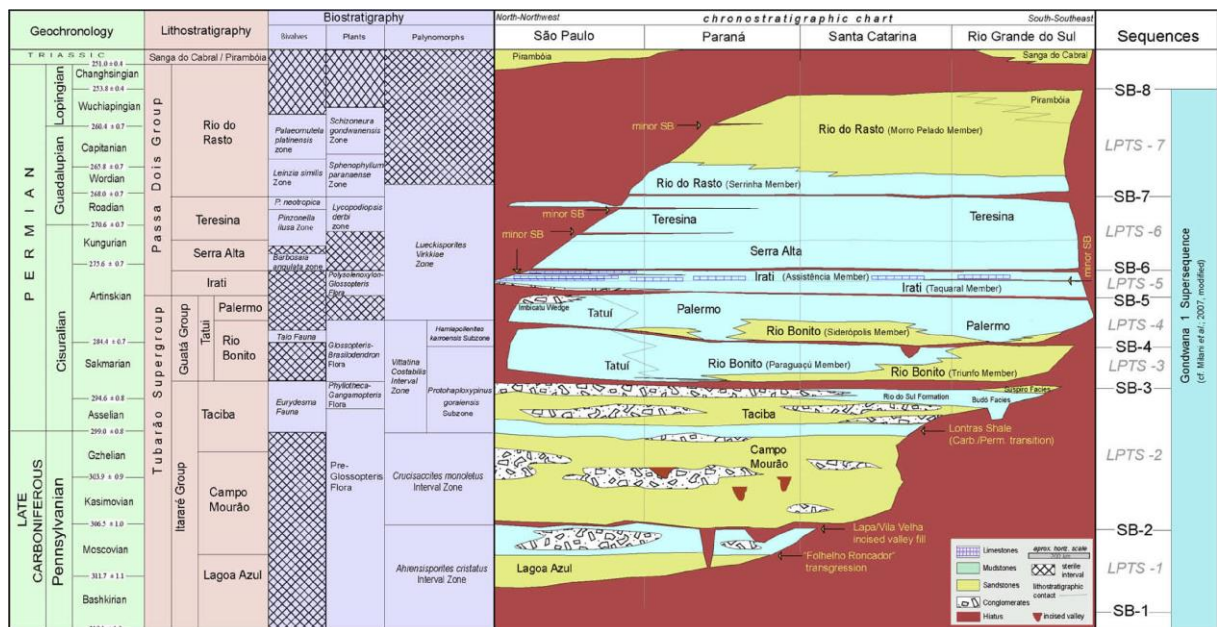


Fonte: Extraído de Milani et al., 2007.

## 2.2 INTERVALO DE INTERESSE

A Supersequência Gondwana I (Figura 4) registra a evolução de sistemas periglaciais (Gr. Itararé), marinho-costeiros (Gr. Guatá) e continentais (Gr. Passa Dois), que acompanharam o fechamento da Bacia, interrompendo a ligação com o oceano Panthalassa.

Figura 4 - Carta cronoestratigráfica da Supersequência Gondwana I na Bacia do Paraná, abrangendo do Carbonífero Superior ao Triássico Inferior. O diagrama integra informações de litoestratigrafia (Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, com suas formações e membros), além da distribuição estratigráfica nas regiões de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.



Fonte: Extraído de Holz *et al.*, 2010.

O Grupo Itararé corresponde ao intervalo de idade entre o Bashkiriano e o Sakmariiano (Holz *et al.*, 2008; Vesely *et al.*, 2015), sendo associado ao recuo de geleiras, relacionados principalmente à ambientes glaciomarinhos, glaciolacustres e sistemas de leques subaquosos. É comum a ocorrência de gradação de arenitos para lamitos, que indicam ciclos de subida do nível relativo do mar (França e Potter, 1988). O Grupo é subdividido em algumas unidades, dentre elas a Fm. Aquidauana, que equivale à depósitos glaciogênicos compostos de ritmitos várvidos, diamictitos e tilitos. A Fm. Campo Mourão também está inserida nesse contexto, com arenitos, folhelhos, siltitos e lamitos seixos associados a deposição em ambientes flúvio-deltáicos com aporte sedimentar de correntes de degelo (França e Potter, 1988; Milani *et al.*, 1994). Por fim, a sedimentação do Itararé finaliza com a deposição da Fm. Taciba, com

lamitos, arenitos, folhelhos e siltitos, cuja correspondência se dá a um ambiente subaquático de base de geleira associado a leques submarinos e turbiditos (Castro, 1980; França e Potter, 1988).

O Grupo Guatá (Gordon Jr., 1947) registra um intervalo entre o Neocarbonífero e o Eopermiano, e marca uma transição para sistemas costeiros e marinhos rasos devido à deglaciação dos sistemas, o que levou à subida do nível relativo do mar. A Fm. Rio Bonito é marcada na base por arenitos com estratificação cruzada e depósitos de canais que indicam ambientes flúvio-deltaicos (Membro Triunfo), seguindo para siltitos e folhelhos intercalados com arenitos finos de um ambiente marinho raso com influência de marés (Membro Paraguaçu). Por fim, o Membro Siderópolis é caracterizado por arenitos finos intercalados com argilitos, folhelhos carbonosos e camadas de carvão depositados em ambiente costeiro (Schneider *et al.*, 1974). Ou seja, essa Fm, se deposita em um contexto de paleoambientes costeiros a marinhos rasos, depositados durante o evento conhecido como “transgressão permiana” (Lavina e Lopes, 1987), com uma subida do nível do mar que ocorreu nesse período. Sobre este, a Fm. Palermo se deposita, com sedimentos siltíticos e silto-arenosos, com alguns níveis mais grossos, marcada por estruturas *hummocky* e laminação paralela, o que indica um ambiente marinho raso transgressivo (Schneider *et al.*, 1974; Milani *et al.*, 2007) e corresponde ao estágio de máxima inundação da SG I.

O Grupo Passa Dois inicia no Astinskiano e registra a transição de ambientes marinhos restritos para condições continentais. Na base, ocorre a Fm. Irati, com depósitos relacionados à instalação de um mar interior restrito, por vezes hipersalino, marcada por folhelhos, argilitos e calcários. Ela é subdividida nos Membros Taquaral, caracterizado por um ambiente marinho abaixo do nível de ação de ondas, e Assistência, que compreende condições de águas rasas que geraram estruturas de marcas onduladas e rítmicas (Schneider *et al.*, 1974). Sobreposta ao Irati, ocorre a Fm. Serra Alta, que representa o afogamento final da bacia, constituída de folhelhos, siltitos e concreções resultantes da decantação em ambiente marinho relativamente profundo (Schneider *et al.*, 1974; Gama Jr., 1979), sendo sucedida por um ciclo regressivo (Milani *et al.*, 1994) representado pela Fm. Teresina. Ela ocorre em sistemas marinhos rasos a costeiros sob influência de marés, sendo composta por argilitos, folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, em que é comum a ocorrência de laminação ondulada, flaser e fendas de ressecamento. Por fim, a Fm. Rio do Rasto

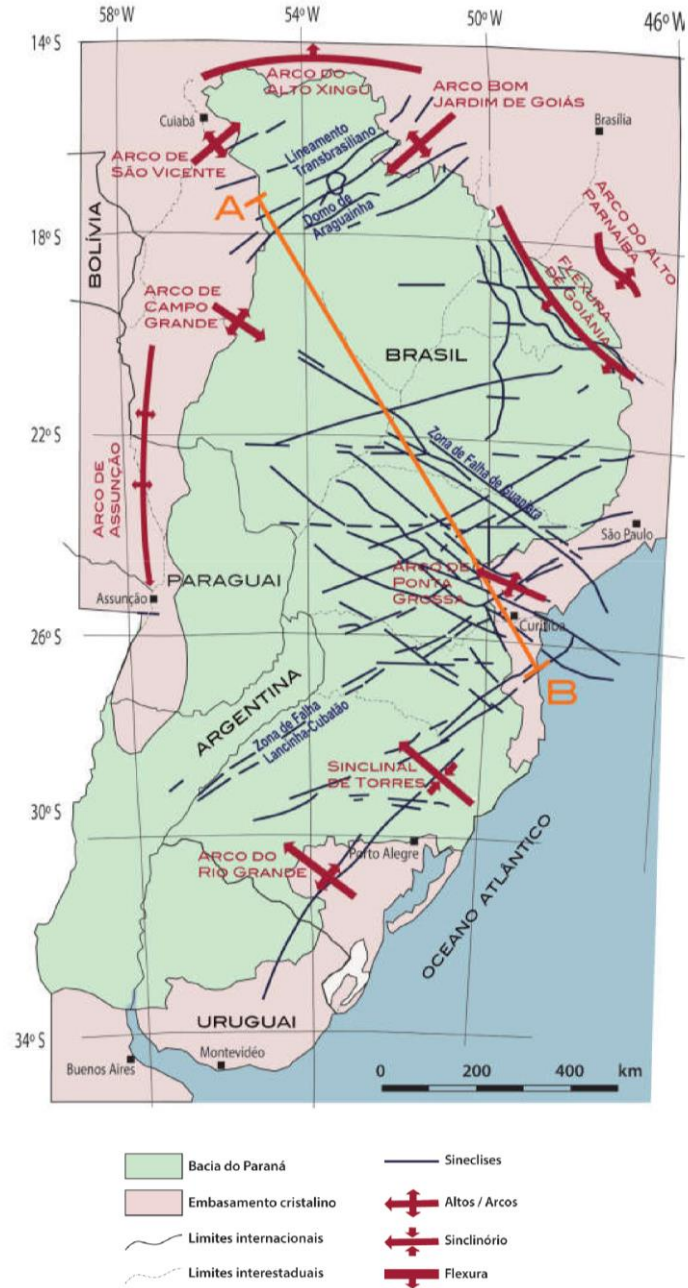
registra a continentalização da bacia, caracterizada por siltitos esverdeados a arroxeados intercalado a depósitos de arenitos finos que representam Membro Serrinha (Schneider *et al.*, 1974; Holz *et al.*, 2010), e são associados a paleoambientes lacustres (Lavina, 1991; Rohn, 1988, 1994; Warren *et al.*, 2008; Manna, 2024). O Membro Morro Pelado é constituído de argilitos e siltitos vermelhos intercalados a arenitos finos lenticulares, com estratificação cruzada acanadala e plano-paralela, interpretados como depósitos fluviais de clima oxidante (Schneider *et al.*, 1974) que são sobrepostos por arenitos de origem eólica, que indica uma progressiva aridez climática (Manna, 2024).

### 2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A Bacia do Paraná apresenta três tendências estruturais principais: NE-SW, NW-SE e E-W (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 1998; Milani e Ramos, 1998), segundo o que está sintetizado na Figura 5. A orientação NE-SW está associada à reativação de estruturas antigas herdadas dos cinturões móveis neoproterozoicos do embasamento (Zalán *et al.*, 1990) e são frequentemente vinculadas a movimentos transcorrentes que atuaram na Bacia durante o Fanerozoico. A tendência NW-SE, por sua vez, é interpretada como reflexo de episódios de reativação relacionados ao soerguimento e abatimento crustal na fragmentação do Gondwana, expressando um controle tectônico intraplaca que se intensificou no Permo-Triássico (Milani e Ramos, 1998; Holz *et al.*, 2006). Por fim, os esforços E-W são associados à abertura do Atlântico Sul devido sua extensão desde o interior continental até as Zonas de Fratura Oceânicas (Zalán *et al.*, 1990; Kosciuv *et al.*, 2024).

O arcabouço tectônico da BP é caracterizado por blocos crustais limitados por falhas que condicionaram a distribuição de depocentros e altos estruturais. Durante o Mesozoico, a fragmentação do Gondwana Ocidental provocou modificações abruptas na configuração da Bacia. A reativação de estruturas do embasamento em um regime fortemente distensivo deu origem a um sistema de falhas normais escalonado do tipo *horst-graben*, que controlaram a acomodação sedimentar e a instalação do magmatismo da Província Magmática Paraná-Etendeka (Zalán *et al.*, 1990; Milani e Ramos, 1998; Kosciuv *et al.*, 2024).

Figura 5 - Mapa estrutural da Bacia do Paraná e áreas adjacentes, destacando a delimitação da bacia em relação ao embasamento cristalino e às principais estruturas tectônicas regionais. São representados arcos, sinclinal e flexura, além de lineamentos e zonas de falha.



Fonte: Extraído de Pereira *et al.*, 2012.

## 2.4 ESTADO DA ARTE

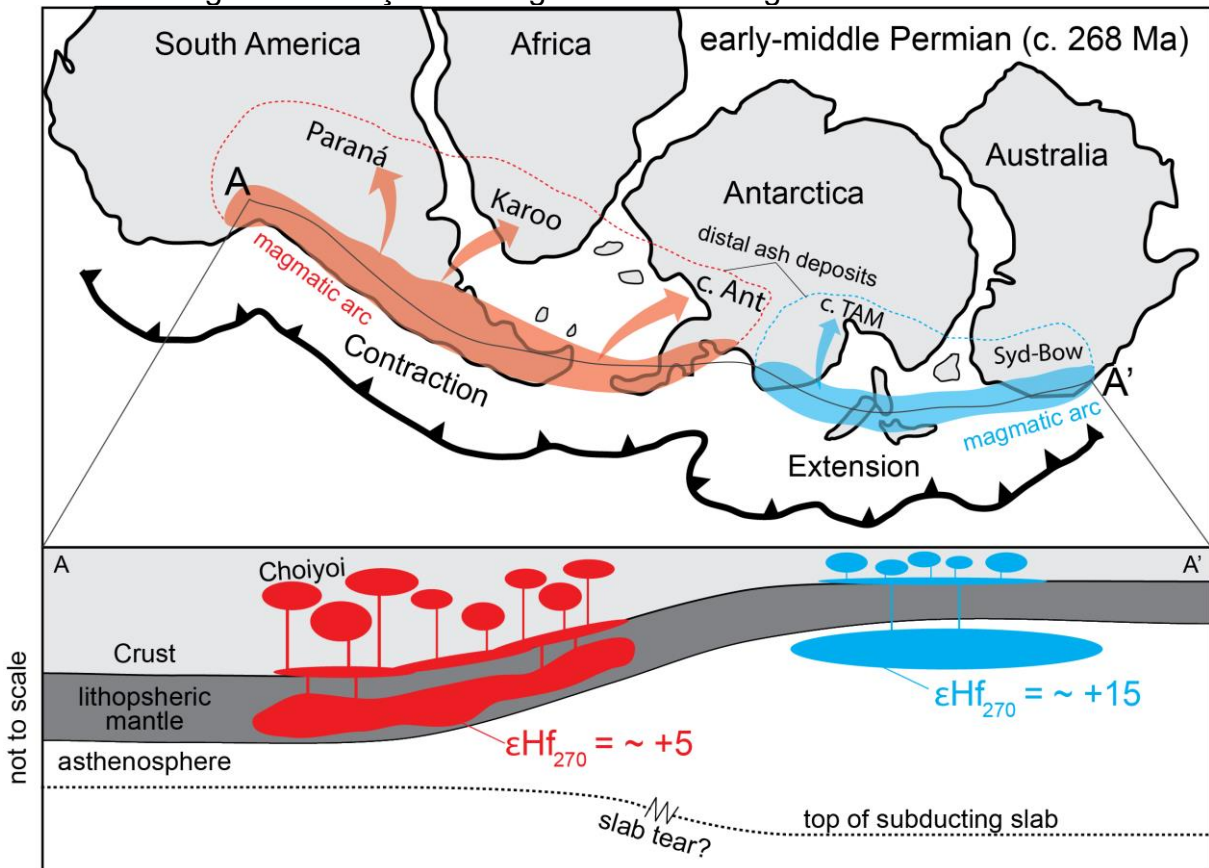
Diversos estudos foram realizados a fim de obter idades mais precisas sobre os intervalos correspondentes às Formações do período Permiano na Bacia do Paraná (e.g. de Matos *et al.*, 2001; Rocha-Campos *et al.*, 2006, 2019; Guerra-Sommer *et al.*, 2008a; Mori *et al.*, 2012; Cagliari *et al.*, 2014, 2016). Os trabalhos de datação absoluta no Grupo Itararé foram realizados por Rocha-Campos *et al.* (2019) utilizando principalmente o método SHRIMP, sendo obtidas idades de  $356,9 \pm 2,2$  e  $359,6 \pm 1,5$  Ma em zircões detríticos de folhelho, provenientes de cinturões de dobramento pré-cambrianos.

Depósitos de origem vulcânica têm sido reportados ao longo das unidades permianas da Bacia do Paraná, sendo associados à queda de cinzas originadas por eventos piroclásticos que ocorreram na borda oeste do Gondwana, entre o Artinskiano e o Lopingiano (Rocha-Campos *et al.*, 2011) pelo Vulcanismo Choiyoi (Figura 6), de natureza pliniana a ultrapliniana. Esses eventos oferecem horizontes isócronos que auxiliam na correlação cronoestratigráfica dos estratos sedimentares.

As idades correspondentes ao intervalo de deposição da Fm. Rio Bonito vão de  $304,5 \pm 5$  Ma (Rocha-Campos *et al.*, 2019) a  $281,4 \pm 3,4$  Ma (Mori *et al.*, 2012). O trabalho de Matos *et al.* (2001) foi o primeiro a datar um *tonstein* encontrado na Jazida Candiota, pelo método U-Pb ID-TIMS, estabelecendo uma idade de  $267,1 \pm 3,4$  Ma (Wordiano) para essa camada. Porém, essa idade difere consideravelmente das outras obtidas para a unidade, provavelmente devido à perda de Pb da amostra datada. Mais tarde, novas datações foram realizadas utilizando diferentes métodos (e.g. SHRIMP, ID-TIMS, LA-ICP-MS e CA-TIMS) que revelam uma faixa de idades desde o Carbonífero Superior (Gzheliano) até o Permiano Inferior (Asseliano-Artinskiano). Datações pelo método SHRIMP em *tonsteins* de Candiota e de Faxinal-Leão indicam idades entre  $304,5 \pm 5,0$  e  $299,9 \pm 5,8$  Ma (Rocha-Campos *et al.*, 2019; Phillipp *et al.*, 2014; Santos, 2024), sendo interpretados como registros do início da sedimentação pós-glacial e vinculados a eventos vulcânicos. Amostras coletadas do paleovale de Capané e no Membro Siderópolis, unidade basal da Fm. Rio Bonito, corroboram com esses dados, com idades próximas à  $298,8 \pm 1,9$  e  $298,5 \pm 2,6$  Ma. Na camada Candiota, datações obtidas por CA-TIMS registram idades em torno de  $298,23 \pm 0,31$  e  $297,77 \pm 0,35 / -0,59$  Ma (Griffis *et al.*, 2018). Guerra-Sommer *et al.* (2008a,b,c) realizaram datações em Faxinal e Candiota, obtendo valores de idade de

285,4 ± 8,6 Ma, 290,6 ± 1,5 Ma e 296,9 ± 1,65. As idades mais jovens marcam a continuidade da sedimentação ao longo do Sakmariano e do Artinskiano. *Tonteins* do carvão de Leão-Butiá, Faxinal e Barrocada forneceram idades de 291 ± 1,2 Ma (Simas *et al.*, 2012), 290,6 ± 2,8 Ma (Cagliari *et al.*, 2014) e 285,42 + 1,2 / - 2,1 Ma (Griffis *et al.*, 2018), representando os principais intervalos de formação de turfas e depósitos associados. O limite mais jovem dessa faixa é fornecido por datações em níveis de *tonstein* na porção superior da unidade, próximas à 281,4 ± 3,4 Ma (Mori *et al.*, 2012).

Figura 6 - Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Gondwana durante o Permiano e seção transversal da crosta de arco, abrangendo América do Sul, Antártica Ocidental, Zelândia e Austrália. O megacontinente apresenta principais bacias permianas e complexos acrescionários, com destaque para os arcos magmáticos e seus regimes tectônicos (contração e extensão). Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ilustram a origem e evolução do magmatismo ao longo da crosta de arco Permiano.



Fonte: Nelson e Cottle, 2019.

Camadas provenientes da queda de cinzas vulcânicas foram datadas na Fm. Irati e obtiveram idade de 278,4 ± 2,2 Ma (Maynard *et al.*, 1996; Santos *et al.*, 2006), enquanto Rocha-Campos *et al.* (2019) identificou idade de 279.9 ± 4.8 Ma para o núcleo de uma bentonita em poço, e 280,0 ± 3,0 para uma amostra de bentonita na

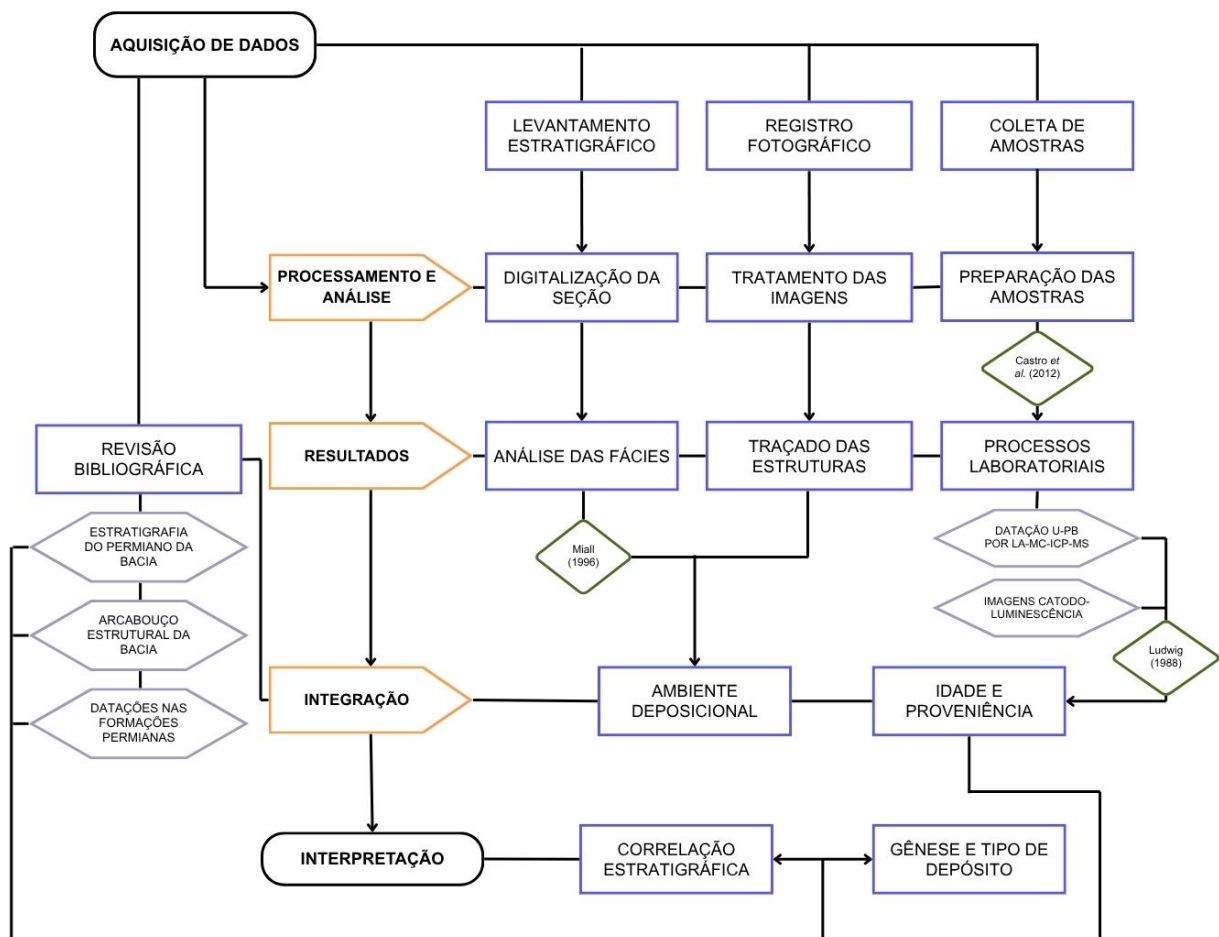
parte média do folhelho betuminoso. A idade média de  $276,7 \pm 2,3$  Ma foi obtida correlacionada com a Formação Choiyoi Inferior por Rocha-Campos *et al.* (2011, 2019). Por fim, Santos (2024) realizou estudos que obtiveram valores de  $274,3 \pm 4,2$  Ma pela média ponderada de 18 cristais concordantes da amostra.

A Fm. Teresina/Estrada Nova foi objeto de estudo de datação utilizando o método SHRIMP por Rocha-Campos *et al.* (2006, 2011, 2019) e Santos (2024), em que foram obtidos valores de idade de  $278 \pm 1,5$  Ma para uma amostra de possível origem vulcânica,  $273,7 \pm 5$  Ma em zircões atribuídos ao Choiyoi e  $268,6 \pm 6,4$  Ma em possíveis cristais vulcanogênicos sin-sedimentares. Por fim, finalizando a sedimentação permiana da BP, a Fm. Rio do Rasto apresenta datações realizadas em amostras tanto de zircões detríticos e quanto de possíveis ocorrências vulcânicas. Rocha-Campos *et al.* (2019) dataram amostras de Aceguá correspondentes ao Membro Morro Pelado (porção superior da Fm. Rio do Rasto) e obtiveram uma idade média de  $266,7 \pm 5,4$  Ma que apresentou uma distribuição não Gaussiana, ou seja, não seguem a curva de distribuição normal e, portanto, indica que os cristais analisados representam mais de um evento de cristalização. A análise dos zircões permitiu separar estes em subpopulações de idades de  $257,5 \pm 6,9$  Ma,  $272,7 \pm 5,5$  Ma e  $280,5 \pm 9,4$  Ma. O Membro Serrinha (porção inferior da Fm. Rio do Rasto) também foi datado por Rocha-Campos *et al.* (2006, 2019) e obteve-se valores de  $275,1 \pm 5,4$  Ma para amostra de origem vulcânica e  $274,6 \pm 6,3$  Ma em siltitos/arenitos lacustres, enquanto dados recalculados da primeira chegaram a uma idade de  $269,6 \pm 4,1$  Ma, através da média de sete cristais de zircão. Estudos realizados em zircões detríticos da Fm. Rio do Rasto realizados por Alessandretti *et al.* (2016) e Canile *et al.* (2016) obtiveram idades de máxima deposição dos depósitos associados em  $269 \pm 2$  Ma e  $255 \pm 2$  Ma, respectivamente, enquanto os dados de Francischini *et al.* (2018) dataram uma camada de *tonstein* em Aceguá correspondente à Fm., que indica idade média ponderada de zircão vulcanogênico em  $268,9 \pm 1,4$  Ma.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

A seguir, são descritos os materiais e métodos empregados no desenvolvimento deste trabalho, organizados em etapas que compreendem a aquisição de dados, o processamento e análise, a apresentação dos resultados e, por fim, a integração e interpretação. Essas etapas encontram-se sintetizadas na Figura 7, a fim de fornecer uma visão geral do fluxo metodológico adotado.

Figura 7 - Fluxograma metodológico da pesquisa, sintetizando as etapas de aquisição de dados, processamento e análise, resultados, integração e interpretação final, envolvendo a correlação estratigráfica e a definição da gênese do depósito vulcanogênico.



#### 3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O levantamento bibliográfico ocorreu ao longo de todo o desenvolvimento da pesquisa, abrangendo a consulta de livros, teses e artigos científicos sobre: (i) a

evolução da Bacia do Paraná, com ênfase no intervalo correspondente à Supersequência Gondwana I; (ii) os paleoambientes associados a feições de ondas e tempestades (Plint, 2010) e (iii) estudos de datação absoluta realizados ao longo do período Permiano na Bacia.

### 3.2 LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO E ANÁLISE FACIOLÓGICA

Os dados faciológicos e arquiteturais foram obtidos em etapas de campo realizadas no Morro dos Conventos, localizado no município de Araranguá (SC).

Durante as atividades, foi levantada uma seção colunar na escala 1:50, utilizada para a descrição faciológica, a análise das associações de fácies e o estudo do empilhamento vertical. A seção possibilitou a observação dos padrões de estratificação, a identificação de mudanças abruptas na sedimentação e o reconhecimento de superfícies estratigráficas. Além disso, foi realizado um registro fotográfico do afloramento e das camadas descritas, com o objetivo de documentar a geometria das unidades e auxiliar no entendimento da evolução do sistema estratigráfico.

As fácies neste trabalho foram caracterizadas a partir de aspectos litológicos, texturais, estruturais e geométricos, seguindo a classificação proposta por Miall (1996). Esse sistema utiliza códigos nos quais a primeira letra, em maiúscula, indica o tamanho do grão predominante (*e.g.* G para *gravel*, S para *sand* e F para *fine-grained*), enquanto as letras subsequentes, em minúsculas, designam estruturas sedimentares ou características adicionais. Embora originalmente desenvolvido para depósitos fluviais, o esquema de Miall foi aqui adaptado ao contexto do estudo, preservando a lógica da proposição original. Uma vez descritas e definidas as fácies, aquelas geneticamente relacionadas, isto é, que apresentam significado paleoambiental comum e permitem a definição de sistemas deposicionais (Collinson, 1996), foram agrupadas em associações de fácies.

### 3.3 TRATAMENTO DE IMAGENS

O registro fotográfico de campo foi posteriormente preparado e tratado no *software Adobe Photoshop*, com o objetivo de realçar estruturas internas e a geometria das camadas. As etapas de processamento envolveram ajuste de contraste, brilho e saturação para evidenciar contatos estratigráficos e variações texturais, o que permitiu o traçado sobre as imagens, destacando a disposição interna das camadas e suas relações geométricas, fornecendo subsídios para a caracterização faciológica, a interpretação dos processos sedimentares atuantes e o sistema deposicional no qual a sucessão estudada está inserida.

### 3.4 ANÁLISES LABORATORIAIS: DATAÇÃO U-PB

Durante o levantamento de campo, foi identificada uma camada que se destacava em meio ao afloramento, tanto pela coloração distinta quanto pela maior resistência mecânica em relação às demais unidades. Assim, foi realizada a coleta de amostras para ser datada.

A amostra coletada foi preparada no Laboratório de Preparação de Amostras da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IGEO/UFRGS) utilizando métodos convencionais de separação de zircão, incluindo as seguintes etapas: (i) moagem da amostra em britador de mandíbulas, (ii) cominuição da amostra em moinhos de discos, (iii) peneiramento até a fração <200#, (iv) batéia para separação dos cristais pesados, (v) separador magnético a 0,4; 0,8; 1,2 e 1,8A para seleção dos cristais menos magnéticos, (vi) líquidos densos (dióxido de metano) para separação dos cristais de maior densidade, (vii) catação mineral dos cristais de zircão em concentrado de pesados.

Quarenta e dois cristais de zircão foram selecionados e embutidos em uma *mount* epóxi de 2,5 cm de diâmetro, que foi posteriormente polida para exposição dos grãos. Os cristais foram então imageados em um JEOL EPMA por catodoluminescência (CL) na Charles University, Praga, para verificação de estruturas internas e escolha dos pontos de análise.

Após a seleção dos pontos de análise, 26 pontos foram analisados via LA-MC-ICP-MS utilizando um Element 2 com Sistema de laser ablation acoplado, com diâmetro do ponto de análise de 30µm. no *Department of Geological Processes, Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences*, na Charles University, Praga. Dos 26 pontos analisados, 22 pontos com discordância <10% foram utilizados para

construção de histogramas de idades utilizando a razão  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ . Foram selecionados 9 pontos com discordância  $<2,5\%$  para elaboração de uma isócrona e de diagrama de média das idades. Todos os dados são reportados com erros em  $2\sigma$ . Todos os diagramas foram elaborados utilizando o software IsoplotR toolbox (Vermeesch, 2018), de acordo com Ludwig (1998).

## 4 REFERENCIAL TEÓRICO

### 4.1 FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL

Fácies sedimentar caracteriza um corpo de rocha que se distingue dos depósitos adjacentes (Walker, 1992) em virtude da litologia, da textura e das estruturas físicas/biológicas, os quais lhe conferem um significado genético e refletem as condições de sua origem, como sintetizado no Quadro 1. O agrupamento das fácies sedimentares relacionadas entre si, que possuem algum significado ambiental, é reconhecido por associação, sendo utilizada para interpretação ambiental (Collinson, 1996).

Quadro 1 - Código de fácies

Código de Fácies	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plásticos de alta viscosidade e coesão interna
Gmg	Cascalho matriz suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico de alta viscosidade e baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (lags)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguoides
Sp	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a muito grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime do fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a muito grossa (pode ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a muito grossa (pode ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°), podem ser sigmoidais	Preenchimentos de depressões suaves (scour fills), dunas atenuadas, antidunas

<b>Ss</b>	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de depressões suaves (scour fills)
<b>Sm</b>	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação
<b>Fl</b>	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
<b>Fsm</b>	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fm</b>	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fr</b>	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
<b>C</b>	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (swamps)
<b>P</b>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Fonte: Adaptado de Miall (1996).

Nesse contexto, a caracterização da arquitetura deposicional de um paleoambiente sedimentar refere-se à descrição e análise em ampla escala das características geométricas e espaciais de um depósito. Esse conceito foi fundamentado por Miall (1985) em análise de sistemas fluviais, para sintetizar o estudo da forma tridimensional, proporção, distribuição espacial e aspectos de longo prazo/grande escala.

## 4.2 CONTROLES DA SEDIMENTAÇÃO

O resultado da sedimentação vai depender de fatores alogênicos e autogênicos. Os processos autogênicos são internos ao ambiente e operam em escalas de tempo mais curtas (Dalrymple, 2010). Os alogênicos decorrem de controles externos e, por isso, estão relacionados ao contexto mais amplo no qual o ambiente deposicional se insere, controlando em larga escala o preenchimento da própria bacia (Dalrymple, 2010). Os mecanismos alogênicos principais são: (i) tectônica: controla o tamanho, a forma e a própria localização das bacias sedimentares, bem como a distribuição espacial da subsidência e do espaço de acomodação; (ii) eustasia: relacionada à mudança global do nível do mar e (iii) clima.

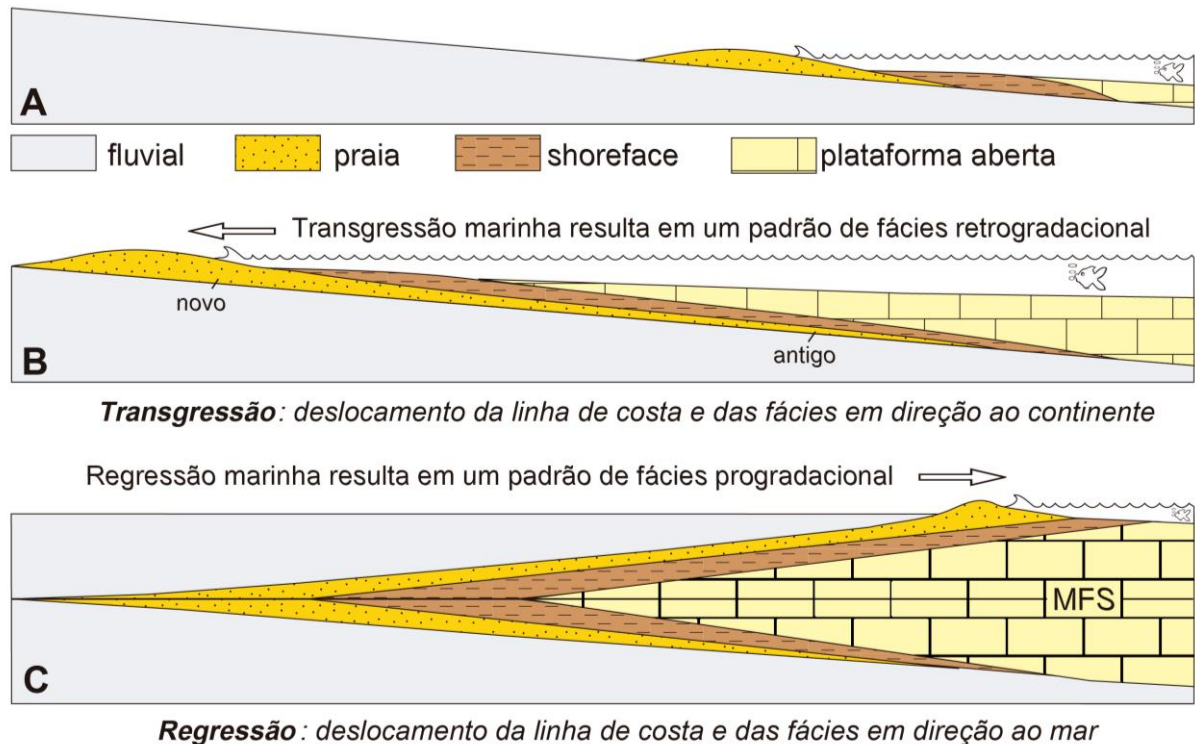
A interação desses mecanismos vai afetar o espaço de acomodação e a taxa de suprimento sedimentar.

O espaço de acomodação (Catuneanu, 2006) é definido como espaço disponível para que os sedimentos possam acumular. Em ambientes marinhos, por exemplo, ele é função da distância entre o nível de base, nesse caso, o nível da água do mar, e a superfície do fundo oceânico. A acomodação vai determinar se o sedimento vai se acumular (positiva) ou se vai ocorrer erosão (negativa). O suprimento sedimentar indica o fluxo e a granulometria do sedimento que é fornecido das áreas fonte para o local de deposição (Catuneanu, 2006), e é visto como um subproduto do clima e do tectonismo.

#### 4.3 TRANSGRESSÃO E REGRESSÃO MARINHA

A mudança na linha de costa é expressa pela interação entre a transgressão e regressão marinha (Figura 8). A transgressão é definida como o movimento da linha de costa em direção ao continente, e ocorre quando o espaço de acomodação é criado mais rapidamente, devido à taxa de ascensão do nível de base, do que consumido pela própria sedimentação (Catuneanu, 2006). Isso reflete no próprio padrão de empilhamento dos sedimentos, pois resulta em uma sucessão de fácies retrogradacional, onde os depósitos distais aparecem no registro em cima dos proximais, e tende a formar padrões com tendência de diminuição da granulometria para o topo da sequência (*fining-upward*). A regressão marinha decorre de um movimento da linha de costa em direção ao mar, gerando um padrão de empilhamento progradacional, com tendência de aumento da granulometria para cima (*coarsening-upward*), com fácies proximais sobre distais. A regressão pode ser normal, quando ocorre a ascensão do nível de base mas a taxa de sedimentação supera a taxa de criação de espaço de acomodação, ou forçada, quando tem-se a queda do nível de base, ou seja, do nível relativo do mar.

Figura 8 - Transgressão e regressão marinha, evidenciando o padrão progradacional e retrogradacional das fácies. A *maximum flooding surface* (MFS) corresponde à superfície de inundação máxima e está representada no esquema.



Fonte: Modificado de Catuneanu (2006).

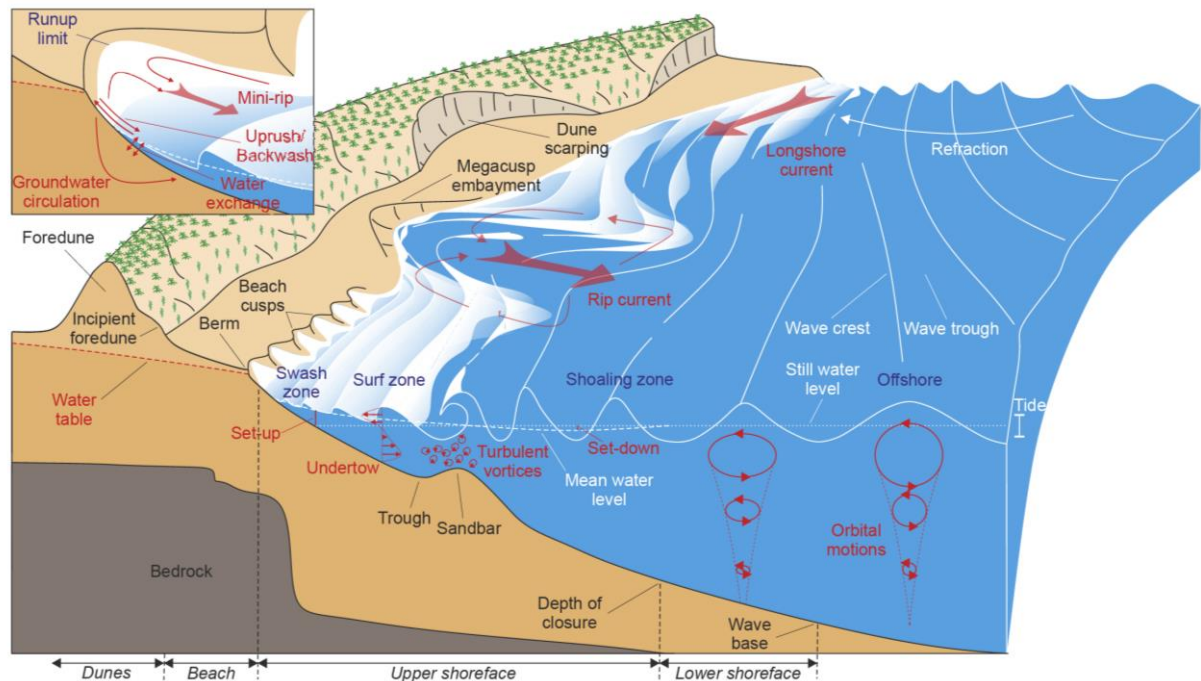
#### 4.4 PLATAFORMA DOMINADA POR ONDAS E TEMPESTADES

Uma plataforma dominada por ondas e tempestades caracteriza um ambiente deposicional onde ocorrem processos hidráulicos e sedimentares que são controlados predominantemente pela ação das ondas, e por episódicas tempestades intensas (Plint, 2010). Ela relaciona-se com baixa energia de maré, onde normalmente o nível base de ação de ondas normais é raso e a sedimentação é predominantemente mais fina. Os sedimentos mais grossos estão associados à eventos de tempestade, em que a erosão e o transporte terrígenos são maiores.

A zona costeira até a plataforma rasa pode ser dividida com base na energia hidrodinâmica do sistema (Figura 9). O *foreshore* é caracterizado por ser um ambiente de alta energia onde dominam processos e estruturas geradas por ondas de *swash*, em que predomina a fração de sedimento mais grossa. A zona de *shoreface* superior caracterizam uma região dominada pela agitação de ondas de tempo bom (*fairweather*), em que o limite inferior coincide com o limite base de ação dessas

ondas. O *shoreface* inferior é uma zona de transição abaixo da FWWB (*fairweather wave base*) e é definida por uma agitação episódica em função de ondas de tempestade (Figura 10). Essa região possui uma alta variabilidade da profundidade, podendo ocorrer entre 20-50m em bacias neríticas (rasas) menores ou até 250m em margens oceânicas expostas. O *offshore* e a plataforma externa ocorrem abaixo do alcance das ondas, onde a sedimentação se dá principalmente pela decantação de sedimentos pelíticos.

Figura 9 - Esquema dos principais processos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos que ocorrem em praias dominadas por ondas e dos principais compartimentos morfológicos e hidrodinâmicos.



Fonte: Extraído de Castelle e Masselink (2023).

A morfologia das unidades nesse ambiente tende a ser linear, ou tabular, estendendo-se lateralmente de forma contínua em sucessões progradantes e de geometria paralela à costa. Geralmente, o perfil do *shoreface* é côncavo para cima e está em equilíbrio com a energia das ondas (Catuneanu, 2006), gerando os chamados tempestitos, estratos gerados por eventos de tempestade, que costumam apresentar bases escavadas com feições de *gutter casts*, que são estruturas sedimentares erosivas alongadas e preenchidas, encontradas na base de camadas arenosas.

As fácies que caracterizam esse ambiente (Figura 10) estão sintetizadas a seguir:

- Estratificação cruzada *hummocky* (HCS): Gerada por fluxos combinados, consiste em estratos arqueados com truncamentos, onde ocorre a intercalação com lâminas de sedimentos finos. Esse tipo de estrutura se forma na zona de *shoreface*, associada a eventos de tempestade que remobilizam o fundo marinho e eventos de calmaria que permitem a decantação de silte/argila.

- Estratificação cruzada *swaley* (SCS): Semelhante à HSC, geralmente dominada por formas com depressões (*swales*), onde não ocorre a intercalação com sedimentos mais finos. É característica de ambientes mais proximais que a fácies anterior, sendo mais recorrente o retrabalhamento pela ação das ondas.

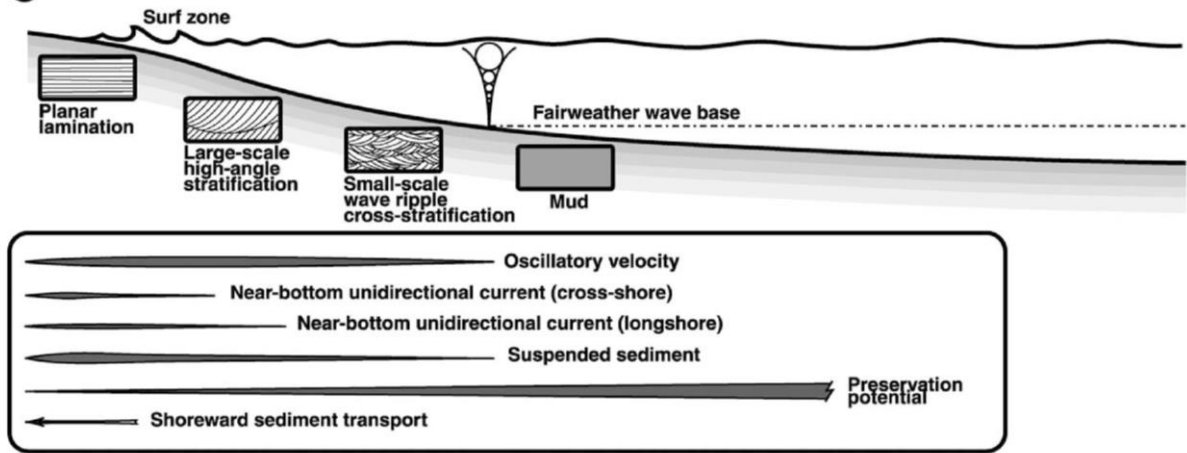
- Laminação plano-paralela: Feição que pode ser gerada por fluxo combinado sob alta energia durante eventos de tempestade, ou por regime de fluxo superior no *foreshore*, mergulhando suavemente em direção ao mar.

- *Ripples* de onda (*wave ripples*): ocorrem comumente no topo das camadas de tempestite, decorrentes de um movimento oscilatório de curto prazo. Elas possuem forma externa simétrica (oscilatória), mas a laminação interna tem mergulho unidirecional (corrente).

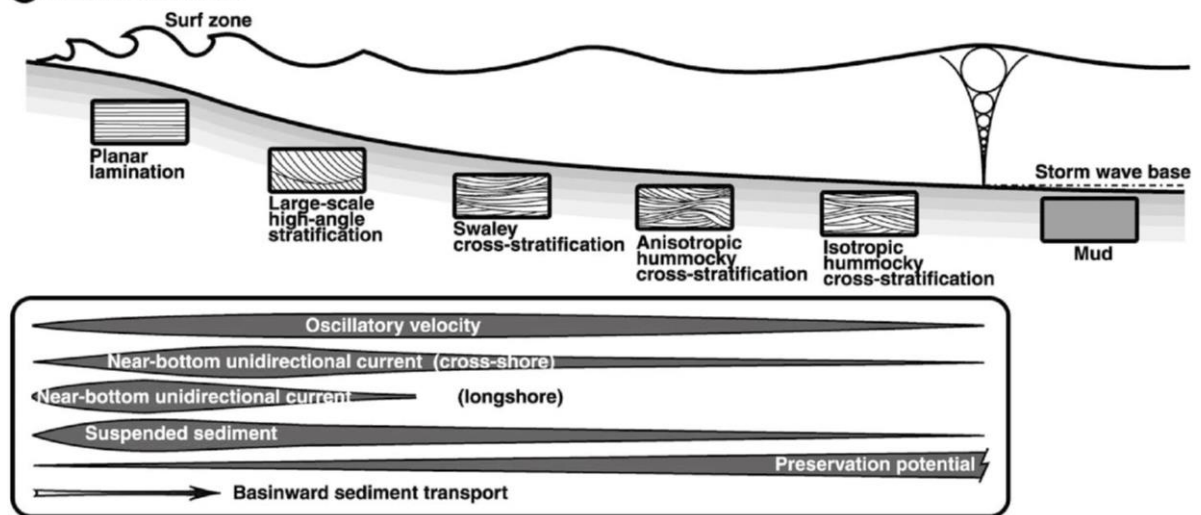
Figura 10 - Perfil deposicional raso marinho onshore–offshore. (A) Fair-weather: transporte de sedimentos em direção à costa, ondas de curta duração e baixa velocidade afetando o fundo até a FWWB. (B) Storm: transporte de sedimentos em

direção à bacia, ondas de longa duração e alta velocidade que afetam o fundo até o nível base de ação de ondas de tempestade.

**(A) Fairweather conditions**



**(B) Storm conditions**



Fonte: Extraído de Dumas (2006).

## 5 RESULTADOS

### 5.1 DADOS GEOCRONOLÓGICOS

A amostra selecionada para análise U-Pb em zircões por LA-MC-ICP-MS teve por objetivo a determinação da idade de cristalização ígnea da camada vulcanoclástica encontrada intercalada à depósitos sedimentares que compõem o Morro dos Conventos. A seleção dos pontos de análise foi feita com base nas imagens de catodoluminescência, após a avaliação criteriosa da morfologia dos cristais, padrões de zonação e de zonas claras e escuras.

Os cristais de zircão (Figura 11 - A) possuem dimensões entre 50 e 100  $\mu\text{m}$  de comprimento, com aspecto euédrico, facetados, em geral com formato bipiramidal arredondado à sub-arredondado, e prismas variando de curtos a alongados. Costumam ser claros, com padrão de zonação concêntrica recorrente, contudo, também foram observadas feições irregulares, tais como mudança na taxa do padrão ou formato, e zonas de reabsorção no interior dos grãos. A escolha dos *spots* foi realizada evitando fraturas e inclusões, buscando também posicionar em diferentes porções dos zircões para analisar a discordância. Esta indicou o mesmo evento de formação, mesmo com diferentes padrões internos presentes nos grãos.

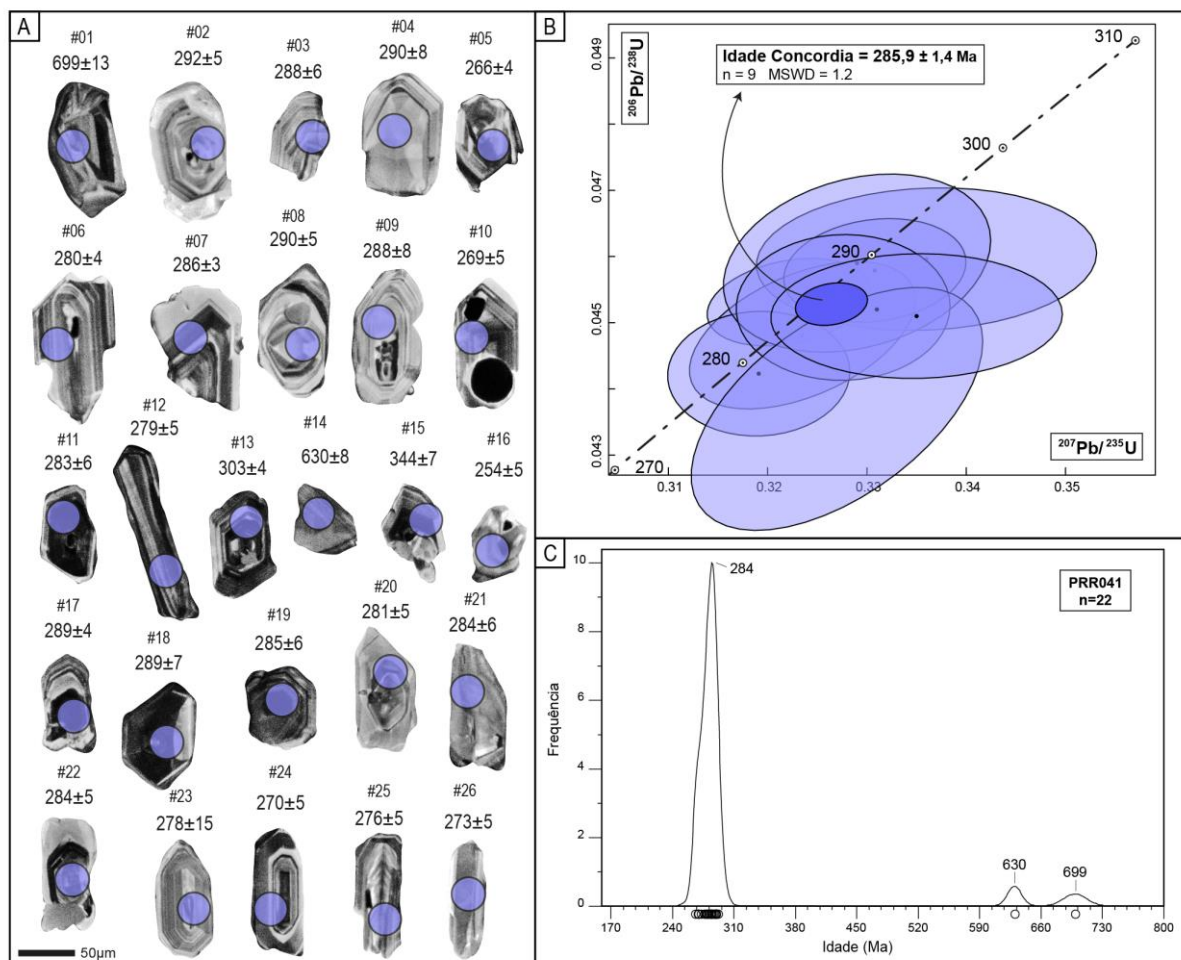
Ao todo, 26 análises pontuais foram obtidas na amostra PRR041 (Tabela 1), das quais 22 foram utilizadas para a construção do histograma de idades (Figura 11 - C) e 9 para o diagrama concórdia (Figura 11 - B). O critério de escolha dos pontos para construção dos diagramas de idade foi a discordância associada a cada ponto, sendo utilizado  $<10\%$  como critério para a construção do histograma de idades  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  e  $<2,5\%$  para construção do diagrama concórdia.

Tabela 1 - Dados LA-MC-ICP-MS utilizados para o cálculo da idade U–Pb da amostra coletada no Morro dos Conventos.

Ponto	Tamanho do ponto	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$			Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	Erro (Ma)	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Erro (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	Erro (Ma)	Disc (%)
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	$2\sigma$									
PRR041_1	30 $\mu\text{m}$	1,07	0,025	0,1146	0,0022	0,74277	0,0679	0,0011	736	13	699	13	848	33	5		
PRR041_2	30 $\mu\text{m}$	0,379	0,013	0,04636	0,00074	0,0023732	0,0588	0,0019	323,5	9,8	292	4,5	497	68	9,7		
PRR041_3	30 $\mu\text{m}$	0,361	0,01	0,04564	0,00099	0,30838	0,0576	0,0017	311,6	7,6	288,3	6,2	471	65	7,5		
PRR041_4	30 $\mu\text{m}$	0,326	0,018	0,046	0,0014	0,20004	0,0517	0,0028	284	14	289,7	8,4	220	110	-2		
PRR041_5	30 $\mu\text{m}$	0,3035	0,0073	0,04219	0,0006	0,33783	0,0522	0,0012	268,5	5,7	266,3	3,7	271	51	0,8		
PRR041_6	30 $\mu\text{m}$	0,344	0,011	0,04439	0,00066	0,35285	0,056	0,0016	298,2	8,2	279,9	4,1	409	64	6,1		
PRR041_7	30 $\mu\text{m}$	0,3221	0,0067	0,04531	0,00054	0,27734	0,0518	0,0011	282,7	5,1	285,6	3,3	256	44	-1		
PRR041_8	30 $\mu\text{m}$	0,336	0,014	0,04596	0,00088	0,084296	0,0535	0,0022	290	10	289,5	5,4	259	82	0,2		
PRR041_9	30 $\mu\text{m}$	0,405	0,026	0,0457	0,0013	0,14631	0,0649	0,0043	344	18	288,2	8,3	670	130	16,2		
PRR041_10	30 $\mu\text{m}$	0,316	0,013	0,0426	0,00087	0,32602	0,054	0,0022	277,2	9,8	268,9	5,4	319	88	3		
PRR041_11	30 $\mu\text{m}$	0,3235	0,0093	0,04481	0,00091	0,47949	0,0526	0,0014	284	7,1	282,5	5,6	289	57	0,5		
PRR041_12	30 $\mu\text{m}$	0,3191	0,0075	0,04423	0,00077	0,031808	0,0526	0,0011	280,2	5,7	278,9	4,8	282	44	0,5		
PRR041_13	30 $\mu\text{m}$	0,4463	0,0081	0,04819	0,00061	0,31651	0,0673	0,0012	373,6	5,7	303,3	3,8	829	38	18,8		
PRR041_14	30 $\mu\text{m}$	0,852	0,016	0,1026	0,0014	0,50099	0,0604	0,0011	625,5	9,2	629,5	8,4	585	40	-0,6		
PRR041_15	30 $\mu\text{m}$	1,76	0,1	0,0549	0,0011	0,74277	0,2222	0,0093	985	36	344	6,6	2892	71	65,1		
PRR041_16	30 $\mu\text{m}$	0,349	0,012	0,04021	0,00077	0,24334	0,064	0,0022	301,3	8,8	254	4,7	642	73	15,7		
PRR041_17	30 $\mu\text{m}$	0,3308	0,0075	0,04579	0,00064	0,16008	0,0527	0,0012	289,2	5,7	288,5	4	280	48	0,2		
PRR041_18	30 $\mu\text{m}$	0,329	0,011	0,0459	0,0011	0,25279	0,0528	0,0015	289,5	8	289	6,6	290	62	0,2		
PRR041_19	30 $\mu\text{m}$	0,3276	0,0088	0,04523	0,0009	0,018326	0,0527	0,0015	286,7	6,7	285	5,5	293	55	0,6		
PRR041_20	30 $\mu\text{m}$	0,331	0,012	0,0452	0,0015	0,55343	0,0538	0,0017	287,6	8,7	280,8	5	303	64	2,4		
PRR041_21	30 $\mu\text{m}$	0,321	0,013	0,04509	0,00096	0,2953	0,0524	0,0021	282,9	9,9	284,2	5,9	251	82	-0,5		
PRR041_22	30 $\mu\text{m}$	0,335	0,012	0,0451	0,00077	0,029827	0,0539	0,0017	289,3	7,5	284,2	4,7	304	62	1,8		
PRR041_23	30 $\mu\text{m}$	0,324	0,017	0,0442	0,0027	0,014441	0,0556	0,0031	280	13	278	15	280	110	0,7		
PRR041_24	30 $\mu\text{m}$	0,343	0,012	0,04283	0,00075	0,42382	0,0579	0,0019	298,3	9,3	270,3	4,6	467	71	9,4		
PRR041_25	30 $\mu\text{m}$	0,317	0,01	0,04369	0,00074	0,098917	0,053	0,0017	278,5	8	275,5	4,5	288	67	1,1		
PRR041_26	30 $\mu\text{m}$	0,351	0,016	0,04325	0,00075	0,36222	0,0585	0,0024	301	12	273,3	4,7	439	85	9,2		

Os resultados obtidos definem uma única população com idades variando entre  $279 \pm 5$  Ma e  $290 \pm 5$  Ma, cuja concórdia indicou  $285 \pm 1,4$  Ma (MSWD = 1,2). Além disso, a presença de dois spots com idades correspondentes ao Neoproterozoico (Figura 11 - C) foi interpretada como evidência de incorporação de zircões detríticos durante uma erupção ou contaminação introduzida durante a coleta da amostra.

Figura 11 - Dados geocronológicos obtidos por LA-MC-ICP-MS em zircões da amostra PRR041. (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão com as idades U-Pb individuais; os pontos roxos indicam os spots analisados. (B) Diagrama de concórdia. (C) Histograma de frequência das idades obtidas.



## 5.2 DADOS SEDIMENTOLÓGICOS

Foram reconhecidas 7 litofácies para a unidade estratigráfica estudada, composta predominantemente por arenitos e subordinadamente por lamitos. Em geral os arenitos são muito finos a finos, moderadamente selecionados, com grãos

arredondados a subarredondados, estratificados. Os lamitos, argilitos a siltitos apresentam laminações horizontais a maciços (Quadro 2).

Quadro 2 - Descrição e interpretação das litofácies da Unidade Estratigráfica (Adaptado de Miall, 2006).

Código	Descrição	Interpretação
Fm	Lamito maciço, de cinza médio a escuro, com espessura variando de 50 cm a 2 m.	Deposição por decantação em suspensão. Ausência de laminação decorrente da destruição da laminação associada à compactação durante o soterramento (Miall, 2006; Foix et al., 2013).
Fl	Lamito com laminação paralela, por vezes incipiente, ocorre comumente intercalando os pacotes arenosos.	Deposição por decantação em suspensão, predominantemente em ambiente de águas calmas (Rogers & Astin, 1991).
Sl	Arenito muito fino, bem selecionado, com estratificação em baixo ângulo. Ocorre geralmente na base dos estratos, onde grada para Hcs.	Formas de leito atenuadas, formadas na transição entre os regimes de fluxo inferior e superior (Best & Bridge 1992, Miall 2006). Deposição por tração gerada por fluxos combinados dominados por oscilações; altas taxas de agitação.
Sw	Arenito muito fino, bem selecionado, apresentando laminação cruzada em ripples de onda. Ocorrem em meio a laminações de grande porte.	As estruturas de ripples simétricas (ou assimétricas) indicam regime de fluxo inferior oscilatório (ou oscilatório combinado a tracional) (Walker & Plint, 1992; Clifton, 2006).
Scs	Arenito muito fino a fino, moderadamente a bem selecionados, apresentando estratificação cruzada <i>swaley</i> . Os estratos variam de 1,5 a 4,5 m de espessura.	Deposição por decantação de sedimentos em suspensão sob condições de alta energia, em fluxo combinado de dominância oscilatória (tempestitos proximais) (Harms et al., 1975; Dumas & Arnott, 2006).
Hcs	Arenito muito fino a fino, moderadamente a bem selecionados, apresentando estratificação cruzada <i>hummocky</i> . Os estratos variam de 1 a 4,5 m de espessura.	Deposição por decantação de sedimentos em suspensão sob condições de baixa energia, em fluxo combinado de dominância oscilatória (tempestitos distais) (Harms et al., 1975; Dumas & Arnott, 2006).
T	Tufo vulcânico com 3 centímetros de espessura, fino a muito fino, com topo e base bem definido e lateralmente contínuo.	Deposição por decantação em suspensão de cinzas vulcânicas em ambientes subaéreos de baixa energia.

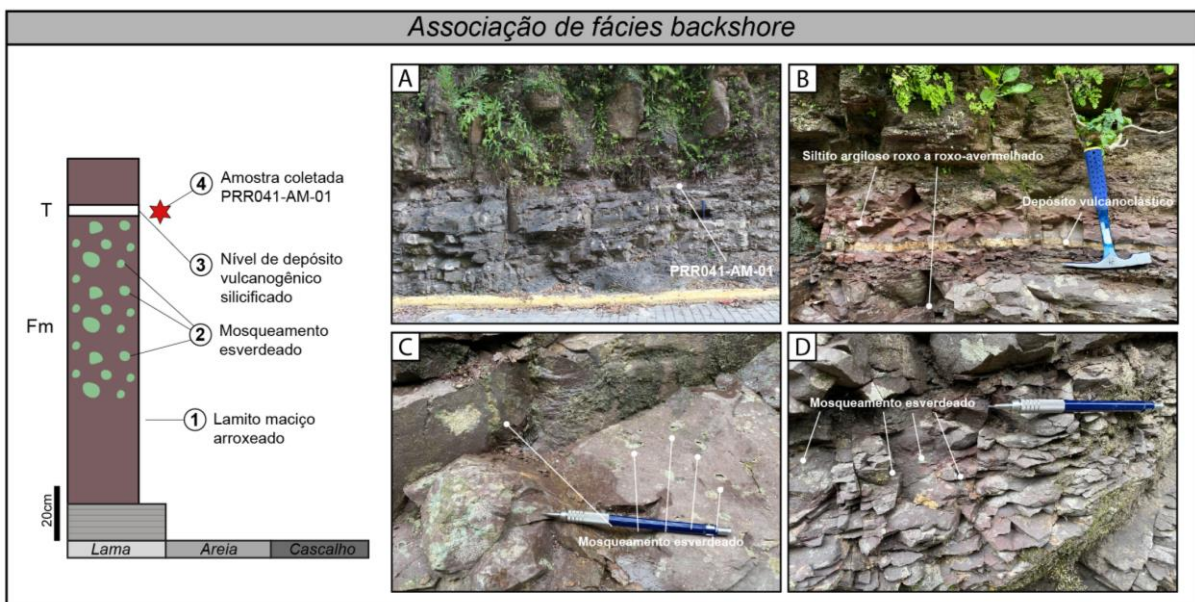
### 5.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As fácies foram agrupadas em três associações que representam a interação de diferentes processos sedimentares de uma plataforma dominada por ondas normais e de tempestades: (i) *Backshore*; (ii) *Shoreface Superior* e (iii) *Shoreface inferior*.

### 5.3.1 Associação de Fácies de *Backshore*

Descrição: Representa aproximadamente 10% do levantamento estratigráfico, sendo caracterizado pela ocorrência de siltito, milimetricamente laminado (FI) e maciço (Fm), de coloração roxo a roxo-avermelhado, com frequente mosqueamento de cor cinza a esverdeada (Figura 12). Próximo ao topo dessa feição, ocorre um argilito maciço, de coloração clara, com aproximadamente 3 cm de espessura, lateralmente contínuo, de topo e base bem definidos, e resposta reológica distinta das camadas adjacentes. Na escala de lâmina delgada é possível observar duas texturas principais. A primeira caracterizada por uma matriz fina, onde predominam grãos de feldspato euédrico as subédricos, alongados de forma tabular, grãos de quartzo dispersos e alguns cristais de mica alongados. A segunda textura consiste em uma matriz muito fina, onde os grãos não são identificáveis, mas acredita-se que sejam formados pelos mesmos minerais, em uma textura criptocristalina. Alguns grãos dispersos de feldspato são identificáveis em meio a essa matriz.

Figura 12 - Associação de fácies backshore e feições importantes associadas. (A) Aspecto geral do estrato e a localização da camada vulcanoclástica de interesse; (B) Destaque na coloração vermelho arroxeado da camada e no depósito datado; (C) e (D) Mosqueamento esverdeado presente.



Interpretação: A ausência de laminação na fácies Fm possivelmente decorre da destruição da estrutura associada à compactação durante o próprio soterramento.

Depósitos de granulação fina que exibem feições redoximórficas, expressas por manchas difusas e concentrações irregulares de óxidos de Fe/Mn que evidenciam condições periódicas de saturação e drenagem restrita, são frequentemente associadas a estruturas de paleossolos. Apresentam coloração arroxeada com mosqueamento esverdeados, sugerindo flutuações nas condições redox relacionadas a variações do nível freático e à descarga intermitente de águas subterrâneas (Buol e Rebertus, 1988). Esse sistema é compatível com ambientes de planície mal drenada ou zonas marginais a sistemas subaquosos, nos quais a alternância entre estágios úmidos e secos promove processos de oxirredução, responsáveis pela geração de cores variegadas e padrões mosqueados.

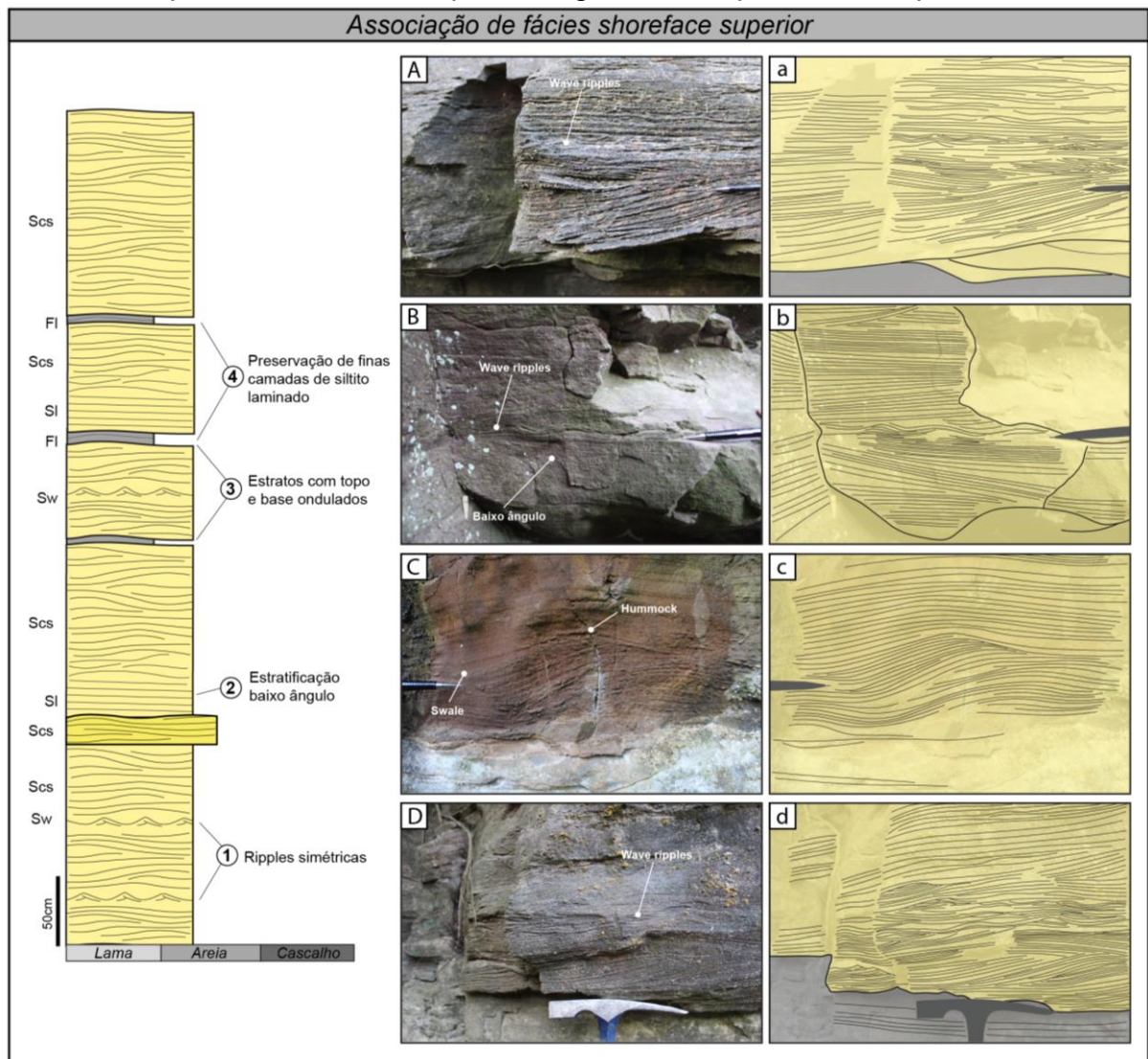
A ocorrência de argilito maciço, reologicamente distinto dos depósitos soto- e sobrepostos pode sugerir um depósito de origem vulcanogênica, principalmente no contexto do afloramento em estudo. A presença de uma matriz fina criptocristalina sugere resfriamento extremamente rápido, compatível com a gênese de cinzas provenientes de um evento vulcânico explosivo, depositadas por assentamento gravitacional após sua dispersão atmosférica. Aliado à isto, o contexto de associação de fácies proposto para a deposição dessa feição fornece condições necessárias para a sua preservação, visto que remete à um ambiente de planície subaérea em que dominavam processos de baixa energia, ligados à decantação de sedimentos pelíticos.

### **5.3.2 Associação de Fácies de *Shoreface Superior***

Descrição: Esta associação de fácies representa aproximadamente 58% do registro estratigráfico e é caracterizada por arenitos muito finos a finos, bem selecionados, compondo pacotes com espessuras que variam de 1,4 à 4,6 metros. Internamente, os arenitos ocorrem organizados em sets de 30 cm, dispostos em geometria tabular lateralmente contínuo. Os arenitos ocorrem amalgamados e apresentam predominantemente estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky* (litofácies Scs e Hcs). Essas estruturas são caracterizadas por amplas depressões côncavas e convexas (5 – 40 cm de largura) conferindo uma geometria ondulada suavizada, por vezes, passam verticalmente para laminações de marcas onduladas truncadas (litofácies Sw). Essas laminações de marcas onduladas truncadas não retrabalham as estratificações cruzadas de maior escala; ao contrário, fazem parte de

um continuum deposicional. Domina feições Hcs complexas, caracterizada por variações verticais e laterais na estratificação dentro do conjunto de laminações (Figura 13), exibindo diferentes tipos de ripples e transições para SI (estratificação cruzada de baixo ângulo).

Figura 13 - Associação de fácies shoreface superior, com as feições associadas. As imagens demonstram estruturas internas típicas encontradas nos estratos arenosos que compõem esse grupo e o traçado dessas estruturas para realçá-las. Comumente a variação vertical demonstra diferentes regimes e estágios de fluxo que formaram os tempestitos, gerando seqüências complexas.



Interpretação: A presença de arenitos com estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky* representam a migração e agradação combinada de dunas tridimensionais (3D) simétricas a quase simétricas, formadas por fluxos oscilatórios de alta velocidade e longo período, ou por fluxos combinados dominados por oscilação, que ocorrem

entre a base das ondas de tempestade (*storm-wave base*, SWB) e a zona de arrebatção, acima do nível de base das ondas de tempo bom (*fair-weather wave base*, FWWB) (Dashtgard *et al.*, 2012; Jelby *et al.*, 2019). Com o aumento das velocidades das correntes unidirecionais e a diminuição das taxas de agradação, as formas de leito do tipo *hummocky* foram localmente truncadas, resultando em estruturas combinadas HCS–SCS (Duke *et al.*, 1991; Dumas e Arnott, 2006). A presença de camadas amalgamadas de arenitos sugere a deposição no *shoreface* superior e reflete a deposição imediatamente acima do nível de base das ondas de tempo bom (FWWB) (Dashtgard *et al.*, 2012). O arranjo vertical de litofácies, com Hcs-Scs sucedido por Sw são amplamente documentados, associados a fluxos de tempestade em fase de enfraquecimento ou estágio final (por exemplo, Dott e Bourgeois, 1982; Nøttvedt e Kreisa, 1987; Arnott, 1993; Midtgaard, 1996; Myrow *et al.*, 2002; Lamb *et al.*, 2008).

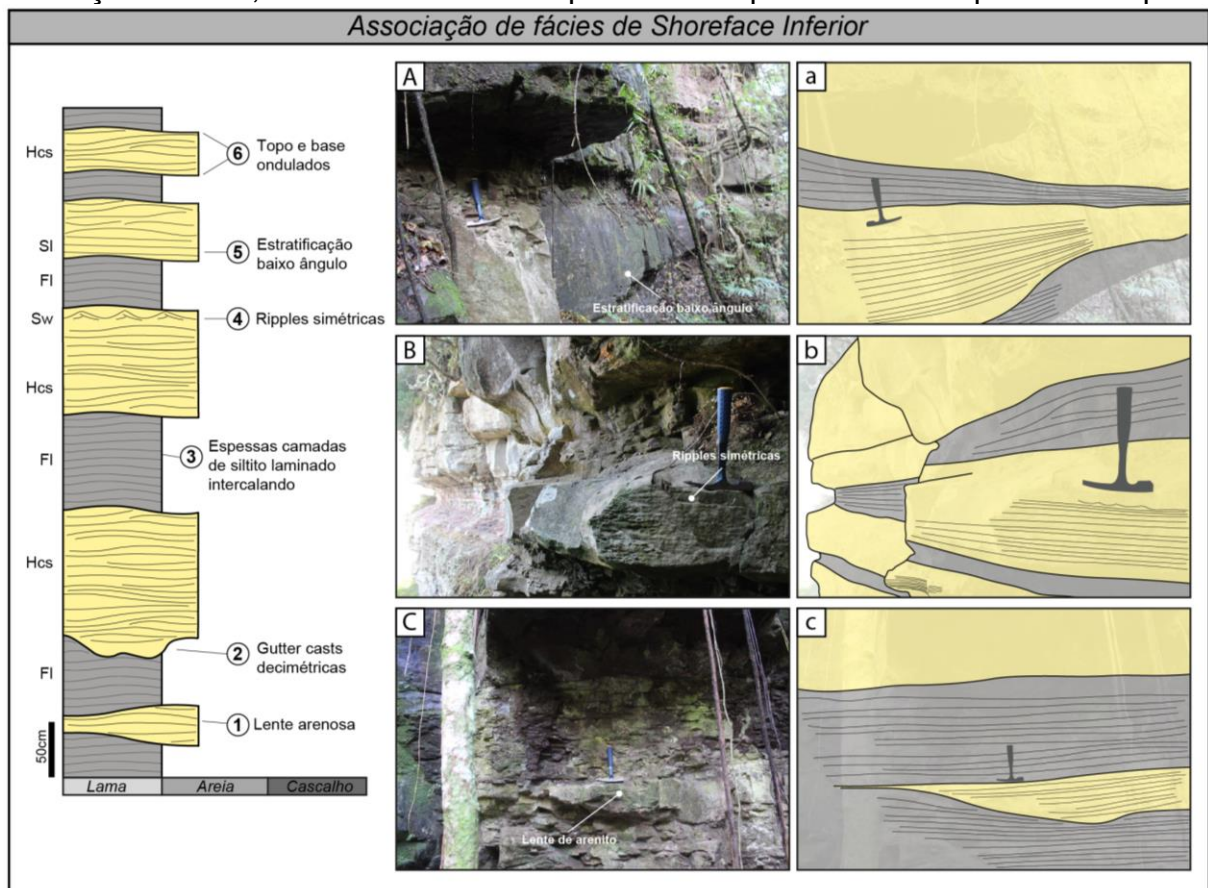
### 5.3.3 Associação de Fácies de *Shoreface* Inferior

Descrição: Essa associação é caracterizada pela alternância decimétrica de arenitos e siltitos, sendo predominante em 31% do levantamento realizado. Os arenitos são constituídos por estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies SI) (Figura 14 – A) que passam lateralmente para estratificações *swaley* e *hummocky* (litofácies Hcs e Scs) com espessuras variando de 30 cm a 1 m. Por vez, ocorrem associadas laminações de marcas onduladas truncadas simétricas (litofácies Sw) (Figura 14 – B). Esses estratos ocorrem de forma tabular e lenticular (Figura 14 – C), possuindo topo e base ondulados e ocorrem intercalados com camadas de siltitos laminados (litofácies FI). Os arenitos e siltitos ocorrem dispostos em ciclos com pacotes que variam de 90 cm a 4,4 m de espessura.

Interpretação: A presença de arenitos com laminações onduladas truncadas intercaladas a siltitos sugere a ação de ondas de tempestade e relativo período de baixa energia, indicando a deposição em um contexto de *shoreface* inferior. Os siltitos laminados foram depositados por suspensão e decantação de grãos abaixo do nível de ação de ondas normais e porções mais distais (McCormick e Grotzinger, 1993). Os arenitos representam ondas de tempestade sob fluxos combinados com componente

oscilatório e direcional variáveis, acompanhados por correntes mais fracas que induziram a preservação de estruturas de *ripples* de onda (Dumas e Arnott, 2006).

Figura 14 - Seção colunar síntese da Associação de fácies Shoreface Inferior e feições associadas, caracterizada por ampla intercalação de depósitos arenosos e pelíticos. A) Observa-se estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes ondulada cruzada de grande porte, com estratos lateralmente contínuos; B) A fração arenosa, por vezes, preserva estrutura de *wave ripples* em meio às Hcs; e C) Lente arenosa amalgamando entre os siltitos laminados. As estruturas internas indicam pouca variação vertical, associando esses depósitos à sequências de tempestitos simples.

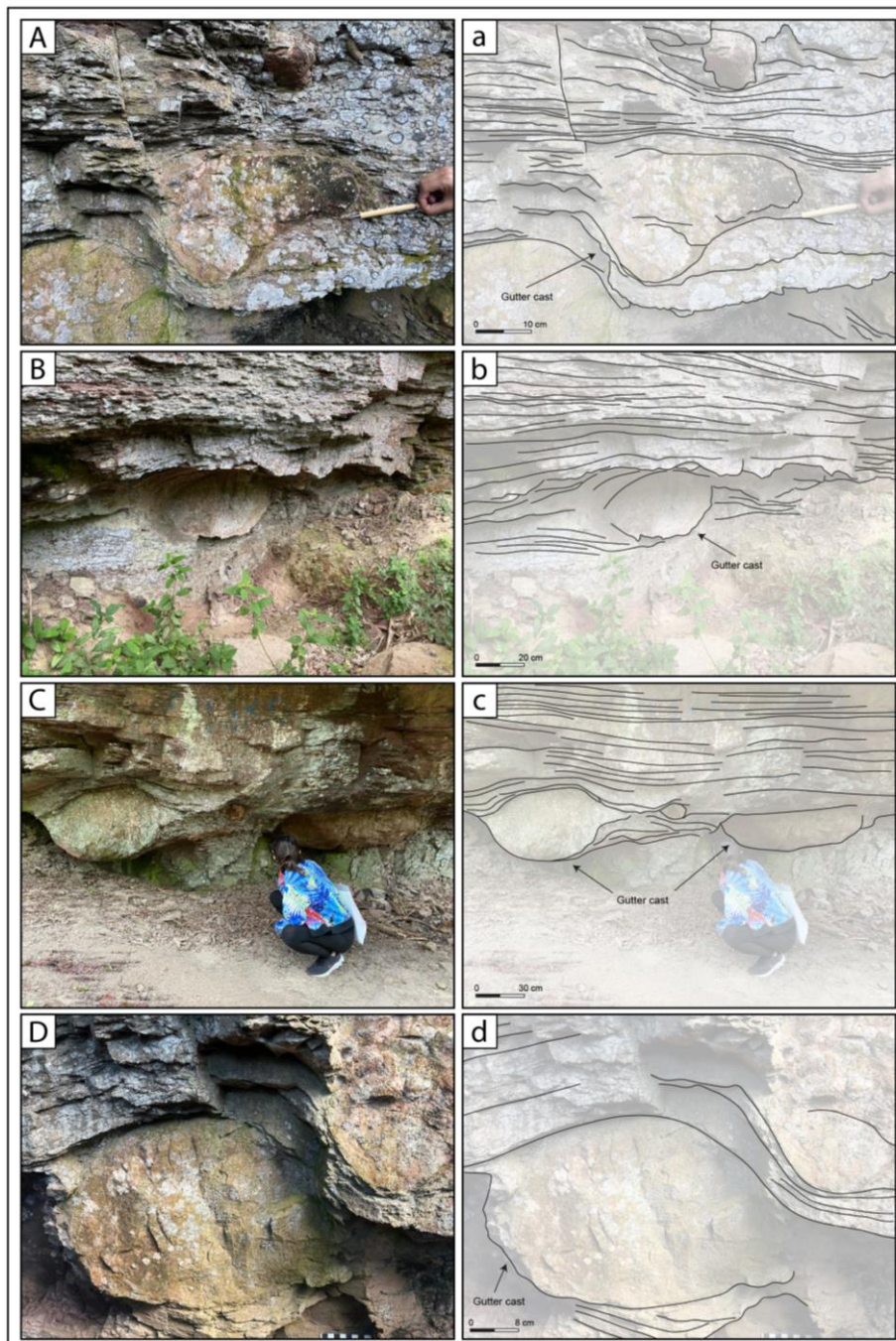


O predomínio de estratos de arenito com estruturas SI, Hcs e Sw subordinada indica a correspondência com tempestitos depositados por fluxos oscilatórios gerados por ondas de tempestade, ou por fluxos combinados (Southard *et al.*, 1990). As Hcs sugerem ainda fluxos deposicionais relativamente estáveis e caracterizados por altas intensidades de fluxo. A expressiva intercalação e preservação de siltitos associados indica que a deposição ocorreu predominantemente entre a base de onda de bom tempo (FWWB) e a base de onda de tempestade (SWB) (Dashtgard *et al.*, 2012). Sequências deposicionais em que o arranjo vertical de fácies é caracterizado por SI

ou Hcs simples, sendo sobreposta por ripples são interpretados como produtos de fluxos associados a tempestades em processo de desaceleração (Jelby *et al.*, 2019).

Em algumas porções do levantamento, ocorre a presença de gutter casts (Figura 15), feições preenchidas por areia e geradas pela erosão do leito marinho por correntes unidirecionais que migram para o offshore (Myrow, 1992; Myrow e Southard, 1996; Dumas *et al.*, 2005), com origem em fluxos de alta energia.

Figura 15 - Feições erosivas 'gutter casts' que ocorrem no *shoreface* inferior, erodindo as sequências subjacentes.



Essas estruturas ocorrem na base dos estratos arenosos, com até 50 cm de comprimento, 30 cm de profundidade e predominante formato em U, com base aplainada e paredes subverticais. Elas se formam por correntes que transportam os sedimentos para a plataforma externa e geram vórtices de fluxo helicoidal (Myrow, 1992), um regime turbulento que gira e escava o substrato marinho, que é posteriormente preenchido, devido à queda de energia do sistema.

## 6 DISCUSSÕES

### 6.1 DADOS GEOCRONOLÓGICOS

De acordo com Phillip *et al.* (2023), o Grupo Guatá é marcado pelo predomínio de zircões com idades Paleozoicas e Neoproterozoicas. A fração correspondente ao Paleozoico Superior pode ter se originado de diferentes fontes (López-Gamundí *et al.*, 1994): (i) arco magmático associado ao Maciço Norte-Patagônico ou (ii) Terreno Famatiniano nas Serras Pampeanas. No contexto das unidades superiores do Permiano, a primeira hipótese é mais bem relacionada, considerando as paleocorrentes que indicam um transporte siliciclástico predominantemente para norte.

Os zircões de idade permo-triássica comumente encontrados nos estratos sedimentares (Phillip *et al.*, 2023) possuem formas alongadas e euédricas e são de origem vulcanogênica, sendo transportados por longas distâncias pelo vento sob a forma de cinzas vulcânicas. Eles são correlacionados ao ciclo de atividade do Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 2003; López-Gamundí, 2006; Sato *et al.*, 2015; Spalletti e Limarino, 2017), que ocorreu no oeste da Argentina e no sul do Chile nesse período, sendo encontrados em arenitos das Formações Rio Bonito, Irati e Rio do Rasto (Guerra-Sommer *et al.*, 2008c; Canile *et al.*, 2016; Rocha-Campos *et al.*, 2011, 2019). Assim, esses cristais vulcânicos fornecem informações importantes sobre as idades deposicionais das unidades em que ocorrem.

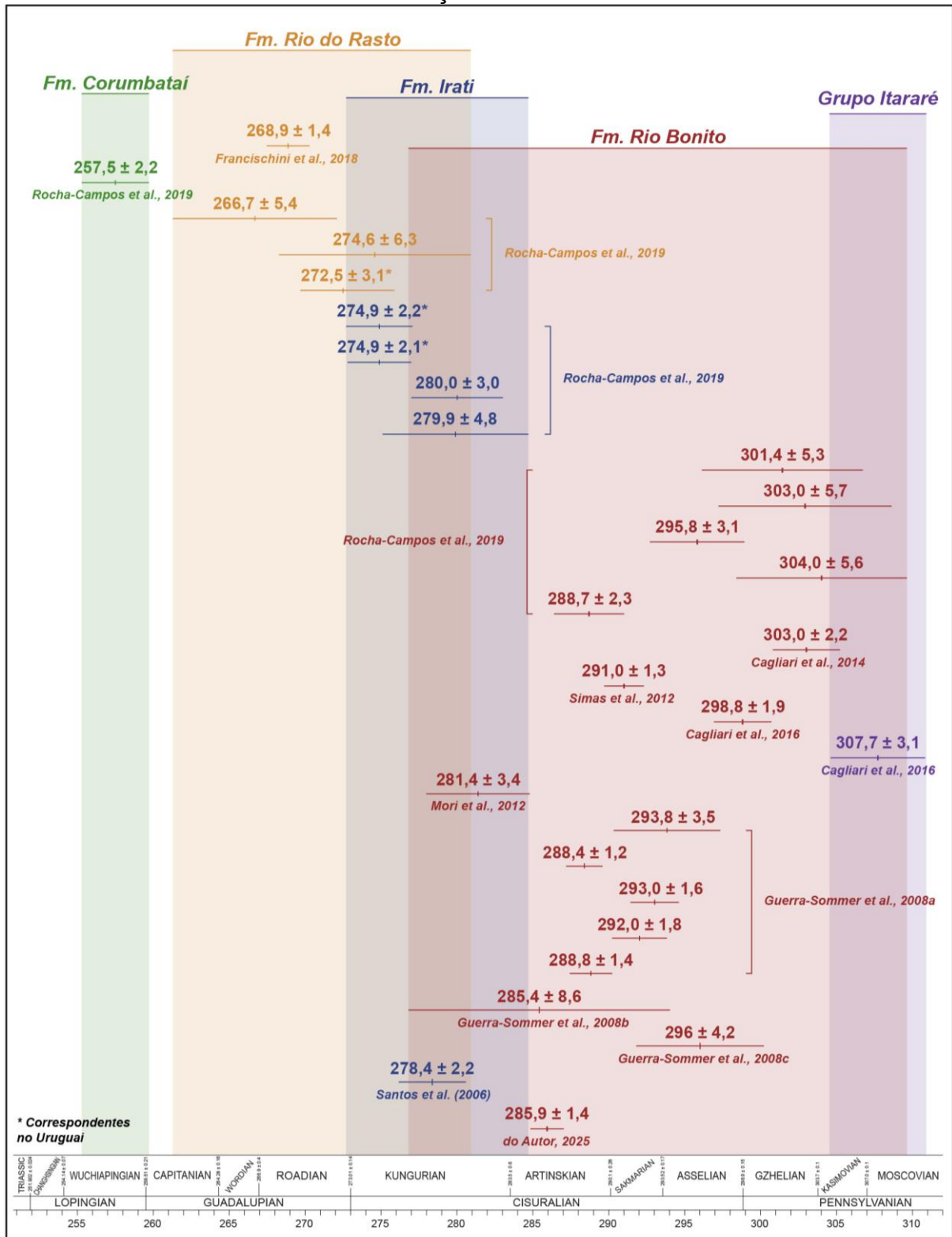
O magmatismo Choiyoi (286-247 Ma) possui caráter intermediário a ácido e compreende dois episódios magmáticos com uma tendência evolutiva de composições cálcio-alcálicas para anorogênicas (Sato *et al.*, 2015). Segundo estes autores, a sequência característica desse magmatismo pode ser subdividida em: (i) pré-Choiyoi (Mississipiano-Artinskiano): caráter cálcio-alcálico e orogênico, atribuído a um período de rápida subducção ao longo da margem continental do Gondwana; (ii) Choiyoi (Artinskiano-Triássico): representa o intervalo entre 286-247 Ma e compreende corpos vulcânicos andesíticos a riolíticos, e plutônicos tonalíticos, granodioríticos e graníticos; (iii) pós-Choiyoi: rochas vulcânicas bimodais (basaltos e riolitos) e plutônicas, associadas a falhas normais e depósitos de riftes relacionados à fragmentação do Gondwana (Charrier *et al.*, 2007; Ramos, 2009).

Os dados de datação absoluta obtidas no intervalo do Carbonífero superior ao Permiano da Bacia do Paraná (Figura 16) foram adquiridos principalmente nos depósitos pós-glaciais da Fm. Rio Bonito e da Fm. Irati. As camadas de *tonteins* intercaladas com níveis de carvão encontradas na Fm. Rio Bonito fornecem um intervalo de idades entre  $304,0 \pm 5,6$  e  $285,4 \pm 8,6$  Ma (Guerra-Sommer *et al.*, 2008a, 2008b, 2008c; Mori *et al.*, 2012; Simas *et al.*, 2012; Cagliari *et al.*, 2014, 2016; Rocha-Campos *et al.*, 2019).

Zircões datados em diferentes camadas de carvão de Candiota e Faxinal forneceram uma idade U-Pb pelo método SHRIMP de  $291 \pm 1$  Ma (Guerra-Sommer *et al.*, 2008a). Idades radiométricas semelhantes foram encontradas por Bangert *et al.* (1999) na Bacia de Karoo (África do Sul). A partir de camadas de tufos da Formação Prince Albert do Grupo Eccá, foram obtidas idades U-Pb de  $288,0 \pm 3$  Ma e  $289,6 \pm 3,8$  Ma, em estratos semelhantes àqueles estudados por Guerra-Sommer *et al.* (2008a). Essas camadas são atribuídas à uma gênese vulcânica proveniente da queda de cinzas e sua provável fonte corresponde à um extenso arco vulcânico no sul e sudoeste do Gondwana, antes da sua fragmentação (López-Gamundi, 1994; Stollhofen *et al.*, 2000). Depósitos de carvão da jazida de Faxinal foram datados por Guerra-Sommer *et al.* (2008b) em  $285,4 \pm 8,6$  Ma, intervalo estabelecido pelo dado encontrado nesse estudo.

A Fm. Rio do Rasto foi datada por Rocha-Campos *et al.* (2019), assim como seu correspondente no Uruguai (Fm. Yaguari), pelo método SHRIMP. A idade obtida para o Membro Serrinha, porção inferior da Fm., foi de  $274,6 \pm 6,3$  Ma em análise de zircão realizada após a remoção de cristais herdados. Ainda assim, segundo os autores, a idade encontrada é mais antiga do que a estabelecida para a ocorrência desses depósitos.

Figura 16 - Idades correspondentes ao período Permiano da Bacia do Paraná por datações realizadas em camadas vulcanoclásticas. A idade obtida pela Concórdia corresponde ao intervalo de idade correspondente ao intervalo superior da Formação Rio Bonito.



Em Aceguá (RS), uma amostra de *tonstein* presente em estratos equivalentes ao Membro Serrinha da Fm. Rio do Rasto forneceu uma idade de  $268,9 \pm 1,4$  Ma, utilizando o método da Concordia Inversa em análises SHRIMP II. O *tonstein* tem origem em partículas de cinzas vulcânicas, onde os zircões presentes são ricos em U e possuem razão Th/U compatível com cristais magmáticos, sendo associado à eventos da Província Choiyoi. Porém, a composição química é contrastante nessa camada (quantidades consideráveis de quartzo, labradorita e calcita) e, por isso, infere-se que este evento de queda de cinzas é o resultado de um evento eruptivo separado em comparação com outros *tonsteins* já descritos na região. Alessandretti *et al.* (2016) dataram estratos correspondentes à Fm. Rio do Rasto próximo ao Domo de Lages e da Serra do Rio do Rasto, em amostras de zircões detríticos, e encontraram  $269 \pm 2$  Ma como idade mais jovem de zircão obtida pelo método LA-SF-ICP-MS.

Segundo o mapeamento realizado no Morro dos Conventos, essa feição seria correspondente ao intervalo de deposição proposto para a Formação Rio do Rasto. Porém, o dado adquirido pela datação ( $285,9 \pm 1,4$  Ma) não ocorre dentro do intervalo correspondente aos estudos geocronológicos realizados nessa unidade.

## 6.2 MODELO DEPOSICIONAL

Os dados adquiridos na sucessão estratigráfica demonstram o predomínio de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*, estruturas geneticamente relacionadas (Leckie e Walker, 1982) que se formam durante eventos de tempestade em plataformas marinhas e ambientes lacustres. Estes ambientes originam sequências que mostram um aumento para cima da proporção de areia, sob condições progradacionais, aliado à um aumento na energia física do sistema (Arnott, 1992).

Durante períodos de tempo bom, as ondas nas plataformas tendem a ser pequenas, com fracas correntes unidirecionais próximas ao fundo. Os orbitais das ondas aumentam de diâmetro em direção à costa, ficando cada vez mais assimétricos, curtos e mais fortes, o que resulta em um transporte de carga de fundo nesse sentido (Swift *et al.*, 1991). Porém, em eventos de tempestade, ondas maiores e fortes correntes unidirecionais removem a areia da porção proximal em direção a porções

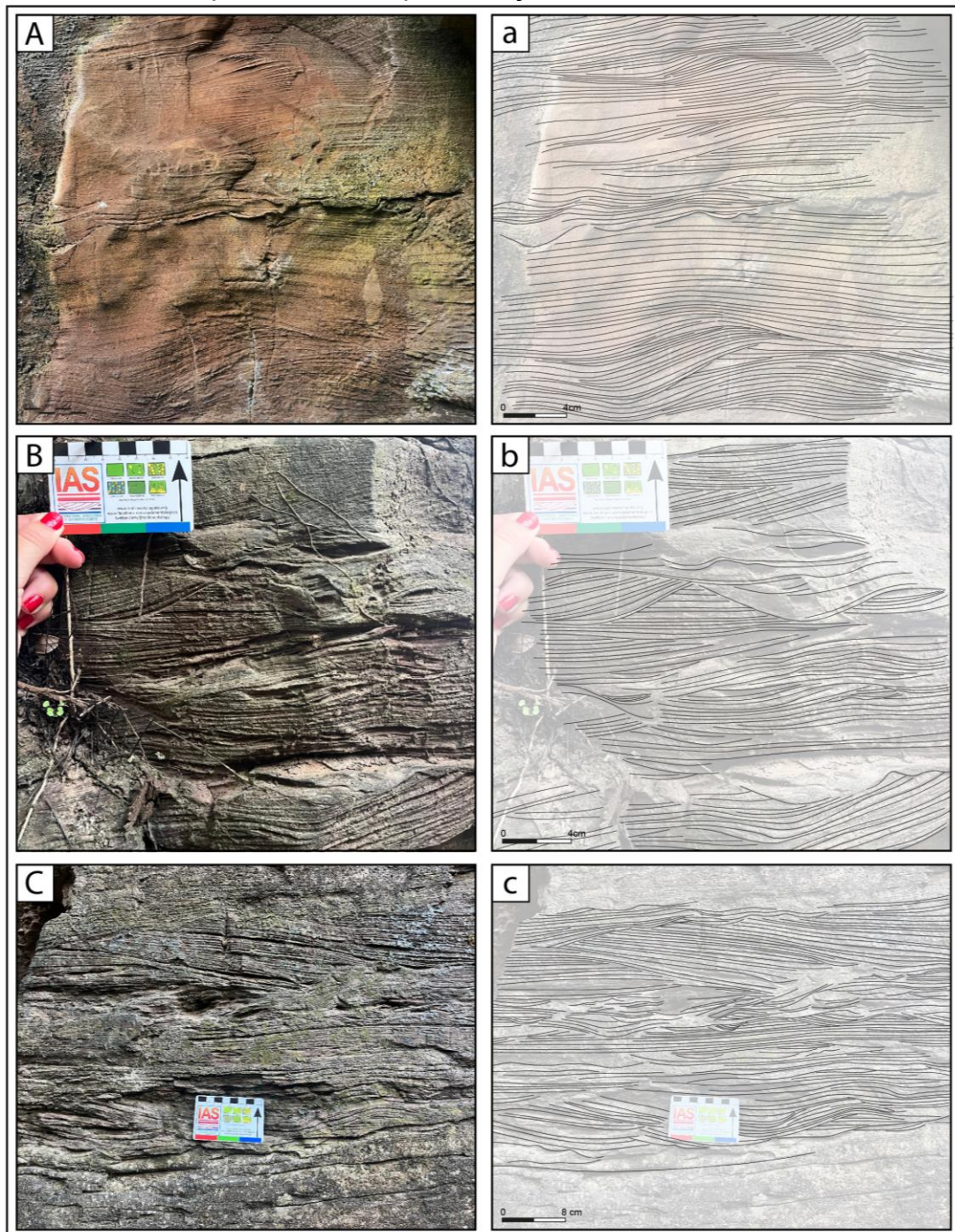
mais profundas (Swift e Figueiredo, 1983). Neste contexto, ocorrem o domínio de estruturas como estratificações cruzadas *hummocky*, (litofácies Hcs) que ocorrem sob condições de fluxo combinado, com uma componente oscilatória e uma componente unidirecional (Arnott e Southard, 1990). A depender da contribuição de cada componente, as formas de leito em equilíbrio vão diferir. Essas estruturas variam de escala, geometria interna e podem apresentar isotropia nas direções/ângulos de mergulho ou serem anisotrópicas, estas sendo produzidas por fluxos quase puramente oscilatórios. Ou seja, essas estruturas parecem ser produzidas por uma ampla gama de condições ambientais (Arnott e Southard, 1990). Elas geralmente possuem sedimentos que variam de silte grosso para areia fina, e podem ser classificadas em duas associações (Cheel e Leckie, 1993): camadas de arenitos intercaladas com lamitos ou arenitos amalgamados.

Os arenitos com estratificação cruzada *swaley* (litofácies Scs) ocorrem sob condições hidráulicas semelhantes aos dos arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, porém com menor taxa de agitação e maior taxa de transporte de sedimentos (Dumas e Arnott, 2006). Elas geralmente ocorrem acima da litofácies Hcs em sucessões marinho-raso progradacionais e envolve a presença de correntes unidirecionais, onde as condições ambientais de sua formação também lhe dão um caráter truncado e moderadamente anisotrópico (Dumas e Arnott, 2006), em virtude da direção preferencial da corrente marinha. Além disso, estudos experimentais foram realizados por Arnott e Southard (1990) em condições de fluxo combinado caracterizadas por um componente oscilatório moderadamente forte e um componente unidirecional fraco. Eles perceberam que, formas de leito maiores, como as Hcs/Scs, podendo ser até levemente assimétricas, são cobertas por ripples de pequena escala, que se desenvolvem preferencialmente nos vales e nas encostas das formas de leito de maior escala, como ocorre em alguns estratos do levantamento realizado.

As estruturas internas dos arenitos (Figura 17) incluem principalmente estratificação de baixo ângulo e feições onduladas que indicam diferentes regimes e energias de fluxo. A Figura 17-A, por exemplo, indica pelo menos três fases, sendo a primeira com um regime de energia intermediário, em que feições onduladas de maior porte se formaram, seguido por um fluxo mais intenso, onde ficam preservadas as estratificações em baixo ângulo, indicativas de correntes rápidas. Por fim, as wave ripples, que ocorrem acima dessas estruturas, indicam uma baixa energia, em que um

fluxo oscilatório domina, com feições simétricas. Essa imagem demonstra a variação que ocorre internamente nos estratos da energia do sistema, devido condições adversas de tempestade e tempo bom.

Figura 17 - (A) Estratificação cruzada, baixo ângulo e ripples simétricas intercaladas indicando variações de energia no sistema; (B) Estratificação cruzada sob diferentes taxas de fluxo; e (C) Estratificação baixo ângulo em meio a estratos cruzados, por vezes com preservação de fluxo oscilatório inferior.



### 6.3 DADOS ESTRATIGRÁFICOS

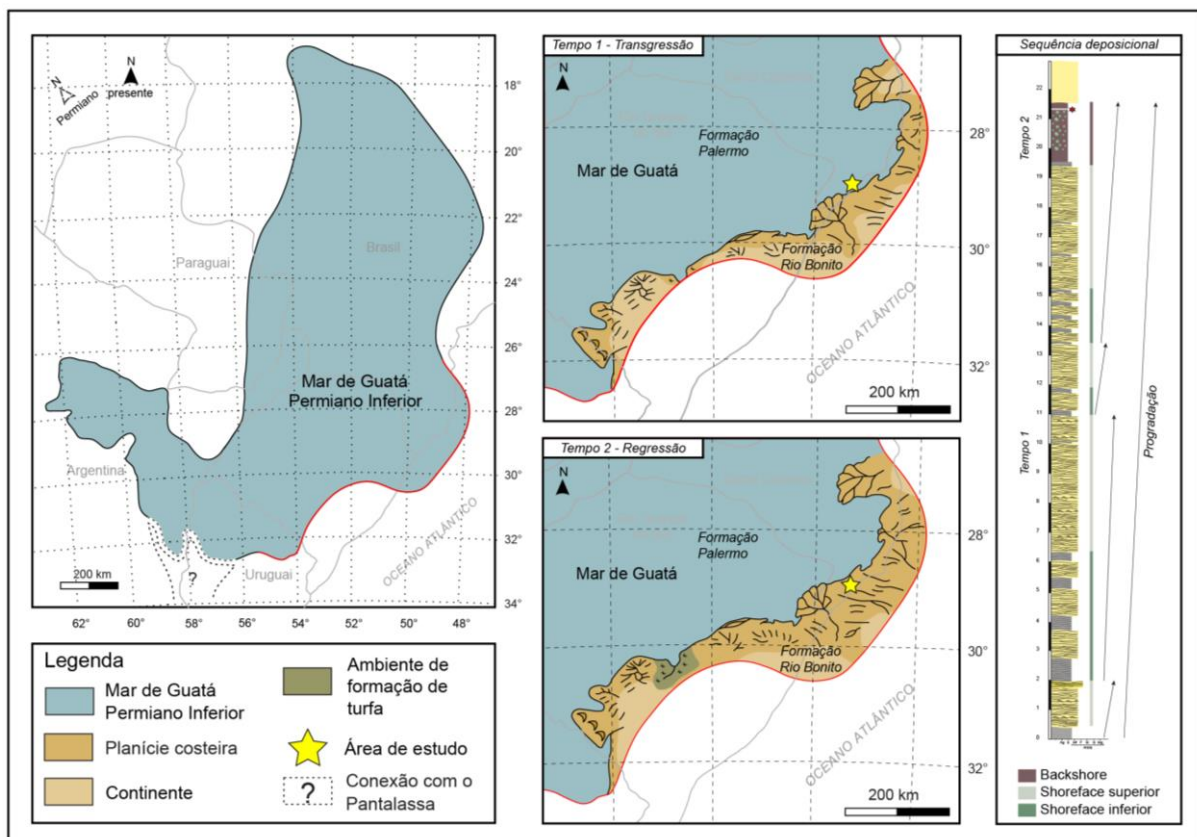
O levantamento estratigráfico demonstra a instalação de uma ampla plataforma marinha rasa com influência de ondas e tempestades ou extensos sistemas lacustres. Unidades estratigráficas compondo sucessões com depósitos sedimentares com estruturas do tipo HCS-SCS são descritos em diferentes contextos do período Permiano da Bacia do Paraná. Mapeamentos geológicos anteriores no afloramento em estudo interpretaram esses depósitos como pertencentes a Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha) (Rohn, 1988, 1994). Warren *et al.*, 2008 interpretam que alguns depósitos desse sistema foram pontualmente retrabalhados pela ação de ondas de tempestade. Esses corpos lacustres foram progressivamente se tornando menores, progredindo para sistemas de grandes áreas com planícies alagadas.

Porém, com base nas características sedimentológicas e estratigráficas, marcadas pelo domínio de estruturas geradas por fluxos oscilatórios que se organizam em parasequências compostas por depósitos de *shoreface* inferior sucedidos por depósitos de *shoreface* superior, aliadas à datação radiométrica definida de  $285,4 \pm 1,4$  Ma, interpreta-se que a sucessão vertical de fácies pode ser melhor correlacionada ao contexto da Fm. Rio Bonito. Essa unidade consiste em depósitos sedimentares depositados em um contexto costeiro/marinho (Figura 18) marcado por sucessivos eventos transgressivos retrabalhados pela ação de ondas e marés, moldando sistemas estuarinos (Lavina e Lopes, 1987; Cagliari, 2014). Seu contexto deposicional se deve à mudança climática relacionada à deglaciação e consequente variação do nível relativo do mar durante o Permiano Inferior (Phillipp *et al.*, 2023). Esses estuários seriam dominados por ondas em direção ao topo, o que demonstra uma variação na energia do sistema que culminou no afogamento da região (Buatois *et al.*, 2007). Esse afogamento ocorreu devido ao soerguimento do Cinturão Gondwânico, o que marcou o fechamento do golfo e restringiu o acesso ao oceano, levando à deposição de uma sucessão marinha associada à formação de um mar epicontinental, o Mar de Guatá, que marcou os depósitos da Fm. Palermo (Candido *et al.*, 2020).

A Figura 18 sintetiza dois estágios interpretativos distintos para o contexto local. Na porção basal, predominam parasequências subaquosas compostas por tempestitos e depósitos associados, refletindo avanços e recuos relativos da linha de costa, evidenciados pela intercalação de fácies de *shoreface* superior e inferior. Essas variações podem também ser interpretadas como resposta a eventos de tempestade

com intensidades flutuantes. No topo da sucessão, estabelece-se um segundo estágio, caracterizado pelo recuo relativo do Mar de Guatá, que restringiu os depósitos plataformais e favoreceu o desenvolvimento de ambientes costeiros. Essa mudança paleoambiental foi fundamental para a preservação do depósito vulcanoclástico, uma vez que permitiu a decantação da poeira vulcânica em uma planície subaérea, sem retrabalhamento significativo por ação de ondas, processo que teria causado a remobilização dos sedimentos.

Figura 18 - Mapa paleogeográfico da Bacia do Paraná no Permiano Inferior. O Mar de Guatá ocupava a porção central da bacia, representando o domínio marinho epicontinental da Fm. Palermo, enquanto as áreas marginais, caracterizadas por planícies costeiras, correspondem à Fm. Rio Bonito. A reconstrução baseia-se nas interpretações paleogeográficas de Lavina (1991), Schneider et al. (1974), Northfleet et al. (1969) e Padula e Mingramm (1967). Representação da evolução paleoambiental da Fm. Rio Bonito associada à seqüência deposicional do Morro dos Conventos, alternando principalmente parasequências de shoreface superior e inferior, com depósitos costeiros de backshore no topo.



Fonte: Modificado de Candido et al. (2020).

## 7 CONCLUSÕES

O levantamento estratigráfico de detalhe das fácies que compõem o Morro dos Conventos indica que outrora ocorreu a instalação de um ambiente em que predominavam fácies *swaley* e *hummocky*, indicativas de um sistema dominado por ondas e tempestades, podendo ser associado à formação de grandes lagos ou uma plataforma marinha rasa.

Os dados geocronológicos obtidos permitem associar o depósito encontrado nesse morro testemunho como tendo uma proveniência vulcânica, devido à morfologia dos zircões presentes na amostra coletada e pelo padrão unimodal presente no histograma de frequências gerado. A datação U-Pb calculada de  $285,9 \pm 1,4$  Ma para essa camada é anterior ao período estabelecido para a deposição da Fm. Rio do Rasto que, conforme os trabalhos de datação absoluta realizados nos estratos, ocorre no intervalo entre  $274,6 \pm 6,3$  e  $266,7 \pm 5,4$  Ma, em que a idade mais antiga pode conter erros devido à perda de Pb. Ainda assim, não condiz com o dado encontrado nesse estudo. Por outro lado, essa idade ocorre no período estabelecido entre os estudos de datação correspondentes à porção superior da Fm. Rio Bonito, onde estratos de origem vulcânica são comumente descritos na literatura.

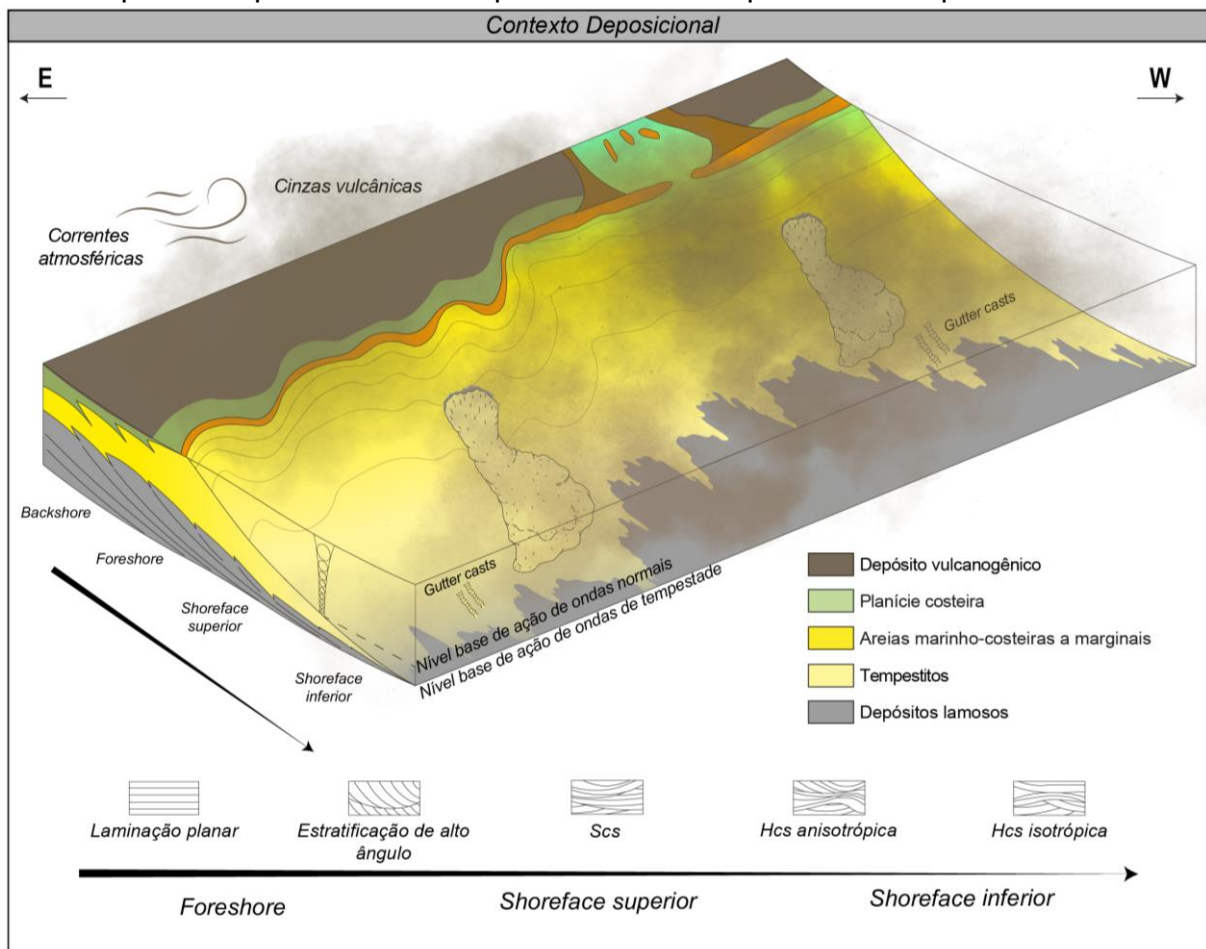
Os horizontes vulcanogênicos podem ser correlacionados à um período de intenso vulcanismo ácido ao longo da margem continental do oeste do Gondwana durante o Permiano, que é expressão de um vasto arco magmático cálcico-alcálico desenvolvido entre aproximadamente 280 e 250 Ma. Embora dados de idade sejam conflitantes, a abundância, a posição estratigráfica comum e as características composicionais similares desses níveis vulcanogênicos sugerem que esse período foi marcado por vulcanismo ácido intenso ao longo da margem continental do sudoeste do Gondwana.

As datações correspondentes aos estratos de cinzas vulcânicas na Fm. Rio Bonito registram a transição entre a fase final do magmatismo pré-Choiyoi e o início do magmatismo Choiyoi. A idade obtida é compatível com os primeiros eventos magmáticos da PIC, sugerindo que o depósito analisado representa um registro das erupções explosivas associadas ao início dessa atividade magmática.

O registro superior da Fm. Rio Bonito é associado à depósitos de origem marinho plataformal raso relacionados ao Mar de Guatá, que depositou as sequências relativas à Fm. Palermo. O depósito associado ao evento vulcânico decorre da queda

e decantação de cinzas em uma planície costeira, conforme a interpretação do contexto paleoambiental proposto (Figura 19), em que dominavam condições redoximórficas associadas à oscilações do nível freático, o que condicionou a preservação dessa feição na zona de *backshore*.

Figura 19 - Contexto paleoambiental do afloramento e representação das principais estruturas observadas associadas à sequências marinho plataformais rasas. O depósito vulcanogênico formou-se pela decantação de cinzas do Vulcanismo Choiyoi, que estava ativo no oeste do Gondwana. Essas cinzas foram transportadas por milhares de quilômetros até depositarem na planície costeira.



## REFERÊNCIAS

- Alessandretti, L.; Machado, R.; Warren, L. V.; Assine, M. L.; Lana, C. (2016). From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. *Journal of South American earth sciences*, 70, 368-382.
- Arnott, R. W. C. (1992). Ripple cross-stratification in swaley cross-stratified sandstones of the Chungo Member, Mount Yamnuska, Alberta: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1802–1805.
- Arnott, R. W. C. (1993). Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, Northcentral Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *J. Sed. Petrol.*, 63, 488–494.
- Arnott, R. W. C.; Southard, J. B. (1990). Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 211–219.
- Bangert, B.; Stollhofen, H.; Lorenz, V.; Armstrong, R. L. (1999). The geochronology and significance of ash-fall tuffs in the glacial, Carboniferous-Permian Dwyka Group of Namibia and South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 29, 33–49.
- Barbarena, M. C. (1977). Bioestratigrafia preliminar da formação Santa Maria. *Pesquisas em Geociências*, v. 7, n. 7, p. 111-129.
- Best J. L.; Bridge J. S. (1992). The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, 39(5):737-752. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb02150.x>
- Buatois, L. A.; Netto, R. G.; Mángano, M. G. (2007). Ichnology of Permian marginal-to shallow-marine coal-bearing successions: Rio Bonito and Palermo Formations, Paraná Basin, Brazil. In: MacEachern, J. A.; Bann, K. L.; Gingras, M. K.; Pemberbrton, S. G.; (Eds.), *Applied Ichnology*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp. 1-11.

- Buol, S. W.; Rebertus, R. A. (1988). Soil Formation under Hydromorphic Conditions. In: *The Ecology and Management of Wetlands*. Springer, New York, NY. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8378-9\\_21](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8378-9_21).
- Cagliari, J. (2014). Contexto deposicional e modelagem estratigráfica direta dos depósitos sedimentares Permocarboníferos nas jazidas de carvão Capané e Iruí Central (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná) (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, Brasil).
- Cagliari, J.; Lavina, E. L. C.; Philipp, R. P.; Tognoli, F. M. W.; Basei, M. A. S.; Faccini, U. F. (2014). New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 56, p. 265-277.
- Cagliari, J.; Philipp, R. P.; Buso, V. V.; Netto, R. G.; Hillebrand, P. K.; Lopes, R. C.; Basei, M. A. S.; Faccini, U. F. (2016). Age constraints of the glaciation in the Paraná Basin: evidence from new U–Pb dates. *Journal of the Geological Society*, v. 173, n. 6, p. 871-874.
- Candido, M.; Cagliari, J.; Lavina, E. L. (2020). Tidal circulation in an Early Permian epicontinental sea: Evidence of an amphidromic system. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 546, 109671.
- Canile, F. M.; Babinski, M.; Rocha-Campos, A. C. (2016) Evolution of the Carboniferous–Early Cretaceous units of Parana´ Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons: *Gondwana Research*, v. 40, p. 142–169.
- Castelle, B.; Masselink, G. (2023). Morphodynamics of wave-dominated beaches. *Cambridge Prisms: Coastal Futures*, 1, e1.
- Castro, J. (1980). Facies, ambientes e sequências deposicionais das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina; facies e evolução sedimentar do Grupo Passa

Dois na BR-470-SC. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Anais. 1980. p. 283-299.

Catuneanu, O. (2006). Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p.

Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), The Geology of Chile. The Geological Society, London, pp. 21e114.

Cheel, R. J.; Leckie, D. A. (1993). Hummocky crossstratification: Sedimentology Review: Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, p. 103–122.

Clifton, H. E. (2006) A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: Posamentier, H. W.; Walker, R. G. (Eds.), Facies Models Revisited. Tulsa Society for Sedimentary Geology, p. 293-336.

Collinson, J. D. (1996). Alluvial sediments. In: Reading, H. G. (Ed.). Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, p. 37- 82.

Coutinho, J. M. V.; Hachiro, J. (2005). Distribution, mineralogy, petrography, provenance and significance of Permian ash-carrying deposits in the Paraná Basin. Geologia USP. Série Científica, v. 5, n. 1, p. 29-39.

Coutinho, J. M. V.; Hachiro, J.; Coimbra, A. M.; Santos, P. R. D. (1991). Ash-fall-derived vitroclastic tuffaceous sediments in the Permian of the Paraná Basin and their provenance. In: Gondwana Seven Proceedings. Papers Presented at the Seventh International Gondwana Symposium. p. 147-160.

Dalrymple, R. W. (2010). Introduction to siliciclastic facies models. In: James, N. P.; Dalrymple, R. W. (eds.) Facies Models 4. St. John's, Nfld.: Geological Association of Canada. p. 59-72.

- Dashtgard, S. E.; MacEachern, J. A.; Frey, S. E.; Gingras, M. K. (2012). Tidal effects on the shoreface: towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology*, 279, 42-61.
- Dott, R. H. Jr; Bourgeois, J. (1982). Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663–680.
- Duke, W. L.; Arnott, R. W. C.; Cheel, R. J. (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625–628.
- Dumas, S.; Arnott, R. W. C. (2006). Origin of hummocky and swaley cross-stratification - the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12):1073-1076.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C.; Southard, J.B. (2005) Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *J. Sed. Res.*, 75, 501–513.
- Foix, N.; Paredes, J. M.; Giacosa, R. E. (2013). Fluvial architecture variation linked to changes in accommodation space: río chico formation (late paleocene), golfo san jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 294:342-355. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.07.001>.
- Francischini, H.; Dentzien-Dias, P.; Guerra-Sommer, M.; Menegat, R.; Santos, J. O. S.; Manfroi, J.; Schultz, C. L. (2018). A middle Permian (Roadian) lungfish aestivation burrow from the Rio do Rasto Formation (Paraná Basin, Brazil) and associated U-Pb dating. *Palaios*, 33(2), 69-84.
- França, A. B.; Potter, P. E. (1988). Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 2, n. 2-4, p. 147-191.
- Gama Jr., E. G. (1979). A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Fm. Irati): um modelo Geomórfico. *Rev.Bras.Geoc.*, v. 9, p.1-16.

- Gordon Jr., M. J. (1947). Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, v. 38, p.1-20.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Ketzer, J. M.; Formoso, M. L. L. (2008a). Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v. 74, n. 1, p. 13-27.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Menegat, R.; Formoso, M. L. L.; Basei, M. A. S.; Barboza, E. G.; Simas, M. W. (2008b). Geochronological data from the Faxinal coal succession, southern Paraná Basin, Brazil: a preliminary approach combining radiometric U-Pb dating and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2), 246-256.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Formoso, M. L. L.; Menegat, R.; Fo, J. G. M. (2008c). U-Pb dating of tonstein layers from a coal succession of the southern Paraná Basin (Brazil): a new geochronological approach. *Gondwana Research*, 14(3), 474-482.
- Griffis, N. P.; Mundil, R.; Montañez, I. P.; Isbell, J.; Fedorchuk, N.; Vesely, F.; Iannuzzi R.; Yin, Q. Z. (2018). A new stratigraphic framework built on U-Pb single-zircon TIMS ages and implications for the timing of the penultimate icehouse (Paraná Basin, Brazil). *Bulletin*, 130(5-6), 848-858.
- Harms J. C.; Southard J. B.; Spearing D. R.; Walker R. G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Short Course n. 2, SEPM*, p. 161.
- Holz, M.; França, A. B.; Souza, P. A.; Iannuzzi, R.; Rohn, R. (2010). A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 2, p. 381-399.

- Holz, M.; Kuchle, J.; Philipp, R. P.; Bischoff, A. P.; Arima, N. (2006). Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: Base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, n. 3-4, p. 185-204.
- Holz, M.; Souza, P. A.; Iannuzzi, R. (2008). Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the Late Carboniferous to Early Permian glacial succession (Itararé subgroup) at the eastern-southeastern margin of the Paraná Basin, Brazil.
- Jelby, M. E.; Grundvåg, S. A.; Helland-Hansen, W.; Olausen, S.; Stemmerik, L. (2019). Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. *Sedimentology*, 67(2), 742-781.
- Jerram, D. A.; Sharp, I. R.; Torsvik, T. H.; Poulsen, R.; Watton, T.; Freitag, U.; Machado, V. (2019). Volcanic constraints on the unzipping of Africa from South America: Insights from new geochronological controls along the Angola margin. *Tectonophysics*, 760, p.252-266.
- Kloss, H. P. (2012). Contribuição à evolução tectônica da bacia do Paraná na região de Santa Cruz do Sul, RS.
- Kosciuv, L. M.; Florisbal, L. M.; Waichel, B. L. (2024). Landscape evolution of the Torres Trough, Parana Basin, southern Brazil, based on morphostructural analysis. *Catena*, 247, 108530.
- Lamb, M. P.; Myrow, P.M.; Lukens, C.; Houck, K.; Strauss, J. (2008). Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *J. Sed. Res.*, 78, 480–498.
- Lange, F. W.; Petri, S. (1967). The Devonian of the Paraná Basin. In: Bigarella, J. J. (Ed.). *Problems in Brazilian Devonian geology*. Curitiba: Universidade Federal do Paraná. p. 5-55. (Boletim Paranaense de Geociências, 21/22).

- Lavina, E. L. (1991). Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano - Citiano) da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 332 p.
- Lavina, E. L.; Lopes, R. C. (1987). A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. Paula Coutiana, Porto Alegre, n. 1, p.51-103.
- Leckie, D. A.; Walker, R. G. (1982). Storm- and tide dominated shorelines in Cretaceous Moosebar– Lower Gates interval—Outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 66, p. 138–157.
- Llambías, E. J.; Quenardelle, S.; Montenegro, T. (2003). The Choiyoi Group from central Argentina: A subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. J. S. Am. Earth Sci. 16, 243–257.
- López-Gamundi, O. R. (1994). Permian volcanic activity along the Proto-pacific plate margin reflected in the basins of Southern South America. 9th International Gondwana Symposium, Hyderabad, Proceedings, vol. 2, pp. 833–838.
- López-Gamundi, O. R. (2006). Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics. Journal of South American Earth Sciences, 22(3-4), 227-238.
- López-Gamundi, O. R.; Espejo, I. S.; Conaghan, P. J.; Powell, C. M.; Veevers, J. J. (1994). Southern South America. In Permian-Triassic Pangean Basins and Fold Belts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland; Veevers, J.J., Powell, C.M.A., Eds.; Geological Society of America Memoir: Fairfax County, VA, USA; Volume 184, pp. 281–329.
- Ludwig, K. R. (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 62, n. 4, p. 665-676.

- Manna, M. O. (2024). Arquitetura deposicional e padrões de preenchimento de bacias endorreicas: estudo de caso da Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná, Brasil, e da Formação Yaguarí, Bacia do Norte, Uruguai. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- de Matos, S. L. F.; Yamamoto, J. K.; Riccomini, C.; Hachiro, J.; Tassinari, C. C. G. (2001). Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, v. 4, n. 3, p. 421-426.
- Maynard, J. B.; Chocyk-Jaminski, M.; Gaines, R. R.; Huff, W. D.; Krekeler, M. P.; Prokopenko, M.; Summers, A. M. (1996). Bentonites in the Late Permian (Tatarian) Irati Formation of Brazil; geochemistry and potential for stratigraphic correlation, in Geological Society of America Annual Meeting, 28, Abstracts, p. 280.
- McCormick D.S., Grotzinger J.P. 1993. Distinction of marine from alluvial Facies in the Paleoproterozoic (1.9 Ga) burnside formation, Kilohigok basin, NWT, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 63(3):398-419.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261-308. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7).
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. ed. corr. Berlin: Springer, xvi, 582 p.
- Miall A. D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Berlin, Springer, 582 p.
- Midtgaard, H. H. (1996). Inner-shelf to lower-shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *J. Sed. Res.*, 66, 343–353.
- Milani, E. J.; França, A. B.; Schneider, R. L. (1994). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 8, n. 1, p. 69-82.

- Milani, E. J.; Ramos, V. A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 473–484.
- Milani, E. J.; Zalán, P. V. (1998). Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. Rio '98 AAPG International Conference and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists/Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, Short Course Notes, Rio de Janeiro, Brasil.
- Milani, E. J.; Araujo, L. M.; Cupertino, J. A.; Faccini, U. F.; Scherer, C. M. (1998). Sequences and stratigraphic hierarchy of the parana basin (ordovician cretaceous), southern Brazil. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 29.
- Milani, E. J.; de Melo, J. H. G.; de Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 265-287.
- Mori, A. L. O.; de Souza, P. A.; Marques, J. C.; da Cunha Lopes, R. (2012). A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 654-669.
- Myrow, P. M. (1992). Pot and Gutter Casts From the Chapel Island Formation, Southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6), 992–1007.
- Myrow, P. M.; Fischer, W.; Godge, J. W. (2002). Wave- modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *J. Sed. Res.*, 72, 641–656.
- Myrow, P. M.; Southard, J.B. (1996). Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66(5), pp.875-887.
- Nelson, D. A.; Cottle, J. M. (2019). Tracking voluminous Permian volcanism of the Choiyoi Province into central Antarctica. *Lithosphere*, 11(3), 386-398.

- Northfleet, A. A.; Medeiros, R. A.; Muhlmann, H. (1969). Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 12, n. 3, p. 291-346.
- Nøttvedt, A.; Kreisa, R.D. (1987). Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15, 357–361.
- Padula, E.; Mingramm, A. (1967). Permian sub-surface beds of the Chaco-Mesopotamian region, Argentina and their relatives in Uruguay, Paraguay and Brazil. *Gondwana Stratigraphy*, 1, 1041-1051.
- Pereira, E.; Carneiro, C. D. R.; Bergamaschi, S.; Almeida, F. D. (2012). Evolução das sinéclises paleozoicas: províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. *Geologia do Brasil*, 1, 374-394.
- Phillipp, R. P.; Faccini, U. F.; Schultz, C. L.; Zvirtes, G.; Bruckmann, M. P.; Lavina, E.; Cagliari, J.; Jelinek, A. R.; Netto, R. G.; Viana, A. R.; Basei, M. A. S. (2023). U-Pb zircon geochronology of detrital and ash fall deposits of the southern Paraná Basin: A contribution for provenance, tectonic evolution, and the paleogeography of the SW Gondwana. *Geosciences*, 13(8), 225.
- Phillipp, R. P.; Lavina, E. L. C.; Faccini, U. F. (2014). New U-Pb radiometric ages for the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. In 9 th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Program and Abstracts (Vol. 221).
- Plint, A. G. (2010). Wave- and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. In: James, N. P.; Dalrymple, R. W. (Eds.). *Facies Models 4*. St. John's: Geological Association of Canada, p. 167-200.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Geological Society of America Memoir 204, p. 31e65.

- Renne, P. R.; Ernesto, M.; Pacca, I. G.; Coe, R. S.; Glen, J. M.; Prévot, M.; Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, v. 258, n. 5084, p. 975-979.
- Rocha-Campos, A. C.; Basei, M. A. S.; Nutman, A. P.; Kleiman, L. E.; Varela, R.; Llambias, E.; Canile, F. M.; Da Rosa, O. C. R. (2011). 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, v. 19, n. 2, p. 509-523.
- Rocha-Campos, A. C.; Basei, M. A. S.; Nutman, A.P.; Santos, P. R. D. (2006). SHRIMP U–Pb zircon geochronological calibration of the late paleozoic supersequence, Paraná Basin, Brazil. 2006, *Anais Buenos Aires: Idea Gráfica*, 2006. p. 298-301.
- Rocha-Campos, A. C.; Basei, M. A. S.; Nutman, A. P.; Santos, P. R. D.; Passarelli, C. R.; Canile, F. M.; Da Rosa, O. C. R.; Fernandes, M. T.; Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. (2019). U-Pb zircon dating of ash fall deposits from the paleozoic Paraná basin of Brazil and Uruguay: a reevaluation of the stratigraphic correlations. *The Journal of Geology*, v. 127, n. 2, p. 167-182.
- Rogers D. A.; Astin T. R. (1991). Ephemeral lakes, mud pellets and wind-blown sand and silt: reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. In: Anadon P., Cabrera L.L., Kelts K. (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication n. 13, IAS, p. 199-222.
- Rohn, R. (1988). Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Rohn, R. (1994). Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

- Santos, M. M. M. (2024). Idades U-Pb e isótopos de Hf em zircão: rastreamento da origem das camadas de queda de cinzas vulcânicas permianas da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Santos, R. V.; Souza, P. A.; de Alvarenga, C. J. S.; Dantas, E. L.; Pimentel, M. M.; de Oliveira, C. G., de Araújo, L. M. (2006). Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil: *Gondwana Research*, v. 9, p. 456–463, doi:10.1016/j.gr.2005.12.001.
- Sato, A. M.; Llambías, E. J.; Basei, M. A. S.; Castro, C. E. (2015). Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Schneider, R.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. D.; Daemon, R. F.; Nogueira, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso brasileiro de Geologia. p. 41-65.
- Simas, M. W.; Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Menegat, R.; Santos, J. O. S.; Ferreira, J. A. F.; Degani-Schmidt, I. (2012). Geochronological correlation of the main coal interval in Brazilian Lower Permian: Radiometric dating of tonstein and calibration of biostratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 1-15.
- Southard, J. B.; Lambie, J. M.; Federico, D. C.; Pile, H. T.; Weidman, C. R. (1990). Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 1–17.
- Spalletti, L. A.; Limarino, C. O. (2017). The Choiyoi magmatism in south western Gondwana: implications for the end-permian mass extinction-a review.
- Stollhofen, H.; Stanistreet, I. G.; Bangert, B.; Grill, H. (2000). Tuffs, tectonism, and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian in Southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 127–150.

- Swift, D. J. P.; Figueiredo, A. G. J. (1983). Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, p. 1295–1317.
- Swift, D. J. P.; Oertel, G.; Tillman, R.; Thorne, J. (1991). Shelf sand and sandstone bodies; geometry, facies and sequence stratigraphy: Oxford, UK, International Association of Sedimentologists Special Publication 14, 532 p.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v. 9, n. 5, p. 1479-1493.
- Vesely, F. F.; Trzaskos, B.; Kipper, F.; Assine, M. L.; Souza, P. A. (2015). Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 326, p. 45-63.
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G.; James, N.P. (Ed.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. 2. ed. St. John's: Geological Association of Canada, p. 1-14.
- Walker R. G.; Plint A. G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker R.G., James N.P. (Eds.). *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Newfoundland, Geological Association of Canada Publications, p. 219-238.
- Warren, L.; Almeida, R. P. D.; Hachiro, J.; Machado, R.; Roldan, L. F.; Steiner, S. D. S.; Chamani, M. A. (2008). Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2 (suplemento), p. 213-227.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C. J.; Appi, V. T.; Santos Neto, E. V.; Cerqueira, J. R.; Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. In: Leonardos, O. H. (Org.). *International Geological Congress*. Rio de Janeiro: [s.n.], v. 1, p. 135-168.

## APÊNDICE A – Seção estratigráfica digitalizada

	<h1 style="margin: 0;">PERFIL COLUNAR</h1> <h2 style="margin: 0;">PRR041</h2>
---	---

Intérprete(s): Monica O. Manna e Ana Victória R. Franqueira.	Data: 12/04/2025		
Coordenadas UTM: 6797415 m S 0659051 m E	Elevação: 30 m	Datum: WGS84	Escala: 1:50

Fácies Sedimentares								
Fl/Fm	Laminados laminados/maciços	Sw	Arenitos com estratificação cruzada <i>swaley</i>					
Sw	Arenitos com laminações onduladas de onda ( <i>wavy ripples</i> )	Hcs	Arenitos com estratificação cruzada <i>hummocky</i>					
Metros (m)	Areia Bl Sx Gr' Mg G M F M' S Ag	Fácies (Código)	Paleocorrente	Fotos	Perfil Lateral	Assoc. Fácies	Descrição	Lito
23		S(?)				?		
22		T		4411-12	4413	Backshore	Siltito argiloso muito silicificado; processo posterior agiu na rocha e a deixou com aspecto diferenciado; extremamente dura a camada de onde a amostra foi retirada.	
21	PRR041 AM-01	Fm					Feições diagenéticas carbonáticas em meio ao fino. Indício de percolação de fluido nas rochas.	
20		Fl					Laminação incipiente.	
19		Scs				Shoreface superior		
18		Scs						
17		Scs						
16		Scs			4410		Laminação ondulada truncada incipiente.	
15		Hcs		4393-94		Shoreface inferior	Arenito muito fino com laminações onduladas truncadas intercalando com siltito arenoso com laminações suavemente onduladas.	
14		Hcs			4392			
13		Hcs						
12		Hcs				Shoreface inferior		
11		Scs + Sw					Laminações onduladas truncadas com presença de wave ripples.	
10		Scs				Shoreface superior	Arenito muito fino com laminações onduladas truncadas.	
9		Scs + Sw						
8		Scs + Sw					Arenito muito fino; laminações onduladas truncadas com presença de wave ripples.	
7		Fl					Siltito arenoso.	
6		Hcs					Arenito muito fino com laminações onduladas truncadas; a base sempre erodindo o siltito de baixo.	
5		Fl					Laminação horizontal a baixo ângulo, mega ondulações.	
4		Hcs				Shoreface inferior	Siltito arenoso com laminações suavemente onduladas, incipiente; adelgaça lateralmente, preenche as cavas dos pacotes de arenitos.	
3		Hcs			4390-91		Arenito muito fino com laminações baixo ângulo; geometria de mega ondulações.	
2		Fl		4385-89			Siltito arenoso roxo avermelhado suavemente ondulado.	
1		Scs				Shoreface superior	Últimos 0,35m com amplitude maior; mais evidente lente de arenito fino.	
0		Scs + Sw		4377-82	4383-84		Laminações onduladas truncadas ( <i>swaleys</i> ) com wave ripples; porção arenosa mais rosácea. Topo e base erosivo.	
0		Fm		4374-76		?	Siltito arenoso, micáceo, aspecto maciço, vermelho arroxado.	
Metros (m)	Areia Bl Sx Gr' Mg G M F M' S Ag	Código de Fácies	Paleocorrente	Fotos	Perfil Lateral	Assoc. Fácies	Descrição	Lito