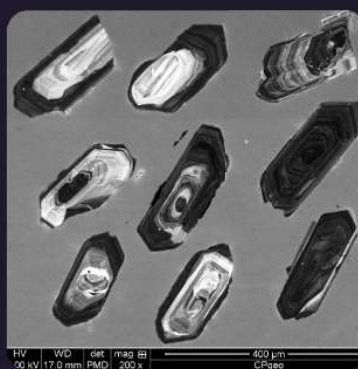


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

# CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL E DE SANTA CATARINA

ANDRÉA RITTER JELINEK  
CARLOS AUGUSTO SOMMER

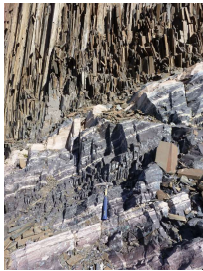




## IMAGENS DE CAPA E CONTRACAPA



Fotografia aérea do setor norte da Serra do Segredo, em Caçapava do Sul, RS, onde se destacam a Pedra do Segredo, em primeiro plano, e a Pedra da Abelha, logo à esquerda, geofórmulas esculpidas sobre conglomerados fluviais da Bacia do Camaquã. Ao fundo, alguns cerros formados por rochas metamórficas e o imponente alto de Caçapava, sobre granitoides diversos, rochas que registram diferentes momentos do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil. A paisagem faz parte do Geoparque Caçapava Aspirante Unesco e é parcialmente inserida no Parque Natural Municipal da Pedra do Segredo. Imagem obtida por Felipe Guadagnin. Legenda de André Weissheimer de Borba e Felipe Guadagnin.



Contato entre rochas sedimentares da Bacia do Paraná e soleira de diabásio do Grupo Serra Geral. Pedreira Carollo, região de Montenegro, RS. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.

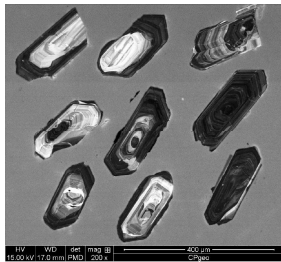


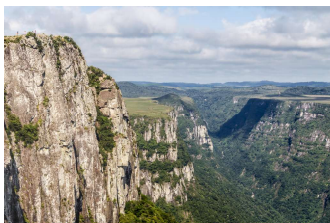
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



Fotografia aérea oblíqua apresentando a morfologia da região correspondente ao extremo do Litoral Norte do RS, à direita observa-se a cidade de Torres/RS. Em primeiro plano observa-se a morfologia do campo de dunas localizado no Parque Estadual de Itapeva. Unidade essa localizada sobre o sistema Laguna-Barreira IV (holocênico). Logo após o baixio, na retaguarda do campo de dunas, ocorre a morfologia do sistema Laguna-Barreira III (pleistocênico). Ao fundo, com o relevo mais elevado, encontra-se a Formação Serra Geral pertencente à Bacia do Paraná. Imagem obtida por Eduardo H. R. Russo. Legenda de Eduardo Guimarães Barboza.



Minas do Camaquã, Mineração de cobre a céu aberto, Caçapava do Sul. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.



Derrames ácidos do Grupo Serra Geral, Bacia do Paraná, na região do Cânion Fortaleza, Parque Nacional da Serra Geral, Cambará do Sul, RS. Imagem licenciada de Depositphotos. Legenda de Carlos Augusto Sommer.



PUBLICAÇÃO ESPECIAL DO NÚCLEO RS/SC DA  
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

**CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA  
DO RIO GRANDE DO SUL E  
DE SANTA CATARINA**

**Editores**

Andréa Ritter Jelinek  
Carlos Augusto Sommer



Porto Alegre, RS, 2021.

É proibida a reprodução total ou parcial desta obra, sem autorização expressa dos autores ou da editora. A violação importará nas providências judiciais previstas no artigo 102, da Lei nº 9.610/1998, sem prejuízo da responsabilidade criminal. Os textos deste livro são de responsabilidade de seus autores.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

Edição: 1ª

Ano: 2021

**Editora Compasso Lugar Cultura**

Responsável André Suertegaray Rossato

Porto Alegre - RS - Brasil

Telefones (51) 984269928

compassolugarcultura@gmail.com

www.compassolugarcultura.com

Editores:

Andréa Ritter Jelinek

Carlos Augusto Sommer

Diagramador: Gabriel Zambom

Revisão de Texto: Gustavo Saldivar

**Conselho Editorial Compasso Lugar Cultura**

Álvaro Heidrich

Carlos Henrique Aigner

Cláudia Luíza Zeferino Pires

Dakir Larara Machado da Silva

Dilermando Cattaneo da Silveira

Dirce Maria Antunes Suertegaray

Helena Copetti Callai

Jaeme Luiz Callai

João Osvaldo Rodrigues Nunes

Laurindo Antonio Guasselli

Maíra Suertegaray Rossato

Nelson Rego

Roberto Verdum

Rosa Maria Vieira Medeiros

Sinthia Batista

**Realização**

**Sociedade Brasileira de Geologia**

**Diretoria Núcleo RS/SC:**

Diretora Presidente: Andréa Ritter Jelinek

Diretor Vice-Presidente: Carlos Augusto Sommer

Diretor Secretário: Lucas Debatin Vieira

Diretor Financeiro: Breno Leitão Weichel

Diretora de Programação Técnico-Científica: Rosemary Hoff

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

J47c

Jelinek, Andréa Ritter.

Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina /Andréa Ritter Jelinek e Carlos Augusto Sommer, organização – Sociedade Brasileira de Geologia - Porto Alegre : Compasso Lugar-Cultura, 2021.

504 p., il. col.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

<https://doi.org/10.29327/537860>

1. Geologia 2.Sociedade Brasileira de Geologia 3. Coletâneas de textos I. Jelinek, Andréa Ritter II. Sommer, Carlos Augusto III. Título

CDD 551

CDU 551.1/.4

Bibliotecária Responsável: Catarina Strapação Guedes Vianna CRB-10/2469

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia 551



# Sistemas deposicionais e evolução geológica da planície costeira entre La Coronilla e Cabo de Santa Marta (Bacia de Pelotas): uma revisão

Eduardo Guimarães **Barboza**<sup>1,2\*</sup>, Sérgio Rebello **Dillenburg**<sup>1</sup>,  
Maria Luiza Correa da Camara **Rosa**<sup>1</sup>, Felipe **Caron**<sup>2</sup>,  
Renato Pereira **Lopes**<sup>1</sup>, Débora Sayuri Zanchi **Watanabe**<sup>1</sup>, Luiz José **Tomazelli**<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

<sup>2</sup> Campus Litoral Norte, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

\*autor correspondente: [eduardo.barboza@ufrgs.br](mailto:eduardo.barboza@ufrgs.br)

## 1 INTRODUÇÃO

Ao longo das últimas seis décadas, o conhecimento acerca da evolução costeira da porção emersa da Bacia de Pelotas, a qual, morfologicamente, corresponde, principalmente, à Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), foi inicialmente apresentado à comunidade científica, no âmbito da litoestratigrafia (décadas de 1960 e 1970), passando pela concepção cronoestratigráfica (décadas de 1980 e 1990), e, mais recentemente (décadas de 2000 e 2010), tem sido apresentado, segundo os conceitos da Estratigrafia de Sequências. Essa evolução do conhecimento foi natural, decorrente, principalmente, da atuação de uma comunidade científica especializada, cujo trabalho foi facilitado pela célere evolução das ferramentas de investigação, ou seja, das ferramentas geotecnológicas. Essas ferramentas, englobadas nas geotecnologias, através de imagens de satélites, dos modelos digitais de elevação, da Geocronologia, da Geofísica de alta resolução e do Geoprocessamento, permitiram a obtenção de dados com maior resolução, cuja integração viabilizou a concepção de modelos tridimensionais, que permitiram observar com maior detalhe e clareza o arranjo geométrico dos sistemas deposicionais costeiros.

A PCRS foi classificada, por Carraro *et al.* (1974), como uma das quatro províncias geomorfológicas do estado, constituída de uma ampla área de terras baixas, possuidora de algumas peculiaridades, que a distingue no cenário das regiões costeiras brasileiras. Essa unidade geomorfológica, formada, principalmente, durante o Período Quaternário, destaca-se pelo excelente grau de preservação dos registros morfológico e estratigráfico, o que lhe confere a condição de um ótimo laboratório natural no estudo da evolução de regiões costeiras, submetidas às suces-

sivas transgressões e às regressões marinhas, que ocorreram neste período geológico. Tais eventos foram acompanhados de fatores ambientais locais (autogênicos), como o estoque sedimentar e os processos eólicos e hidrodinâmicos (ondas e correntes), que geraram importantes e evidentes registros erosivos e deposicionais.

As primeiras observações sobre a paisagem costeira, na primeira metade do Século XX, de cunho essencialmente descritivo, são atribuídas aos pesquisadores Lindman, Backeuser, Lamago e Rambo (Villwock & Tomazelli, 1995). Entre os vários aspectos observados, chamou a atenção destes pesquisadores o importante papel exercido pelo vento no modelado da paisagem, as dimensões dos campos de dunas eólicas e o grande número de corpos lagunares existente na região.

Pesquisas mais aprofundadas, de cunho geológico, tiveram início, a partir da segunda metade do Século XX. Conforme Closs (1970), campanhas de sondagens estratigráficas, realizadas pela Petrobras, entre os anos de 1958 e de 1963, permitiram uma primeira abordagem da estratigrafia de subsuperfície. A contribuição de Delaney (1965) apresenta o primeiro mapa geológico, acompanhado da primeira coluna estratigráfica das formações aflorantes na PCRS. Essa publicação pode ser considerada um marco para o conhecimento geológico da região.

A partir de 1969, esses estudos geológicos pioneiros da PCRS receberam um forte impulso, quando, sob a iniciativa do Prof. Luiz Roberto Silva Martins, foi fundado o Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO). Nesta mesma época, a concomitante criação do Programa de Pós-graduação em Geociências, da UFRGS, com as áreas de concentração Geologia Marinha, Estratigrafia e Paleontologia, contribuiu, para que a PCRS passasse a ser um laboratório de

campo, para estudos sedimentológicos, estratigráficos e evolutivos, o que resultou em um significativo avanço do conhecimento sobre a Geologia da região.

Esse capítulo procura sintetizar o estado da arte (produzido, a partir de 1969) sobre a Geologia da porção emersa da Bacia de Pelotas, entre o Cabo de Santa Marta (Brasil) e La Coronilla (Uruguai), abordando a natureza e a distribuição dos seus sistemas deposicionais e analisando sua história evolutiva. Essa revisão está embasada em muitos dos trabalhos supracitados e em novos estudos, realizados a partir deste século. As abordagens aqui apresentadas refletem as contribuições trazidas pelos pesquisadores, ligados ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), do Instituto de Geociências da UFRGS.

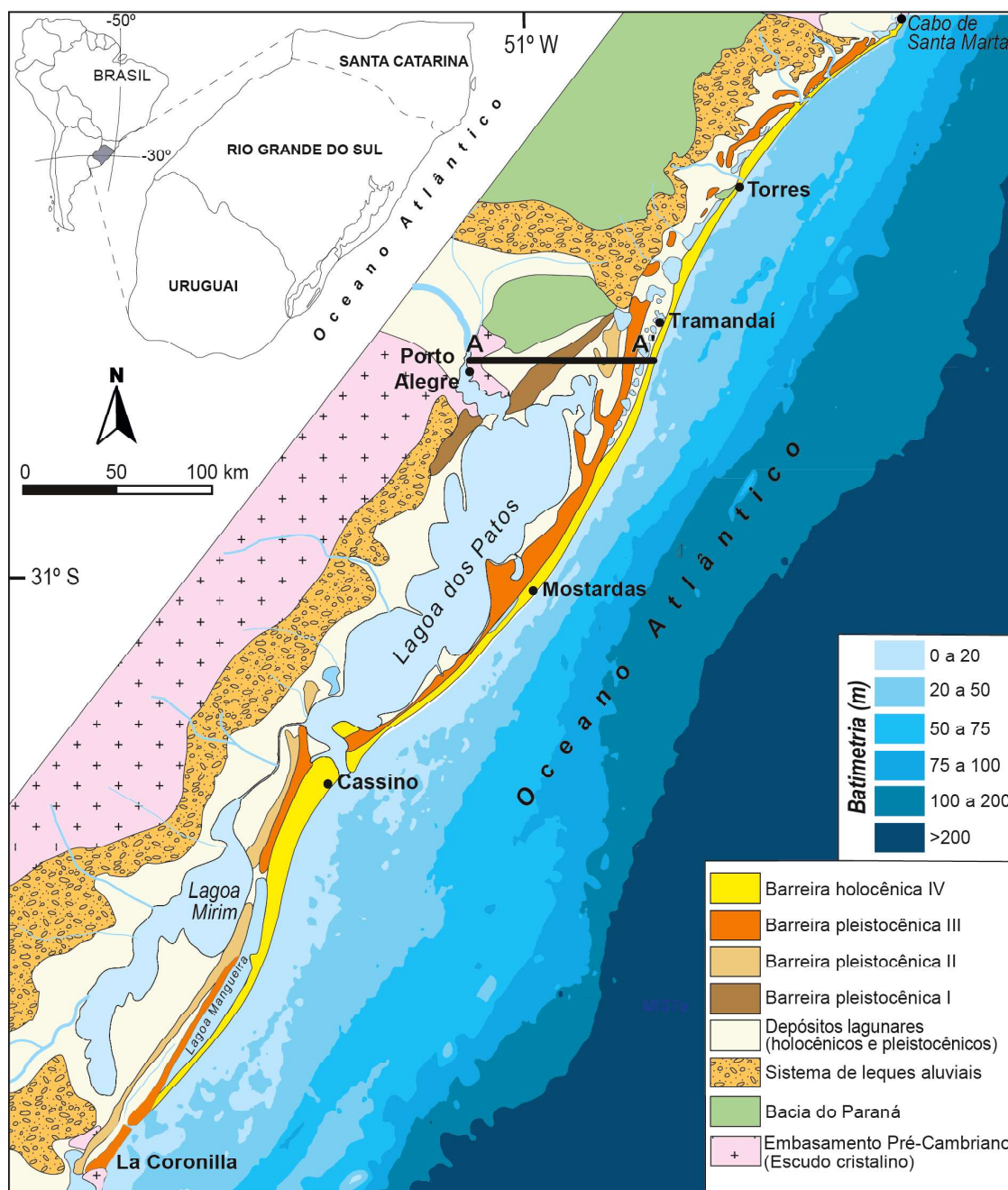
## **2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA DA BACIA DE PELOTAS**

### **2.1 Contexto geológico e geomorfológico**

A Bacia de Pelotas está localizada entre o Cabo de Santa Marta (Santa Catarina) e La Coronilla (Uruguai). Sua planície costeira possui o registro mais completo de eventos quaternários, ao longo da costa brasileira (Fig. 1), distribuídos ao longo dos seus 770 km de extensão e dos seus 10 a 15 km de largura (trecho Tramandaí-Torres), alcançado um valor máximo de 100 km, próximo à Porto Alegre.

A Bacia de Pelotas é uma bacia marginal aberta (sem limites físicos, ao leste), possuindo uma área de, aproximadamente, 210.000 km<sup>2</sup>. Faz fronteira com a Bacia de Santos, ao norte, através do Alto Florianópolis (Gamboa & Rabinowitz, 1981), e com a Bacia de Punta Del Este, ao sul, através do Alto de Polônio, no Uruguai (Urien & Martins, 1978). Seus limites, no sentido oeste,





**Figura 1** – Mapa geológico/geomorfológico simplificado da Bacia de Pelotas. As barreiras costeiras se estendem, longitudinalmente, entre Cabo de Santa Marta (SC) (Brasil) e La Coronilla (Uruguai) (modificado de Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017; Bitencourt *et al.*, 2020).

correspondem aos embasamentos rochosos do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense, do Escudo de Santa Catarina, e às formações vulcano-sedimentares da Bacia do Paraná. As principais etapas do preenchimento da Bacia são descritas nos trabalhos de Fontana (1996), de Abreu (1998), de Bueno *et al.* (2007) e de Barboza *et al.* (2008).

Ao longo desta extensa planície costeira, são identificados sistemas de leques aluviais e a justaposição lateral de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, inicialmente, definidos para o Rio Grande do Sul, por Villwock *et al.* (1986). Esses sistemas deposicionais evoluíram, durante o Quaternário Superior, devido à

combinação de processos alogênicos e auto-gênicos, como: a eustasia (Delaney, 1965; Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 1996), a tectônica (Rosa *et al.*, 2009), o clima (Martinho *et al.*, 2008), a dinâmica costeira e o estoque sedimentar (Dillenburg *et al.*, 2000; Toldo Jr. *et al.*, 2004; Gruber *et al.*, 2006; Dillenburg & Barboza, 2014), e sua estratigrafia se caracteriza por um padrão de empilhamento estratigráfico variável (Barboza *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2019; Bitencourt *et al.*, 2020).

## 2. 2 Clima e regime de ventos

Sua posição geográfica inclui a região emersa da Bacia de Pelotas, dentro da zona subtropical úmida, sob o controle básico de massas de ar marítimas, de origens tropical e polar. O clima é subtropical constantemente úmido (Cfa), sem estação seca, com verão quente e com uma taxa de precipitação média entre 1.300 e 1.900 mm, bem distribuída, ao longo do ano (Alvares *et al.*, 2014).

O clima da região sofre uma influência fundamental de dois centros de alta pressão: o Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul (Anticiclone de Santa Helena) e o Anticiclone Móvel Polar (Nimer, 1977). O regime de ventos, um dos agentes mais importantes na morfogênese da planície costeira, é controlado pela ação destes dois centros dinâmicos.

O vento predominante, proveniente das bordas do Anticiclone do Atlântico Sul, incide de NE e se torna mais ativo nos meses de primavera e de verão. O vento secundário, associado à atividade do Anticiclone Móvel Polar, incide de W-SW e se torna mais importante nos meses de outono e de inverno (Tomazelli, 1993). É caracterizado como um regime de ventos com alta energia e de natureza bimodal.

## 2. 3 Hidrodinâmica costeira

Em consequência do regime de micromarés, com amplitude média da maré astronômica situada em torno de 0,5 m, o transporte e a deposição de sedimentos são dominados pela ação das ondas e das correntes litorâneas a elas associadas. Conforme Motta (1967), o regime de ondas é caracterizado pela ocorrência de uma ondulação (*swell waves*) de longo período, proveniente de SE, e por vagas locais (*sea waves*), provenientes, principalmente, de E-NE. Especialmente, durante os meses de outono e de inverno, o regime normal de ondas é episodicamente perturbado pela ocorrência de ondas de tempestade (*storm waves*), associadas à passagem de frentes frias, provenientes do sul (Calliari *et al.*, 1996).

## 3 SISTEMAS DEPOSICIONAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA DA BACIA DE PELOTAS

### 3. 1 Introdução

Partindo do modelo proposto por Villwock *et al.* (1986) para a costa do Rio Grande do Sul, podemos replicá-lo para toda a planície costeira da Bacia de Pelotas. A planície costeira se desenvolveu, sob o controle das variações climáticas e das flutuações do nível relativo do mar, ao longo do Quaternário, acumulando sedimentos em dois tipos principais de sistemas deposicionais: (1) um sistema de leques aluviais, que ocupa uma faixa contínua, ao longo da parte mais interna da planície; e (2) quatro distintos sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira (Figs. 1 e 2).

### 3. 2 Sistema de leques aluviais

O sistema de leques aluviais engloba um conjunto de fácies sedimentares, resultante de processos de transporte, associados



aos ambientes de encosta das terras altas, adjacentes à planície costeira. O sistema de leques aluviais, provavelmente, começou a se formar ainda no Terciário, e evoluiu, ao longo do Quaternário, controlado, em grande parte, pelas oscilações climáticas e eustáticas, que ocorreram nesse intervalo de tempo. Durante os períodos climáticos mais úmidos, as formas originais dos leques aluviais foram suavizadas e alteradas, resultando, no final, na formação de uma rampa de depósitos aluviais, que mergulha suavemente, no sentido da bacia (Tomazelli *et al.*, 2007).

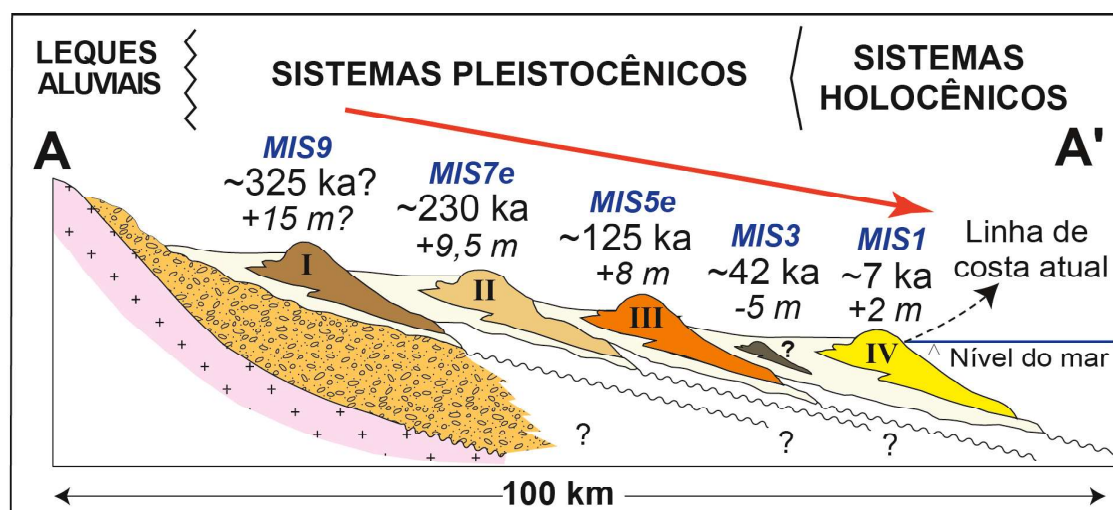
### 3.3 Sistemas do tipo laguna-barreira

Durante o Quaternário, as flutuações glácio-eustáticas do nível do mar produziram grandes deslocamentos laterais da linha de costa. Esses deslocamentos ocorreram, ao longo das feições morfológicas, que conhecemos, hoje, como plataforma continental e planície costeira. Os diversos ciclos transgressivos-regressivos, a baixa declividade destas feições morfológicas, a energia ambiental, dominada pela ação das ondas, e a alta disponibilidade de sedimentos arenosos foram fatores, que estimularam o desenvolvi-

mento dos sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira. Quatro desses sistemas deposicionais foram preservados no registro estratigráfico e podem ser identificados na paisagem da atual PCRS, sendo três de idade pleistocênica e um de idade holocênica (Villwock *et al.*, 1986).

#### 3.3.1 Sistemas laguna-barreira pleistocênicos

Villwock *et al.* (1986) denominaram, os sistemas deposicionais pleistocênicos mais antigos para os mais jovens, como: sistemas I, II e III. A Barreira I se encontra preservada na parte NW da PCRS, na qual da planície costeira, na qual ocupa, atualmente, uma faixa de terreno, com cerca de 150 km de comprimento e 5 a 15 km de largura. Nesta região, a barreira cresceu, principalmente, a partir do acúmulo de areias eólicas, que se ancoraram sobre altos do embasamento (Tomazelli *et al.*, 2007). Recentes aquisições de dados de subsuperfície com Georadar (GPR), apoiados por um sistema de posicionamento GNSS pós-processado, permitiram identificar reflexões do substrato de depósitos praias, de pós-praia e de estirâncio, que indicam



**Figura 2** – Perfil esquemático transversal dos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, próximos à latitude de Porto Alegre (ver Fig.1). O perfil da seção transversal A-A' mostra a justaposição lateral dos sistemas laguna-barreira, com as altitudes estimadas de cada elevação, correspondente ao nível do mar, e a correlação com os últimos principais picos da curva isotópica de oxigênio, de acordo com Imbrie *et al.* (1984) (modificado de Tomazelli & Villwock, 2000; Rosa *et al.*, 2017; Bitencourt *et al.*, 2020).

um nível relativo do mar situado a, aproximadamente, 15 m acima do nível atual, na época da formação dessa barreira (Eduardo Barboza, informação verbal). Rosa *et al.* (2017), a partir de correlações com dados sísmicos e cronológicos da porção submersa da Bacia, propõem uma idade de formação, relacionada ao estágio isotópico de oxigênio 9 (Imbrie *et al.*, 1984).

A Barreira II está associada a um segundo ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico, e estudos mais recentes indicaram que se desenvolveu, em resposta à transgressão, relacionada ao estágio isotópico de oxigênio 7, ao invés do estágio de oxigênio 9, conforme proposto, anteriormente, por Villwock & Tomazelli (1995). Essas novas informações têm, como base, idades obtidas por termoluminescência em depósitos de quartzos e por ressonância do spin de elétron em dentes fossilizados de animais da megafauna pleistocênica (Lopes *et al.*, 2010). Assim, segundo esses autores, o Sistema II foi depositado, em torno de 230 ka AP, e foi formado em um nível relativo do mar na ordem de 9,5 m acima do nível atual (Rosa *et al.*, 2017).

Conforme Tomazelli & Dillenburg (2007), a Barreira III, associada ao último interglacial, de 125 ka AP (subestágio isotópico de oxigênio 5e), é a que apresenta melhor preservação entre os sistemas pleistocênicos. Os depósitos a ela correlacionáveis se estendem, de maneira quase contínua, ao longo de toda a planície costeira da Bacia de Pelotas. Assim, o desenvolvimento da Barreira III possibilitou a formação dos grandes corpos lagunares, que ainda se destacam na paisagem da região costeira (Lagoa dos Patos (RS), Complexo Lagunar Santo Antônio dos Anjos, Imaruí e Mirim (SC)). Em alguns locais da Barreira III, encontra-se uma alta concentração de tubos fósseis de *Ophiomorpha*, formados, provavelmente, por crustáceos do gênero *Callichirus* (Tomazelli &

Dillenburg, 2007; Martins *et al.*, 2018). A presença destes ichnofósseis caracteriza um paleo-nível marinho, atingido durante o último interglacial, situado 8 m acima do nível atual (Rosa *et al.*, 2017).

Os depósitos sedimentares, correspondentes às fácies lagunares, associadas aos sistemas pleistocênicos I, II e III, são representadas por areias siltico-argilosas, mal selecionadas, maciças ou com laminação plano-paralela. Nesses depósitos, é comum a ocorrência de concreções pedogenéticas, de composições carbonática ou ferruginosa. Conforme Tomazelli *et al.* (2007), é observado que, em alguns locais, as concreções pedogenéticas apresentam altas concentrações, formando camadas enriquecidas em carbonatos de, até, 1 m de espessura, o que reflete, provavelmente, a ocorrência de condições paleoclimáticas semiáridas. Fósseis de uma fauna extinta de mamíferos pleistocênicos (Megafauna Pampeana) têm sido encontrados, associados aos depósitos lagunares pleistocênicos, especialmente, na região sul da planície costeira, próxima à fronteira com o Uruguai (Paula Couto, 1953; Lopes *et al.*, 2010).

### **3.3.2 Sistema laguna-barreira holocênico**

O mais jovem sistema deposicional do tipo laguna-barreira, observado ao longo da Bacia, desenvolveu-se durante o Holoceno. A partir dos estágios finais da última transgressão pós-glacial, com a desaceleração da subida do nível do mar, a evolução costeira, ao longo da Bacia, passou a ser influenciada fortemente pela topografia antecedente, tanto na configuração da morfologia da costa como, também, na determinação do tipo de barreira formada (Dillenburg *et al.*, 2000). Assim, a barreira holocênica foi desenvolvida por dois processos básicos: deposição, ao longo das grandes



reentrâncias da costa, levando à formação de sistemas progradantes; e erosão, ao longo das protuberâncias costeiras, levando ao desenvolvimento de sistemas retrogradantes (Dillenburg *et al.*, 2000; Barboza *et al.*, 2011; Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017).

Os indicadores do paleo nível relativo do mar e do sistema laguna-barreira holocênico na Bacia estão relacionados às feições geomorfológicas, como terraços lagunares (Barboza & Tomazelli, 2003), à posição das feições de praias e das zona de *surf*, observadas em afloramentos, em furos de sondagem e em perfis de GPR (Barboza *et al.*, 2011; Dillenburg *et al.*, 2017), e correlacionados à curva do nível relativo do mar de Imbituba (SC), obtidos a partir de datações de  $C^{14}$  em vermitídeos (Angulo *et al.*, 2006). Esses indicadores propõem um nível relativo do mar máximo na ordem de 2-3 m acima do atual, há 5,6 ka AP.

#### 4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DA BACIA DE PELOTAS

O modelo evolutivo aqui apresentado é, na sua síntese, o proposto por Villwock *et al.* (1986), o qual é refinado com os dados disponibilizados pelas geotecnologias, até o momento. De acordo com este modelo, um pacote de sedimentos clásticos terrígenos se acumulou, a partir do final do Terciário, em um sistema de leques aluviais coalescentes, desenvolvido ao longo da margem oeste da borda da Bacia, na base das terras altas. Estes depósitos foram retrabalhados, em suas porções distais, por, no mínimo, quatro ciclos transgressivos-regressivos, correlacionáveis aos quatro últimos eventos glaciais, que caracterizaram o final do Cenozoico (Tomazelli *et al.*, 2007).

A primeira fase se estendeu do Plioceno ao Pleistoceno Inferior, quando a porção superior do sistema de leques aluviais,

aflorante na parte interna da planície costeira, assentou-se sobre camadas marinhas miocênicas e teve o apogeu de seu desenvolvimento, durante o evento regressivo. Nessa primeira fase, a paleogeografia era de uma grande planície, construída por leques deltaicos coalescentes, alimentados por fluxos torrenciais, provenientes das terras altas, submetidas a um clima semiárido (Tomazelli *et al.*, 2007).

Estima-se que o primeiro ciclo transgressivo-regressivo, de que se tem registro, retrabalhou a porção distal dos leques deltaicos e deu origem a um sistema laguna-barreira, que ficou bem preservado na parte NW da PCRS. Esta antiga linha de costa pleistocênica é correlacionável ao estágio isotópico de oxigênio 9, há, aproximadamente, 325 ka AP (Rosa *et al.*, 2017).

O segundo ciclo, responsável pelo início da construção da barreira arenosa, que isolou a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim, foi denominado “Barreira Múltipla Complexa” por Villwock (1984). O máximo da transgressão esculpiu uma escarpa erosiva na superfície dos leques aluviais e construiu alguns pontais arenosos, marcando uma segunda linha de costa pleistocênica, correlacionável ao estágio isotópico de oxigênio 7, há, aproximadamente, 230 ka AP (Lopes *et al.*, 2010; Rosa *et al.*, 2017). Na margem oceânica, ao sul da Bacia, uma barreira arenosa isolou a Lagoa Mirim e, ao norte, um pontal arenoso recurvado, ancorado na base das encostas do planalto da Serra Geral (Bacia do Paraná), com segmentações, ao sul de Palmares do Sul, começou a isolar a área, que viria a ser ocupada pela Lagoa dos Patos (Tomazelli *et al.*, 2007).

O terceiro ciclo adicionou mais um sistema do tipo laguna-barreira, completando o fechamento da Lagoa dos Patos (RS) e o Complexo Lagunar Santo Antônio dos Anjos, Imarú e Mirim (SC). Pertence a este evento, também, a depressão lagunar, que, hoje, é

drenada pelo arroio Chuí no sul da Bacia, na qual foram encontrados muitos exemplares de mamíferos fósseis da Megafauna Pampeana. O setor norte da Bacia, região em se localiza a Lagoa da Ibiraquera (SC), também se encontra neste contexto. No interior desses sistemas lagunares, a terceira linha de costa pleistocênica está muito bem preservada, sob a forma de uma escarpa, no limite interno de um terraço, com altitudes entre 8-15 m, de remanescentes de cristas de praia e de pontais arenosos. A Barreira III, que continuou a se desenvolver na fase regressiva, é, entre as barreiras pleistocênicas, a que possui o registro estratigráfico mais bem preservado, apresentando depósitos praias e marinhos rasos e contendo abundantes *Ophiomorpha* (*Callichirus* sp. ), cobertos por um manto de areias eólicas. Correlacionável aos depósitos muito semelhantes, que ocorrem, ao longo de quase toda a costa brasileira, a idade deste sistema tem sido considerada como de 125 ka AP, subestágio isotópico de oxigênio 5e, corroborada por idades obtidas por Lopes *et al.* (2020).

De acordo com Tomazelli *et al.* (2007), a fase regressiva, que se seguiu, atingiu seu máximo há, aproximadamente, 17 ka AP. Uma ampla planície costeira ocupava o que, hoje, é a plataforma continental, enquanto os sistemas lagunares se comportavam como grandes planícies fluviais, áreas de passagem de cursos de água, que, erodindo depósitos antigos, aprofundavam seus vales (Barboza *et al.*, 2021a), até chegar à linha de costa, situada a, aproximadamente, 120 m abaixo do atual nível do mar.

Estudo recente, apresentado por Dillenburg *et al.* (2020), a partir de um conjunto de idades, obtidas através do método isotópico C<sup>14</sup>, propõe a presença de um sistema do tipo laguna-barreira, de idade em torno de 43-45 ka AP, relacionado ao estágio isotópico de oxigênio 3 (MIS 3). Esse sistema foi formado em um nível relativo do mar na

ordem de -5 m do atual.

A última transgressão pós-glacial, iniciada no final do Pleistoceno, avançou rapidamente pela planície costeira, que ocupava a atual plataforma continental (Corrêa, 1996). A elevação do nível relativo do mar teve seu máximo há cerca de 5,6 ka AP, atingindo em torno de 2 a 3 m acima do nível atual. Uma escarpa muito bem preservada, esculpida por águas lagunares nos depósitos das barreiras e dos terraços lagunares pleistocênicos, é testemunha da posição alcançada por esta linha de costa no máximo transgressivo (Villwock & Tomazelli, 1998; Barboza & Tomazelli, 2003).

A desaceleração na taxa de subida do nível do mar e a estabilização temporária no final deste evento de elevação do nível do mar (*highstand*) foram responsáveis pela implantação de uma barreira transgressiva, que, muito provavelmente, migrou desde o bordo da plataforma continental e que, provavelmente, possuía dimensões reduzidas, tendo em vista o limitado suprimento de areia, fornecido pelos poucos rios que alcançavam a paleo linha de costa (Tomazelli *et al.*, 2007). Desde esse evento de elevação máxima do nível do mar, a maior parte da carga arenosa, transportada pelos principais rios que chegam à planície costeira, fica retida nos ambientes lagunares, instalados nos espaços de retrobarreira.

A estabilização e a posterior queda do nível relativo do mar, após 3 ka (Kuhn *et al.*, 2017; Barboza *et al.*, 2021b) AP, fez com que a Barreira IV evoluísse de forma diferenciada, ao longo da costa, devido às variações na topografia antecedente à última transgressão (morfologia da superfície pré-holocênica) e à sua influência na variabilidade do ângulo de ataque e na altura das ondas, ao longo da costa (Dillenburg *et al.*, 1998, 2000, 2003; Dillenburg & Barboza, 2014). Basicamente, são reconhecidos três tipos básicos de barreiras, que se desenvolveram nos últi-

mos 6-5 ka: regressivas (ou progradacionais), transgressivas (ou retrogradacionais) e estacionárias (ou agradacionais).

A interpretação de seções de GPR sobre estes três tipos básicos permitiu identificar três padrões principais de empilhamento estratigráfico: retrogradacional, progradacional e agradacional. O padrão de empilhamento retrogradacional (Fig. 3A) é caracterizado por reflexões, mergulhando em direção ao continente (Barboza *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2013; Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2016, 2017; Oliveira *et al.*, 2019; Bitencourt *et al.*, 2020). As radarfácies estão relacionadas a depósitos de fundos lagunares cobertos por depósitos de margens lagunares e aos depósitos eólicos de campos de dunas transgressivos, sendo que estes últimos caracterizam a morfologia da barreira retrogradacional. Em algumas seções de GPR, é possível reconhecer a transgressão máxima da linha de costa (Barboza *et al.*, 2011), em que as reflexões, mergulhando para o continente, atingem sua posição mais interiorizada (Rosa *et al.*, 2017).

Em alguns setores da planície costeira, o padrão de empilhamento progradacional (Fig. 3B) é observado e caracterizado por conjuntos contínuos de depósitos de praia e marinhos, com mergulho em direção ao oceano. Nas seções de GPR, o empilhamento progradacional é composto por radarfácies, relacionadas a depósitos eólicos, praias e de antepraia (*shoreface*), formando um conjunto de reflexões, mergulhando em direção à Bacia (Barboza *et al.*, 2011; Biancini da Silva *et al.*, 2014; Dillenburg & Barboza, 2014; Leal *et al.*, 2016; Rosa *et al.*, 2017; Leandro *et al.*, 2019). A morfologia da barreira é representada, principalmente, por cordões de dunas frontais e por lençóis de areias transgressivos (Dillenburg *et al.*, 2000; Hesp *et al.*, 2007; Martinho *et al.*, 2008).

O terceiro padrão de empilhamento é definido como agradacional, com reflexões

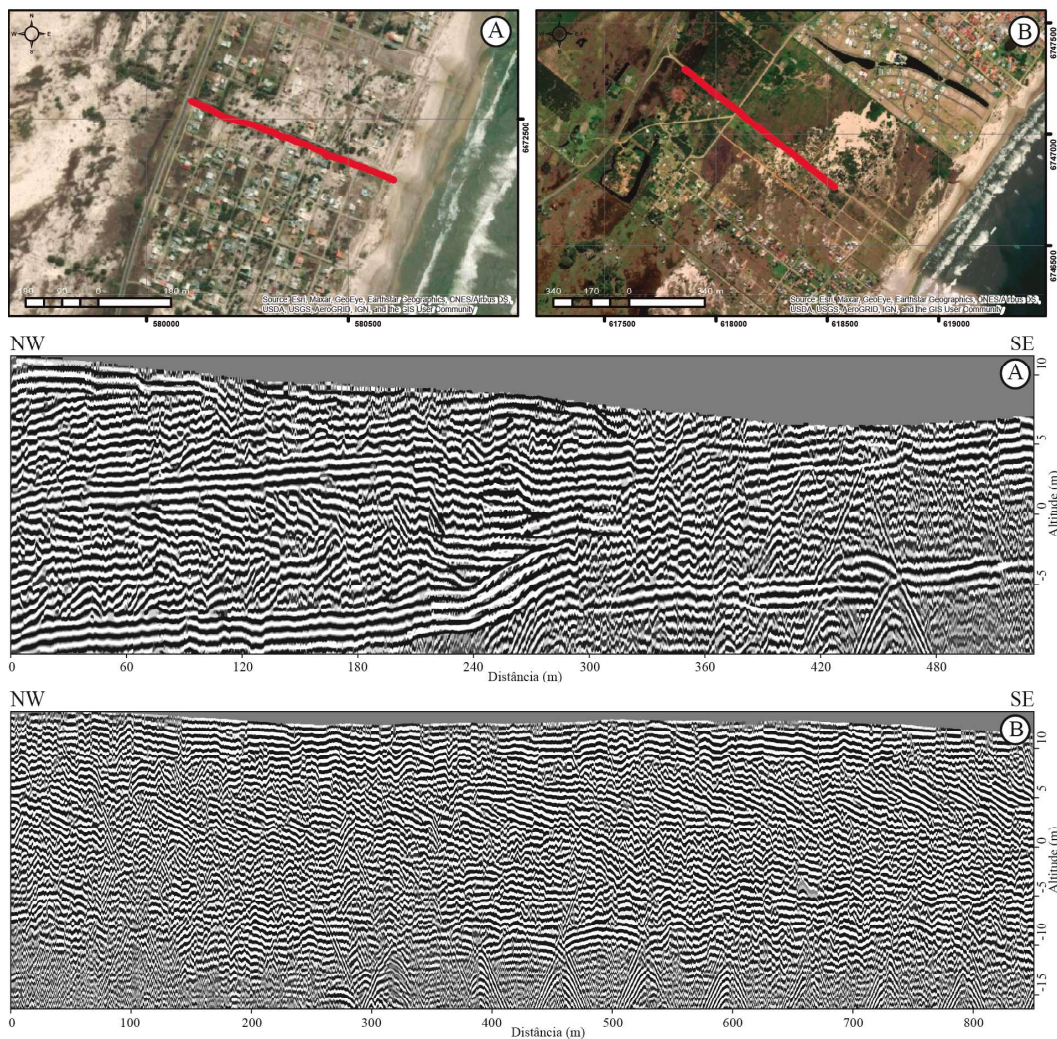
horizontais paralelas, relacionadas aos depósitos eólicos de campos de dunas transgressivos, (Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017).

A definição do empilhamento estratigráfico, com base na configuração das reflexões em subsuperfície, e a sucessão de radarfácies permitiu identificar as principais superfícies internas e delimitadoras dos sistemas laguna-barreira. Cada sistema laguna-barreira pleistocênico (II, III e IV) é separado por inconformidades, representando uma sequência deposicional, caracterizada por uma sucessão de estratos, com relação de conformidade. O padrão arquitetônico observado nos sistemas II, III e IV é, basicamente, o mesmo. Dessa forma, o estudo de detalhe realizado na Barreira IV (marcada por registros mais bem preservados e menos afetados pela diagênese), com base em um elevado número de testemunhos de sondagem, de idades geocronológicas e de levantamentos geofísicos (GPR), com registros de extraordinária qualidade, tem sido a chave, para a interpretação dos sistemas II e III.

A determinação do empilhamento estratigráfico dos quatro sistemas laguna-barreira permitiu definir pacotes deposicionais, relacionados aos tratos de sistemas transgressivo e nível alto/estágio de queda (Rosa *et al.*, 2017). O trato de sistemas de nível baixo foi recentemente reconhecido em um vale inciso, relacionado ao sistema holocênico (Barboza *et al.*, 2021a). O empilhamento estratigráfico degradacional (também conhecido como estágio de queda ou regressão forçada) não foi separado do trato de sistemas de nível alto, devido à baixa resolução dos dados. Dillenburg *et al.* (2017), estudando a Barreira IV na porção sul da planície costeira (região do balneário Cassino), apresentam uma separação dos tratos de sistemas de nível alto e estágio de queda.

A análise integrada dos quatro sistemas laguna-barreira (Fig. 2) indica que, no





**Figura 3** – Seções coletadas com um sistema de GPR, utilizando uma antena aérea, com frequência central de 80 MHz, demonstrando os padrões de empilhamentos estratigráficos observados na barreira holocênica: A) Padrão de empilhamento retrogradacional, interpretado na região do Jardim do Éden (RS), em que se observam reflexões, com mergulho, em direção ao continente; B) Padrão de empilhamento progradacional, interpretado na região da Praia Paraíso (RS), em que se observam reflexões, com mergulho, em direção ao oceano.

intervalo de tempo de formação destes sistemas (últimos 325 ka), o conjunto dos quatro sistemas deposicionais apresenta um padrão de empilhamento degradacional, caracterizando, assim, uma 4ª ordem: um trato de sistemas em estágio de queda.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O sistema de leques aluviais, desenvolvido na parte interna da planície costeira, ao longo da Bacia de Pelotas, foi retrabalhado, durante o Quaternário, por, pelo menos,

um dos quatro ciclos transgressivos-regressivos. Esses ciclos foram responsáveis pela formação de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, hoje, identificados na morfologia da planície costeira. Também foi identificado um ciclo (MIS 3), que originou um sistema laguna-barreira que não aflora na planície costeira.

Cada barreira interiorizada na planície costeira teve sua origem, provavelmente, no limite máximo atingido por uma transgressão e foi preservada, devido à regressão da linha de costa, forçada pela sub-

sequente queda glacio-eustática do nível do mar. Os quatro sistemas laguna-barreira, identificados na morfologia da planície costeira, são interpretados como tendo se formado nos últimos 325 ka, assumindo-se uma correlação com os períodos de mar alto, representados pelos picos das curvas do registro isotópico de oxigênio e por datações radiométricas.

A aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Sequências permite estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico, que, aliado ao empilhamento estratigráfico observado, contribui para a predição evolutiva da Bacia de Pelotas.

A área de estudo representa um excelente exemplo de como sistemas do tipo laguna-barreira podem se desenvolver e preservar seus depósitos sedimentares em costas dominadas pela ação de ondas, durante ciclos transgressivos-regressivos de 4ª ordem.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, V. S. 1998. *Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) & offshore Namibia (Africa). Implication for global sea-level changes*. Houston, 354p. Tese de Doutorado, Rice University.
- Alvares, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., Gonçalves, J. L. M. & Sparovek, G. 2014. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22: 711-728.
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., Souza, M. C. 2006. A critical review of Mid- to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Sc. Reviews*, 25: 486-506.
- Asmus, H. E. & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: 26º CONGRESSO BRAS. DE GEOLOGIA, Belém. *Anais...* Belém, v. 2, p. 67-90.
- Barboza, E. G. & Tomazelli, L. J. 2003. Erosional features of the eastern margin of the Patos Lagoon, southern Brazil: significance for Holocene history. *J. Coas. Res.*, SI 35: 260-264.
- Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Hesp, P. A., Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J. & Ayup-Zouain, R. N. 2011. Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (southern Brazil) – a new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 646-650.
- Barboza, E. G., Dillenburg, S. R., Lopes, R. P., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., Abreu, V. S., Manzolli, R. P., Nunes, J. C. R., Weschenfelder, J. & Tomazelli, L. J. 2021a. Geomorphological and Stratigraphic Evolution of a Fluvial Incision in the Coastal Plain and Inner Continental Shelf in Southern Brazil. *Marine Geology*. (submetido)
- Barboza, E. G., Dillenburg, S. R., Caron, F., Ritter, M. N., Rosa, M. L. C. C. 2021b. Holocene sea-level oscillations in southern Brazil based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences*. (submetido)
- Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Ayup-Zouain, R. N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequências deposicionais. *Gravel*, 6(1): 125-138.
- Biancini da Silva, A., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C. & Dillenburg, S. R. 2014. Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 70: 205-210.
- Bitencourt, V. J. B., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C. & Manzolli, R. P. 2020. Padrões de Empilhamento Estratigráfico e seus Reflexos na Morfologia da Barreira Costeira Holocênica no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. de Geom.*, 21(2): 140-165.
- Bueno, G. V., Zacharias, A. A., Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Falkenhein, F. U. H. & Martins-Neto, A. M. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 551-559.



- Calliari, L. J., Tozzi, H. M. & Klein, A. H. F. 1996. Erosão associada a marés meteorológicas na costa sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1996, Salvador. *Anais. .* Salvador, SBG, v. 1. p. 430-434.
- Carraro, C. C., Gamermann, N. ; Eick, N. C., Bortoluzi, C. A., Jost, H. & Pinto, J. F. 1974. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Secretaria de Coordenação e Planejamento e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:1.000.000.
- Closs, D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 3: 3-76.
- Corrêa, I. C. S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17. 500 ans BP. L'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Bresil. *Marine Geology*, 130: 163-178.
- Delaney, P. J. V. 1965. Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação Especial da Escola de Geologia*, 6: 1-195.
- Dillenburg, S. R. & Barboza, E. G. 2014. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geological Society of London, Special Publication*, 388: 333-352.
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J. & Lummertz, C. 1998. A variabilidade morfológica das barreiras costeiras holocênicas do Estado do Rio Grande do Sul. *Geosul*, 14(27): 204-207.
- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J. & Tomazelli, L. J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16: 71-81.
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J. & Clerot, C. P. 2003. Gradientes de energia de onda: o principal fator controlador da evolução costeira no Rio Grande do Sul durante o Holoceno superior. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 9., 2003, Recife. *Anais. .* Recife, 1 CD-ROM.
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F. & Sawakuchi, A. 2017. The complex prograded Cassino barrier in Southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7-6 ka. *Marine Geology*, 390: 106-119.
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., Cancelli, R., Santos Fischer, C. B., Lopes, R. P. & Ritter, M. N. 2020. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Mar Lett.*, 40: 1099-1108.
- Fontana, R. L. 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Porto Alegre, 214p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gamboa, L. A. P. & Rabinowitz, P. D. 1981. The Rio Grande Fracture Zone in the western South Atlantic & its tectonic implications. *Earth & Planetary Science Letters*, 52: 410-418.
- Gruber, N. L. S., Corrêa, I. C. S., Nicolodi, J. L. & Barboza, E. G. 2006. Morphodynamic limits of shoreface & inner shelf at the northern coast of Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39: 664-668.
- Hesp, P. A., Dillenburg, S. R., Barboza, S. R., Clerot, L. C. P., Tomazelli, L. J. & Ayup-Zouain, R. N. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system & mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes & Landforms*, 32: 407-414.
- Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W. & Shackleton, N. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B. (Eds. ). *Milankovitch and Climate. Part 1*. Boston, Riedel, p. 269-305.



- Kuhn, L. A., Souza, P. A., Cancelli, R. R., Silva, W. G., Macedo, R. B. 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: palynological data from a Holocene core in Santa Catarina State. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 89(4): 2581-2595.
- Leal, R. A., Barboza, E. G., Bitencourt, V. J. B. & Silva, A. B. 2016. Geological & Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS & GPR Applied for Evolution Analysis. *Journal of Coastal Research*, SI 75(2): 750-754.
- Leandro, C. G., Barboza, E. G., Caron, F. & Jesus, F. A. N. 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *J. of Applied Geophysics*, 162: 1-12.
- Lima, L. G., Dillenburg, S. R., Medeanic, S., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Tomazelli, L. J., Dehnhardt, B. A. & Caron, F. 2013. Sea-level rise & sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *J. of South American Earth Sciences*, 42: 27-38.
- Lopes, R. P., Oliveira, L. C., Figueiredo, A. M. G., Kinoshita, A., Baffa, O. & Buchmann, F. S. 2010. ESR dating of Pleistocene mammal teeth & its implications for the biostratigraphy & geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Quaternary International*, 212(1): 213-222.
- Lopes, R. P., Pereira, J. C., Kinoshita, A., Mollemberg, M., Barbosa, F. & Baffa, O. 2020. Geological and taphonomic significance of electron spin resonance (ESR) ages of Middle-Late Pleistocene marine shells from barrier-lagoon systems of Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 101: 102605.
- Martinho, C. T., Dillenburg, S. R. & Hesp, P. A. 2008. Mid to Late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. *Marine Geology*, 256: 49-64
- Martins, D. C., Cancelli, R. R., Lopes, R. P., Haddler, P., Testa, E. H., Barboza, E. G. 2018. Ocorrência de Ophiomorpha nodosa em sedimentos pleistocênicos da Planície Costeira da Píneira, Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. de Paleontologia*, 21(1): 79-86.
- Motta, V. F. 1967. *Estudo em modelo reduzido da regulamentação da embocadura lagunar de Tramandaí (Rio Grande do Sul)*. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (inédito)
- Nimer, E. 1977. Clima. In: IBGE (Ed. ). *Geografia do Brasil, Região Sul*. Rio de Janeiro, SERGRAF-IBGE, p. 35-79.
- Oliveira, J. F., Barboza, E. G., Martins, E. M. & Scarelli, F. M. 2019. Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management. *J. of S. Amer. Earth Sci.*, 96: 102358.
- Paula Couto, C. 1953. *Paleontologia Brasileira (Mamíferos)*. Rio de Janeiro, Biblioteca Científica Brasileira. 516 p. (Série A)
- Rosa, M. L. C. C., Tomazelli, L. J., Costa, A. F. U. & Barboza, E. G. 2009. Integração de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterização do embasamento da região sudoeste da Bacia de Pelotas, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27(4): 641-657.
- Rosa, M. L. C. C., Hoyal, D. C., Barboza, E. G., Fedele, J. & Abreu, V. S. 2016. River-dominated deltas: upscaling autogenic and allogenic processes observed in laboratory experiments to field examples of small deltas in southern Brazil. In: Budd, D. A., Hajek, E. A. & Purkis, S. J. (Eds. ). *Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems*. SEPM Special Publication, p. 176-197.
- Rosa, M. L. C. C., Barboza, E. G., Abreu, V. S., Tomazelli, L. J. & Dillenburg, S. R. 2017. High-frequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. *Brazilian J. of Geology*, 47(2): 183-207.

- Toldo Jr, E. E., Nicolodi, J. L., Almeida, L. E. S. B. & Corrêa, I. C. S. 2004. Coastal Dunes & Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. *J. of C. Research*, SI 39: 390-394.
- Tomazelli, L. J. 1993. O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 20(1): 18-26.
- Tomazelli, L. J. & Dillenburg, S. R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 244(1-4): 33-45.
- Tomazelli, L. J. & Villwock, J. A. 1996. Quaternary Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Anais da Acad. Bras. Ciências*, 68: 373-382.
- Tomazelli, L. J. & Villwock, J. A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Eds. ). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 375-406.
- Tomazelli, L. J., Dillenburg, S. R., Villwock, J. A., Barboza, E. G., Bachi, F. A., Dehnhardt, B. A. & Rosa, M. L. C. C. 2007. Sistemas deposicionais e Evolução Geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul: Uma Síntese. In: Frantz, J. C. & Iannuzzi, R. (Eds. ). *50 Anos de Geologia no Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, CIGO, IG-UFRGS, v. 1, p. 327-339.
- Urien, C. M. & Martins, L. R. S. 1978. Structural & physiographic map of eastern South America & western South Africa. Porto Alegre, CECO/UFRGS. (Série Mapas, 3)
- Villwock, J. A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: A Synthesis. *Pesquisas*, 16: 5-49.
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L. J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8: 1-45.
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L. J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. In: Rabassa, J. (Ed. ). *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, 11: 283-296.
- Villwock, J. A., Tomazelli, L. J., Loss, E. L., Dehnhardt, E. A., Horn Filho, N. O., Bachi, F. A. & Dehnhardt, B. A. 1986. Geology of The Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (Ed. ). *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, 4: 79-97.