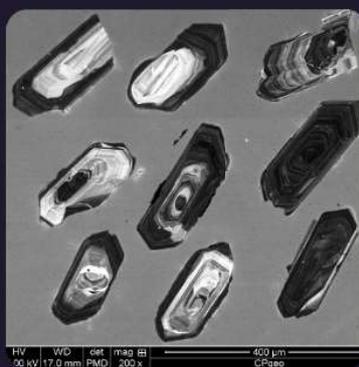


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

# 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.

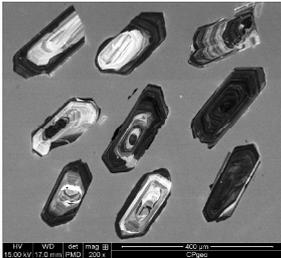


Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



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 (holocênica). Logo após o baixio, na retaguarda do campo de dunas, ocorre a morfologia do sistema Laguna-Barreira III (pleistocênica). 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

# Sismoestratigrafia e evolução da Bacia de Pelotas

João Pacífico Silveira Luiz **Machado**<sup>1,2,3\*</sup>, Randell **Stephenson**<sup>2</sup>,  
Andréa Ritter **Jelinek**<sup>3</sup>, Ramy **Abdallah**<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Serviço Geológico do Brasil (CPRM)

<sup>2</sup> School of Geosciences, University of Aberdeen

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

\* autor correspondente: [j.pacificomachado@gmail.com](mailto:j.pacificomachado@gmail.com)

## 1 INTRODUÇÃO

A abertura do Oceano Atlântico Sul se iniciou na parte austral do megacontinente Gondwana Oeste e se propagou para NNE durante o Mesozoico, seguindo zonas de fraqueza litosférica que haviam sido formadas durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico) (Chang *et al.*, 1992; Stica *et al.*, 2014; Buitter & Torsvik, 2014; Will & Frimmel, 2018). A ruptura do megacontinente levou à formação da América do Sul e da África, assim como de várias bacias ao longo de suas margens passivas. Dentre elas está a Bacia de Pelotas, a mais meridional das bacias brasileiras e que também se prolonga pelo território uruguaio (Fig. 1). Estudos pioneiros na Bacia de Pelotas datam do início dos anos 1960, com significativos avanços nos anos 1990 nos campos da sismoestratigrafia e da geotectônica, de forma que um histórico de trabalhos sobre a bacia pode ser consultado em Fontana (1996) e em ANP/UFRGS (2008). Contudo, por se tratar de uma bacia marginal, essencialmente submersa pelas águas do Oceano Atlântico Sul e que não possui reservas comerciais conhecidas de hidrocarbonetos, o entendimento sobre a subsuperfície da Bacia de Pelotas ainda é bastante limitado. Neste capítulo, buscamos fornecer um breve panorama dos conhecimentos geológicos acumulados, durante décadas, sobre a Bacia de Pelotas, assim como apresentaremos uma análise semiquantitativa das unidades sísmicas da bacia e de sua história deposicional. Ao final, é inequívoco que a Bacia de Pelotas ainda apresenta diversas oportunidades de pesquisa, cujo fomento pode resultar tanto numa melhor compreensão da tectônica global quanto na viabilização da exploração de recursos energéticos nela contidos.

## 2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A ruptura do Gondwana Oeste foi marcada por volumosa atividade ígnea, anterior e concomitante ao rifte, especialmente ao longo da margem entre o Uruguai e o sudeste do Brasil (Mohriak, 2012; Stica *et al.*, 2014). Nessa região, no continente, afloram os extensos derrames vulcânicos da formação Serra Geral (Cretáceo Inferior), da Bacia do Paraná, que cobrem uma área de mais de 900.000 km<sup>2</sup> (Rossetti *et al.*, 2018), enquanto que sob as águas do Oceano Atlântico ocorrem os *seaward-dipping reflectors* (SDRs), interpretados como pacotes vulcânicos associados à ruptura continental, com espessura de até 12 km, na margem sul-brasileira (McDermott *et al.*, 2019). O rifte se propagou de sul para norte e, na região da Bacia de Pelotas, também em pulsos de oeste para leste, caracterizando um processo de rifteamento diacrônico e segmentado (Stica *et al.*, 2014). Em uma compilação de modelos das taxas de abertura do Atlântico Sul, Colli *et al.* (2014) demonstram um aumento contínuo, mas não linear, da abertura oceânica durante o Cretáceo, até um platô de velocidade alta e constante, iniciado no Aptiano. Esse platô persiste por cerca de 40 Ma e é seguido de uma redução da velocidade, até uma taxa mínima de espalhamento oceânico no Paleoceno, seguido de uma nova aceleração no Eoceno e de relativa estabilidade desde então. Na margem adjacente ao Uruguai, a geração de crosta oceânica teve início em torno de 127 Ma, enquanto na área de Florianópolis, no sul do Brasil e limite entre as bacias de Pelotas e de Santos, ela foi iniciada apenas na transição do Aptiano para o Albiano (c. 113 Ma) (Chang *et al.*, 1992; Stica *et al.*, 2014).

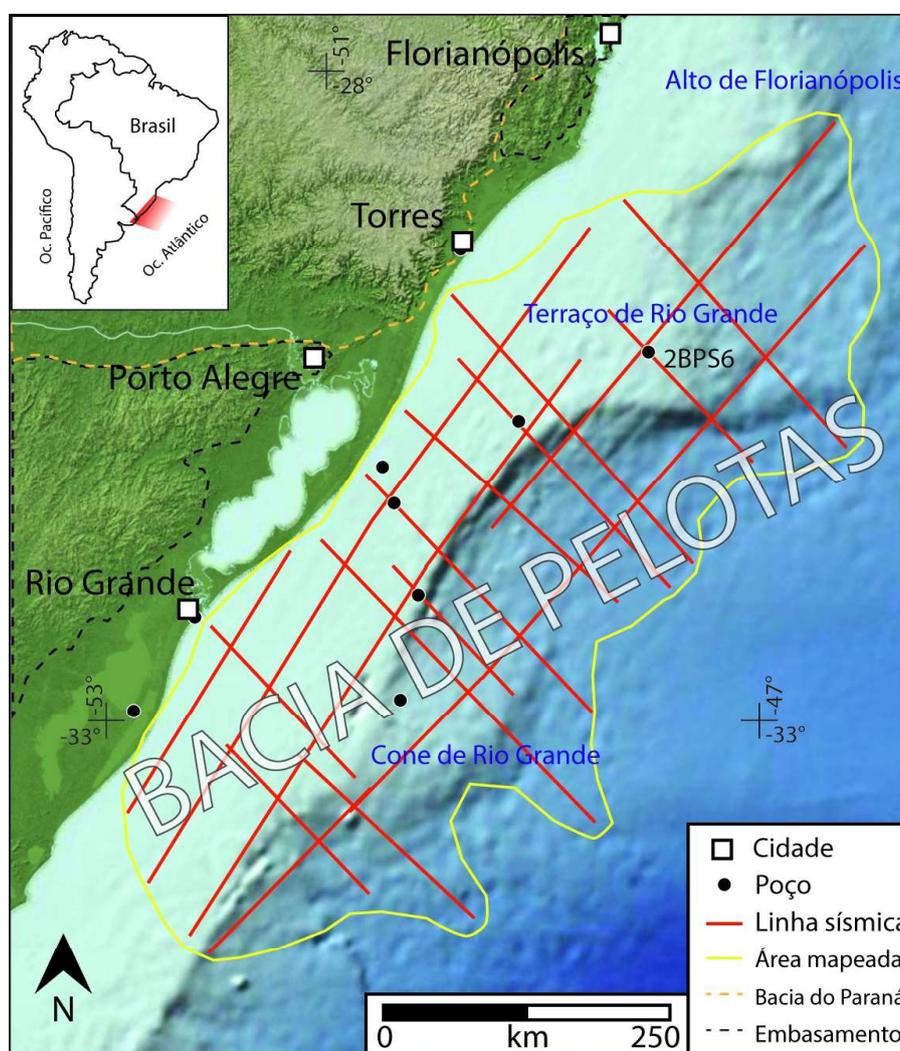
As causas e os mecanismos atuantes durante o rifteamento permanecem em debate, contudo o início da ruptura costuma ser relacionado à presença da pluma mantélica Tristão da Cunha na região, que também é

associada ao magmatismo da formação Serra Geral e das bacias marginais em formação (*e.g.* Chang *et al.*, 1992; Brown *et al.*, 2000; Buitter & Torsvik, 2014). O empurrão da pluma Tristão da Cunha sob a crosta, somado ao afinamento e à extensão da última, parece ter mantido a região como um alto topográfico até a ruptura total (Aslanian *et al.*, 2009; Beglinger *et al.*, 2012), condição também sugerida por dados de termocronologia de baixa temperatura na margem adjacente à Bacia de Pelotas, que indicam soerguimento regional precedente ao rifte (*e.g.* de Oliveira *et al.*, 2016; Machado *et al.*, 2019, 2020, 2021). Dessa forma, o processo de ruptura do megacontinente Gondwana na região da Bacia de Pelotas pode ser classificado como de um rifte ativo, com intenso magmatismo extrusivo e atividade mantélica durante o Cretáceo Inferior (Mohriak, 2012). Após a fase rifte (c. 110 Ma), a Bacia de Pelotas passa a ser identificada como uma bacia de margem passiva, condição que persiste até hoje. Segundo Contreras *et al.* (2010), a taxa de subsidência da bacia sofreu uma queda gradual durante o Cretáceo Inferior, chegando a um mínimo na transição entre as eras Mesozoica e Cenozoica. Durante o Paleoceno, ocorre uma mudança de comportamento e a taxa de subsidência da bacia passa a aumentar. No início do Cenozoico, a Bacia de Pelotas possuía abundante espaço de acomodação, o qual veio a ser preenchido, principalmente, por sedimentos de granulação muito fina (Contreras *et al.*, 2010).

Atualmente, a Bacia de Pelotas se encontra situada entre os paralelos 28° e 34° sul. Seu limite, ao sul, é o Alto de Polônio, no Uruguai, e, ao norte, é o Alto de Florianópolis, no Brasil (Fig. 1). O limite norte é pouco definido e é parte de um complexo de estruturas da crosta oceânica na região, como a Dorsal (ou Crista) de São Paulo, o Platô de São Paulo, a Zona de Fratura de

Florianópolis (prolongamento da Zona de Fratura de Rio Grande), entre outras, associadas à pluma Tristão da Cunha e à rotação da América do Sul durante o rifte (Salomon *et al.*, 2017). A Bacia de Pelotas ainda pode ser dividida em duas sub-bacias: norte, entre o Alto de Florianópolis e o Terraço de Rio Grande; e sul, do Terraço, até o Alto de Polônio (Bueno *et al.*, 2007). Ela também se caracteriza como um ambiente deposicional de mar aberto e de pouco relevo costeiro, com baixa topografia e com litoral bastante retilíneo. Por conseguinte, é constante o retrabalhamento dos sedimentos ali depositados, tanto pela ação de ondas

quanto por correntes marítimas. Ao menos três correntes oceânicas profundas erodem, transportam e distribuem sedimentos pela bacia (Schattner *et al.*, 2019). Na porção subaérea, quatro sistemas laguna-barreira se encontram expostos e foram desenvolvidos nos últimos 0,5 Ma, provavelmente em resposta a ciclos glacioeustáticos de alta frequência (Rosa *et al.*, 2017). Reservas economicamente viáveis de hidrocarbonetos ainda não foram confirmadas na Bacia de Pelotas, mas há um crescente interesse na exploração destes e de hidratos de gás na região (Beglinger *et al.*, 2012; Miller *et al.*, 2015).



**Figura 1** – Mapa de localização da Bacia de Pelotas no extremo sul do Brasil. A Bacia de Pelotas compreende o ambiente oceânico e a margem continental, em que estão expostos os sistemas de laguna/barreira. O limite norte da bacia se encontra na região de Florianópolis, enquanto o limite sul se estende até o Uruguai (não visível na imagem). As linhas sísmicas e a área mapeada (polígono amarelo) não abrangem a bacia em sua totalidade.

### 3 LITOESTRATIGRAFIA

O reduzido número de poços perfurados na Bacia de Pelotas representa um obstáculo à adequada caracterização de seu preenchimento vulcano-sedimentar. Os dados disponíveis indicam que a maior parte da bacia é preenchida por sedimentos de granulometria fina, principalmente na forma de folhelhos, e que ela carece de extensos depósitos evaporíticos, característicos das bacias adjacentes ao norte (Bueno *et al.*, 2007). Sua coluna estratigráfica inclui, também, conglomerados, rochas carbonáticas e arenitos, além de vastos depósitos ígneos associados ao rifte. A sequência deposicional da bacia compreende nove unidades litoestratigráficas, definidas por Dias *et al.* (1994), e que foram agrupadas por Bueno *et al.* (2007) nas supersequências Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Fig. 2).

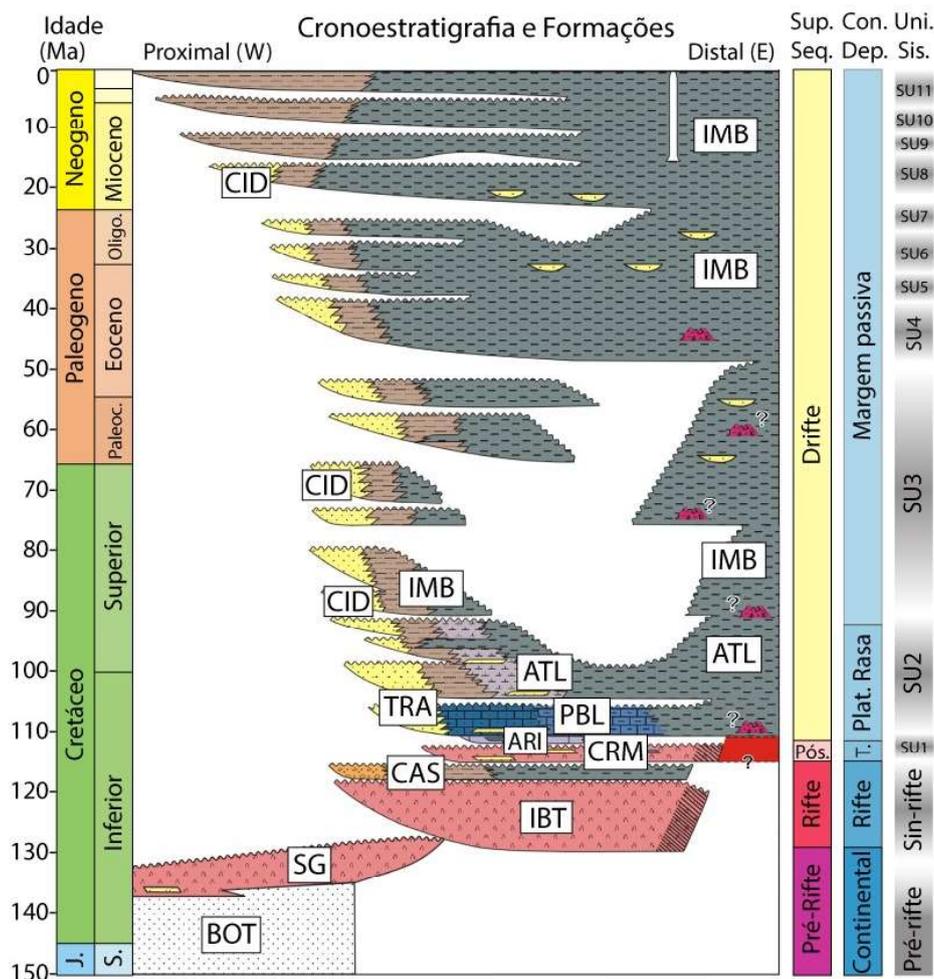
A Supersequência Pré-Rifte representa o embasamento da Bacia de Pelotas, caracterizado por rochas do Cinturão Dom Feliciano e por depósitos da Bacia do Paraná, principalmente pelo vulcanismo fissural da Formação Serra Geral, ligado à ascensão da astenosfera nos estágios iniciais da ruptura (Stica *et al.*, 2014; Rosa *et al.*, 2017). Os processos térmicos, ligados à exumação do manto/crosta inferior, mantiveram a margem elevada ao longo da costa brasileira durante o Cretáceo Inferior (Aslanian *et al.*, 2009).

A Supersequência Rifte inclui basaltos de idade Barremiana-Aptiana da Formação Imbituba e depósitos siliciclásticos da Formação Cassino. Esses basaltos apresentam textura porfirítica a subafanítica, amígdalas, e cor cinza escuro a castanho avermelhada. A Formação Imbituba é correlacionada aos SDRs, que podem ser facilmente identificados nos perfis sísmicos da Bacia de Pelotas. A Formação Cassino, restrita a meio-grabens de idade Aptiana, compreende depósitos conglomeráticos de granulação

grossa a fina, polimíticos, com abundantes fragmentos vulcânicos. Basaltos oxidados e conglomerados, observados em testemunho de poço, indicam exposição subaérea da região durante o rifteamento, possivelmente caracterizando um planalto vulcânico elevado acima do nível do mar (Barboza *et al.*, 2008; Beglinger *et al.*, 2012). Tal condição condiz com os primeiros com os primeiros depósitos sedimentares na Bacia de Pelotas após o rifte, compostos, principalmente, de carbonatos e margas, com características de um ambiente marinho raso no início da fase drifte.

A Supersequência Pós-Rifte é caracterizada pelo magmatismo da Formação Curumim, formada por rochas traquian-desíticas de cor cinza-esverdeada. Ela é, em parte, recoberta por depósitos evaporíticos da Formação Ariri, presentes na porção norte da Bacia de Pelotas. A análise da fauna de ostracodes do Cretáceo e início do Paleogeno sugere águas mornas e rasas na bacia, caracterizando um ambiente nerítico, com condições normais de salinidade (Ceolin *et al.*, 2011).

Por fim, a Supersequência Drifte corresponde ao principal pacote sedimentar da Bacia de Pelotas. A supersequência pode ser dividida nas fases inicial (rasa, durante o Albiano), intermediária (transgressiva, do Albiano ao Oligoceno) e final (regressiva, durante o Neogeno). A fase inicial é representada pela Formação Portobelo, composta por calcarenitos bioclásticos e oolíticos, e por calcilitos, depositados de um contexto de plataforma mista. Em direção ao continente, esses depósitos são lateralmente interdigitados aos arenitos da Formação Tramandaí. Essa formação é composta por arenitos finos cinzentos, intercalados com siltitos e calcários. Com o início do ciclo transgressivo no Albiano, ocorre a deposição da Formação Atlântida, composta por sedimentos clásticos e carbonáticos finos, que



**Figura 2** – Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas, modificada a partir de Bueno *et al.* (2007) e Beglinger *et al.* (2012). Legendas: formações BOT - Botucatu; SG - Serra Geral; CAS - Cassino; CRM - Curumim; ARI - Ariri; PBL - Porto Belo; TRA - Tramandaí; ATL - Atlântida; CID - Cidreira; e IMB - Imbé; Sup. Seq. - Supersequências de Bueno *et al.* (2007); Con. Dep. - Contexto deposicional; T. - Transicional; e Uni. Sis. - unidades sísmicas.

compreendem folhelhos e siltitos cinzentos, camadas de arenito muito fino e de margam cinzenta. Esses depósitos são sobrepostos pelos depósitos marinhos da Formação Imbé, que são interdigitados com os depósitos costeiros da Formação Cidreira na porção mais proximal. Juntas, essas duas últimas formações compõem o principal preenchimento da Bacia de Pelotas, depositadas desde o Cretáceo Superior. A Formação Cidreira é caracterizada por arenitos de granulação grossa a fina, cinzentos, enquanto a Formação Imbé representa uma sucessão de folhelhos e de pelitos, com raros arenitos turbidíticos intercalados. Finalmente, no Ne-

ogeno ocorre um ciclo regressivo e a Formação Cidreira passa a progradar sobre a Formação Imbé (Fig. 2).

#### 4 SISMOESTRATIGRAFIA

A Bacia de Pelotas possui um acervo limitado de dados sísmicos 2D e nenhum levantamento em 3D. A maioria das linhas sísmicas disponíveis foi obtida pela Petrobras entre as décadas de 1970 e de 1990, mesmo período no qual foram perfurados cerca de uma dúzia de poços de exploração *offshore*. Um novo conjunto de levantamentos sísmicos, realizado por companhias públicas e

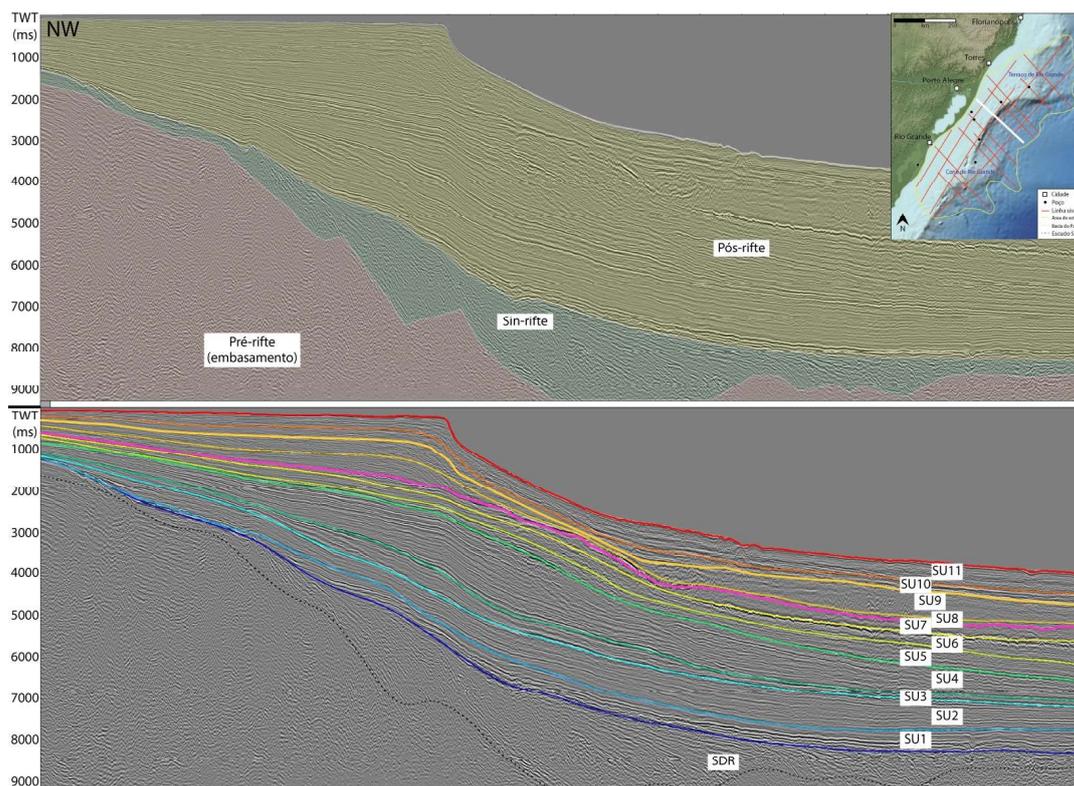
privadas, têm permitido avanços recentes no entendimento sobre o preenchimento e a evolução da bacia (e.g. Conti *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017; McDermott *et al.*, 2019; Schattner *et al.*, 2019). A partir de um conjunto de dados sísmicos de reflexão e informações de alguns poços, fornecidos pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), aqui é apresentado um mapeamento sismoestratigráfico da Bacia de Pelotas. Tal produto provém da análise de 17 linhas sísmicas (11 *dip* e 6 *strike*, com um total de mais de 5.000 km de extensão) e do mapeamento sistemático de refletores sísmicos a partir de suas terminações e do método *loop-tie* (e.g. Payton, 1977; Catuneanu, 2006), realizados com o *software* Petrel® 2017, da Schlumberger. As unidades sísmicas aqui discriminadas são baseadas nos trabalhos de ANP/UFRGS (2008) e de Contreras *et al.* (2010). Ambos os estudos concordam amplamente sobre quais refletores delimitam as unidades sísmicas da bacia, todavia apresentam diferenças quanto à quantidade de unidades sísmicas e a seus intervalos de tempo. As maiores discrepâncias correspondem ao intervalo entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, aqui reunido numa unidade sísmica, período no qual o registro sedimentar apresenta hiatos e os refletores sísmicos descontinuidades laterais, o que dificulta seu mapeamento.

Três sucessões sísmicas principais foram discriminadas para a Bacia de Pelotas: Pré, Sin e Pós-rifte (Fig. 3). A sucessão Pré-rifte inclui refletores de geometria caótica, que representam o embasamento da bacia. A superfície-topo dessa sucessão é ambígua, devido à continuidade da natureza de parte dos depósitos Pré e Sin-rifte na bacia, ambos marcados por depósitos vulcânicos das formações Serra Geral (Bacia do Paraná) e Imbituba (Bacia de Pelotas). A sucessão Sin-rifte engloba os SDRs da Formação Imbituba e os depósitos siliciclásticos da Forma-

ção Cassino. Apesar da complexa transição entre as sucessões Pré e Sin-rifte, a última geralmente apresenta refletores com características bastante diagnósticas, com alta amplitude, empilhamento subparalelo, boa continuidade lateral, e com macroformas em cunhas, limitadas por falhas antitéticas ao mergulho da bacia. Tais falhas antitéticas são identificadas em diversas linhas *dip* e correspondem à fase de fragmentação crustal durante o rifteamento (Fontana, 1990). O aumento da espessura das cunhas contra essas estruturas sugere deposição vulcano-sedimentar concomitante ao tectonismo e ao desenvolvimento de meio-grabens. A sucessão Sin-rifte é limitada, no topo, pelo truncamento dos refletores em uma superfície erosiva. Por fim, a sucessão Pós-rifte representa a maior parte do preenchimento da Bacia de Pelotas. Essa sucessão se empilha acima da superfície erosiva e contém diversas superfícies-chave, de forma que a sucessão Pós-rifte foi subdividida em 11 unidades sísmicas (Figs. 2-3).

Cada unidade sísmica é limitada, no topo, por uma superfície produto de variações no nível de base, um limite de sequência, associado a tectonismo na bacia e/ou a variações glacioeustáticas globais. De maneira geral e, principalmente, nas porções mais proximais da bacia, essas superfícies truncam os refletores da unidade abaixo, devido a processos erosivos, enquanto a unidade acima, desenvolvida posteriormente, apresenta refletores com padrão de *onlap* na superfície nas porções proximais e de *downlap* nas regiões mais distais. As unidades sísmicas aqui utilizadas são:

1. SU1: representa a transição entre os estágios Sin e Pós-rifte. Durante esse período o vulcanismo diminuiu e o aporte sedimentar aumentou, de forma que a SU1 incorpora as rochas vulcânicas da Formação Curumim, possíveis depósitos siliciclásticos da Formação Cassino, e os limitados evapori-



**Figura 3** – Linha sísmica *dip* da parte central da Bacia de Pelotas (linha branca no mapa superior direito). No topo, as três sucessões sísmicas principais são discriminadas. Abaixo, linhas coloridas representam a superfície-topo de cada unidade sísmica (SU#). Também é possível observar os refletores sísmicos no padrão *seaward-dipping reflectors* (SDR), característicos do vulcanismo sin-rifte na bacia.

tos da Formação Ariri. Os refletores dessa unidade apresentam boa continuidade lateral, geralmente com alta amplitude na base da unidade, e gradando a refletores com menor amplitude acima;

2. SU2: compreende os depósitos carbonáticos e siliciclásticos das formações Tramandaí, Porto Belo e Atlântida. Estas representam um ambiente de águas rasas, favorável à precipitação carbonática, que foi gradualmente afogado durante uma transgressão marinha. Os refletores desta unidade exibem uma variação vertical e, geralmente, os mais basais têm alta amplitude, baixa frequência e boa continuidade lateral, e gradam, mais para o topo da unidade, para refletores de menor amplitude, mas de continuidade lateral similar. Essa variação é decorrente, provavelmente, da mudança de uma plataforma carbonática rasa para um

ambiente mais profundo e com maior aporte clástico;

3. SU3: esta e as unidades sísmicas seguintes correspondem às formações Imbé e Cidreira, ambas caracterizadas por depósitos siliciclásticos de grãos finos a médios, e que preenchem a maior parte da bacia. Os horizontes sísmicos que limitam esta e as unidades seguintes correspondem a superfícies regressivas, associadas a ciclos de subida e de descida do nível de base. Os refletores da SU3 apresentam médias a baixas amplitude e frequência, paralelismo ou pequenas ondulações, boa continuidade lateral, e um padrão de *onlap* na parte proximal da bacia;

4. SU4: a base desta unidade é marcada por um refletor bem definido, de alta amplitude, um horizonte contínuo por quase toda a área mapeada. Na porção proximal da

bacia, os refletores acima dessa superfície apresentam um padrão de *onlap* nesse horizonte, enquanto que, na porção distal, a SU4 apresenta menor espessura e refletores paralelos, com baixa amplitude. Esta unidade tende a ser mais espessa no talude;

5. SU5: na parte proximal, os refletores desta unidade apresentam padrão de *onlap* na superfície abaixo, enquanto que *downlaps* foram identificados junto ao talude. Os refletores da SU5 apresentam alta amplitude na região proximal da bacia, os quais gradam para amplitudes mais baixas na região distal, profunda;

6. SU6: apresenta refletores de baixa a média amplitude, ondulados, e, na região distal, mais retos e contínuos lateralmente. Na região proximal os refletores apresentam terminações com padrão *onlap*;

7. SU7: unidade sísmica menos espessa da bacia, possivelmente parcialmente removida em um evento erosivo regional. Os refletores da SU7 apresentam média a alta amplitude, sendo principalmente ondulados, com boa continuidade lateral, e exibem padrão de *onlap* na região proximal;

8. SU8: unidade de pouca espessura, caracterizada por refletores de média amplitude, paralelos na região proximal, mais ondulados junto ao talude, e, novamente, paralelos na região distal da bacia, em que a amplitude dos refletores também diminui. A SU8 apresenta grande espessura na região do Cone de Rio Grande;

9. SU9: caracterizada por refletores com padrão de *onlap* na porção mais proximal da bacia e de *downlap* na região próxima ao talude. No topo da unidade, os refletores, por vezes, aparentam terminações *offlap*. Na região proximal, os refletores possuem alta frequência, amplitude média a alta e sua continuidade lateral é afetada por falhas; na parte distal, os refletores apresentam baixa amplitude e continuidade lateral, por vezes até padrão caótico;

10. SU10: unidade pouco espessa, apresenta refletores subparalelos com boa continuidade lateral. Na região proximal e junto ao talude as terminações dos refletores tendem a ser em *downlap*, enquanto que, nas porções distais, os refletores exibem baixa amplitude e boa continuidade lateral;

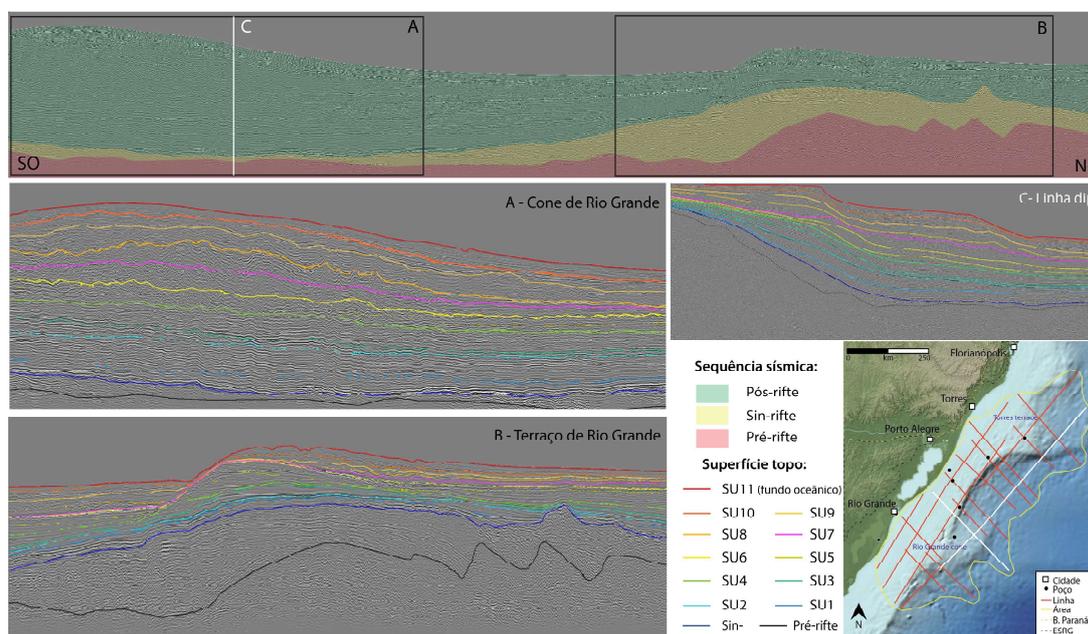
11. SU11: unidade sísmica de topo da Bacia de Pelotas, caracterizada por refletores com alta frequência, com baixa amplitude e boa continuidade lateral, frequentemente afetados por falhas. Terminações em *downlap* são comuns na região proximal e no talude, enquanto refletores paralelos predominam na região distal. A SU11 também é afetada pela duplicação do refletor de fundo oceânico (*sea-bottom simulator reflector*), indicativo da presença de hidratos de gás na parte rasa da bacia (*e.g.* Miller *et al.*, 2015).

Dois altos batimétricos se destacam na área mapeada da Bacia de Pelotas: o Terraço de Rio Grande, ao norte, e o Cone de Rio de Grande, ao sul (Fig. 1 e Fig. 4). O Terraço de Rio Grande já representava um alto do embasamento nos estágios iniciais de evolução da bacia (ANP/UFRGS, 2008). O poço BPS6, perfurado no Terraço de Rio Grande, alcançou rochas vulcânicas da Formação Imbituba (Sin-rifte), a uma profundidade de 5.368 metros, sem definir o limite entre essa formação e o embasamento abaixo, inferido também como sendo composto de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná). Outrossim, o limite entre as sucessões Pré e Sin-rifte é de difícil diferenciação nas imagens sísmicas da área. Em linha sísmica *strike* (Fig. 4), pode-se observar que os refletores sob o Terraço de Rio Grande apresentam um comportamento predominantemente caótico, com alguns pacotes de refletores subparalelos nas bordas norte e sul do alto do embasamento, por vezes com mergulho aparente para longe deste alto e limitados por falhas. Esses pacotes podem corresponder a intrusões do tipo *sill* no em-

basamento ou a SDRs, formados durante a abertura do Oceano Atlântico. A sucessão Pós-rifte, depositada acima, tende a apresentar pouca espessura no Terraço de Rio Grande, se comparada com outras regiões da bacia, e há indícios de erosão de parte das unidades sísmicas na porção sul deste terraço. De maneira oposta, no extremo sul da área mapeada, o Cone de Rio Grande representa um alto batimétrico formado pela acumulação de sedimentos da sucessão Pós-rifte. De maneira geral, as unidades sísmicas tendem a ser mais espessas no Cone, com refletores de continuidade média a boa na parte mais basal (SU1 a SU4), gradando para o topo para padrões caóticos e de baixa continuidade lateral. Em especial as unidades sísmicas SU7 a SU11, acumuladas desde o final do Oligoceno, apresentam considerável espessura e refletores pouco contínuos. Estima-se que desde o Mioceno médio mais de 1 km vertical de sedimentos se acumularam no

Cone de Rio Grande (Schattner *et al.*, 2019), de forma que a rápida acumulação sedimentar causaria instabilidade dos pacotes e colapsos gravitacionais (Beglinger *et al.*, 2012), resultando, assim, nos padrões caóticos e na baixa continuidade lateral dos refletores sísmicos.

O mapeamento sistemático dessas unidades nas linhas sísmicas 2D, expandido em toda área através do método *loop-tie*, e interpolado no espaço entre as linhas com auxílio computacional, permite a criação de mapas de topo para cada unidade sísmica. Como as linhas sísmicas possuem seu eixo vertical em unidade de tempo (ms), esses mapas são gerados em medida de tempo até a superfície em questão. Contudo, a partir de modelos de velocidade das ondas sísmicas em subsuperfície, é possível converter tais mapas de tempo para distância (profundidade). Aqui utilizamos a relação tempo-profundidade obtida a partir da análise de logs



**Figura 4** – Painel com linhas sísmicas representativas da Bacia de Pelotas (linhas brancas no mapa inferior direito). No topo, linha sísmica *strike* que abrange o Cone de Rio Grande e o Terraço de Rio Grande, em que se observa a variabilidade da espessura das sucessões sísmicas pré, sin e pós-rifte. Na esquerda, detalhes de ambos os altos batimétricos, nos quais se observa o espesso pacote sedimentar correspondente ao Cone de Rio Grande (A), e o Terraço de Rio Grande (B), onde as unidades sísmicas sedimentares são delgadas e o embasamento representa um alto topográfico. Na direita, linha *dip* que cruza o Cone de Rio Grande, em que se observa duas quebras na declividade.

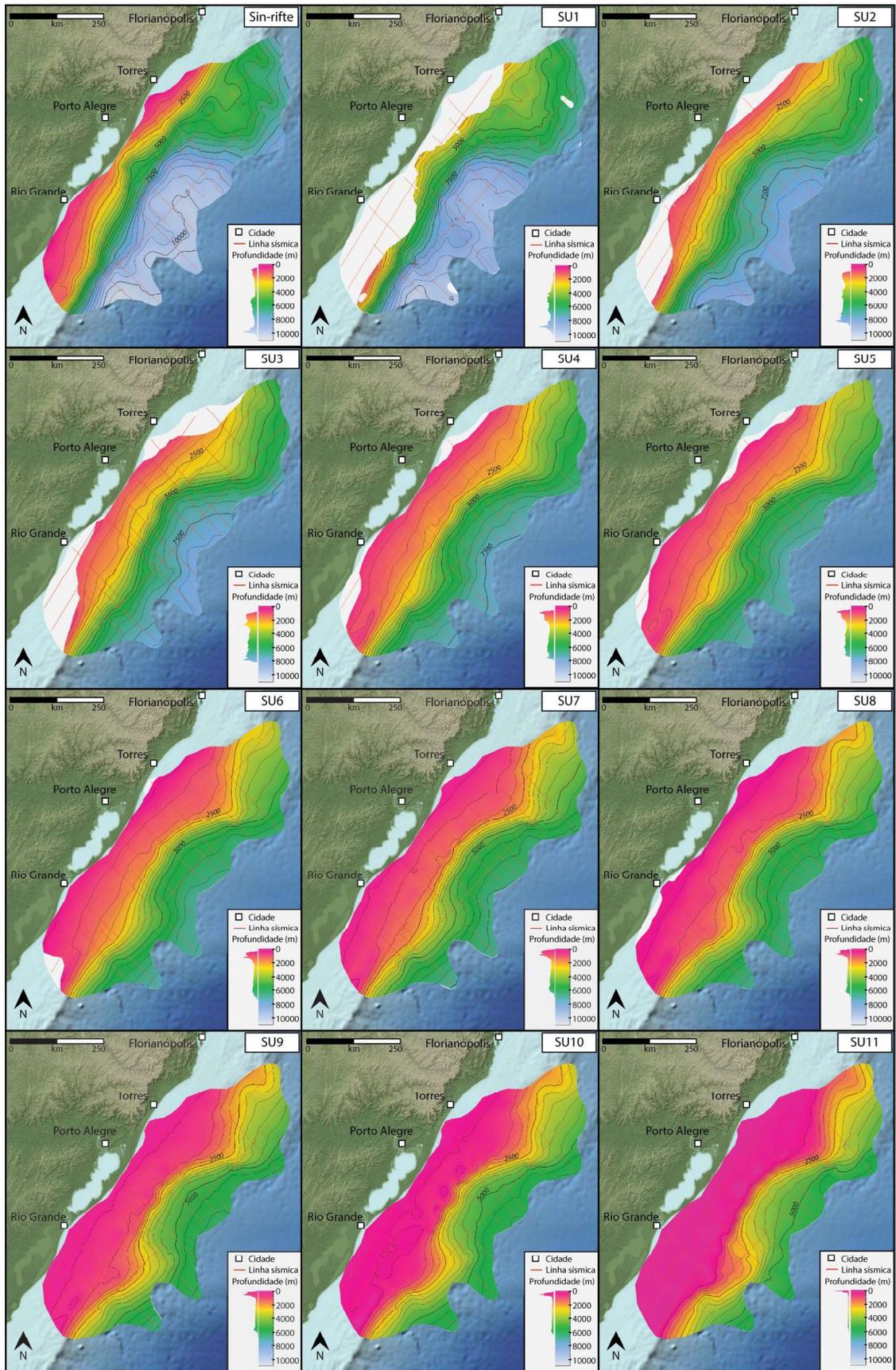


Figura 5 – Conjunto de mapas que mostram a profundidade de topo de superfície de cada unidade sísmica mapeada, com linhas de contorno a cada 500 metros. Após o abrangente vulcanismo associado ao rifteamento,

as unidades sísmicas SU1 a SU11 gradualmente cobrem a área mapeada e ilustram o avanço do talude em direção a águas profundas. Destaca-se a proeminência topográfica do Terraço de Torres nos estágios iniciais de desenvolvimento da bacia e o avanço do Cone de Rio Grande nos estágios finais, especialmente a partir da SU7.

sônicos dos poços *offshore*, para, então, gerar mapas de profundidade para cada superfície (Fig. 5). Apesar de não ser ideal, a conversão de dados sônicos permite uma boa aproximação nas estimativas de profundidade e de espessura de cada unidade sísmica, e os resultados aqui apresentados são compatíveis com os de outros estudos na bacia (*e.g.* Bueno *et al.*, 2007; ANP/UFRGS, 2008; Contreras *et al.*, 2010). É recomendado que, para cálculos de profundidade e de espessura mais refinados, outros métodos de conversão tempo-profundidade sejam aplicados, utilizando, por exemplo, dados de *check-shot* de poço, e que os mapas aqui apresentados sejam empregues com diligência e como referência para estudos mais detalhados na bacia.

## 5 EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

A partir dos mapas de topo, pode-se estimar a espessura de cada unidade sísmica (espessura entre duas superfícies-topo) e sua variação na área mapeada. Dessa forma, os mapas de espessura (mapas de isópacas) permitem inferir as variações espaciais e temporais dos depocentros de uma bacia, além de indicar locais de não-deposição e/ou de erosão durante um evento de queda do nível de base. Ainda que os mapas de topo das unidades sísmicas da Bacia de Pelotas apresentem superfícies bastante uniformes (Fig. 5), os mapas de isópacas de cada unidade evidenciam a variabilidade espaço-temporal da espessura sedimentar e dos depocentros na área mapeada (Fig. 6). A maior espessura vulcano-sedimentar acumulada na bacia corresponde à região do Cone de Rio Grande, em que mais de 7.500 metros da coluna estratigráfica estão preservados.

A transição entre as fases rifte e drifte na Bacia de Pelotas ocorreu no Aptiano,

quando o resfriamento e a subsidência da litosfera oceânica causaram uma elevação do nível de base, ampliando o espaço de acomodação na bacia (Contreras *et al.*, 2010). Aslanian *et al.* (2009) sugerem, para as bacias do sudeste brasileiro, que o manto se movia rápida e horizontalmente durante a ruptura continental, o que favoreceria um colapso quase vertical de parte das bacias nos estágios iniciais pós-rifte. Após o volumoso magmatismo da fase rifte, ocorreu a deposição de carbonatos de plataforma rasa, seguida do gradual aprofundamento da bacia. Com o progressivo aumento na entrada de sedimentos terrígenos continentais e com a concomitante elevação do nível de base, ocorreram a agradação e a retrogradação dos depósitos sedimentares na bacia (ANP/UFRGS, 2008; Schattner *et al.*, 2019). A taxa de subsidência diminuiu durante o final do Cretáceo (Contreras *et al.*, 2010), mas foi acompanhada por uma elevação global no nível do mar (Haq *et al.*, 1987), com a transgressão da linha de costa, o que manteve a criação de espaço de acomodação e o padrão agradacional/retrogradacional dos pacotes sedimentares até o Paleoceno (Barboza *et al.*, 2008). A partir do Eoceno, a taxa de subsidência voltou a aumentar, juntamente com uma gradual queda do nível do mar, o que causou a regressão da linha de costa e a transição dos pacotes sedimentares de padrões agradacionais para retrogradacionais (ANP/UFRGS, 2008; Barboza *et al.*, 2008; Contreras *et al.*, 2010; Schattner *et al.*, 2019). Essa história deposicional da Bacia de Pelotas foi afetada por variações de alta frequência no nível de base, responsáveis pela formação dos limites de sequência que balizam as unidades sísmicas.

Os pacotes sedimentares preservados na Bacia de Pelotas, aqui mapeados como unidades sísmicas, podem ter seus volumes

estimados a partir dos mapas de isópacas. Essa estimativa permite inferir volumes e taxas de aporte sedimentar na bacia durante o seu desenvolvimento. Todavia, para cálculos precisos do volume sedimentar de cada unidade, é necessário considerar o volume ocupado pela porosidade, o tipo de sedimento acumulado, e suas variações com a profundidade. Dessa forma, para estimar valores mínimos e máximos de volume de cada unidade sísmica, foram utilizadas as informações litológicas do poço BPS6 (Fig. 1) e as curvas de porosidade contra profundidade para rochas carbonáticas e para folhelhos de Allen & Allen (2013). Esses parâmetros combinados permitem cálculos semi-qualitativos dos volumes e das taxas de sedimentação na bacia (Tab. 1), que podem fomentar estudos futuros sobre a evolução deposicional. Considerando a ampla área da bacia e a limitação dos dados aqui utilizados, sugere-se o uso de dados de poço adicionais para a obtenção de resultados mais robustos. De qualquer forma, os presentes resultados fornecem um panorama sobre o aporte e a taxa de acumulação sedimentar mínima ( $m^3/Ma$ ) na Bacia de Pelotas, em especial durante o Cenozoico, era geológica mais bem detalhada na bacia. Após a deposição da unidade transicional SU1, interpretada como de natureza essencialmente ígnea, ocorre a deposição, em taxas menores, da unidade SU2, caracterizada por depósitos carbonáticos e siliciclásticos formados em um ambiente de águas rasas (Ceolin *et al.*, 2011). A abrangente e complexa SU3 apresenta taxas de sedimentação relativamente baixas, todavia essa unidade incorpora eventos erosivos pervasivos que removeram parte dos sedimentos depositados, de forma que se faz necessária uma investigação em detalhe dos depósitos formados entre o Cretáceo Superior e o Paleogeno. As unidades SU4 a SU6 (Eoceno a Oligoceno) são caracterizadas por altas taxas de sedimentação e por uma progressiva migração do depocentro principal da

Bacia de Pelotas em direção ao sul. A taxa de sedimentação apresenta diminuição entre SU7 e SU10 (Oligoceno a Mioceno), com depocentros principais na região do Cone de Rio Grande. O mapeamento dessas unidades sugere a migração lateral de macroformas (como deltas) na área do Cone, algo a ser caracterizado em estudos de detalhe. Destaca-se a unidade SU9, depositada no Mioceno médio, que representa um pico de aporte sedimentar, ligado ao avanço do Cone bacia adentro. Por fim, a unidade SU11 também apresenta alta taxa de sedimentação, com acúmulo de sedimentos na região do talude e em partes mais profundas da bacia. Há indícios de um suave soerguimento epirogênico da margem continental nos últimos milhões de anos (Carreño *et al.*, 1999; Machado *et al.*, 2019, 2021), o que poderia ter contribuído para um maior aporte sedimentar na bacia. Todavia, a resolução temporal dos dados de soerguimento da margem e de deposição sedimentar na bacia não permite uma correlação precisa.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em síntese, a Bacia de Pelotas é uma bacia de margem passiva, desenvolvida a partir da abertura do Oceano Atlântico desde o Cretáceo. Sua coluna estratigráfica é dominada por rochas de granulometria fina, como folhelhos e pelitos, mas seu estágio inicial compreende rochas vulcânicas e carbonáticas. Devido à ausência de extensos depósitos evaporíticos, a bacia não apresenta estruturas geradas por halocinese e seus refletores sísmicos tendem a apresentar boa continuidade lateral por toda a bacia. O espesso pacote sedimentar, caracterizado por rochas finas e por ocasionais camadas de arenitos, pode favorecer à formação de trapas estratigráficas para hidrocarbonetos. Todavia, uma caracterização mais refinada da sequência deposicional da Bacia de Pelotas

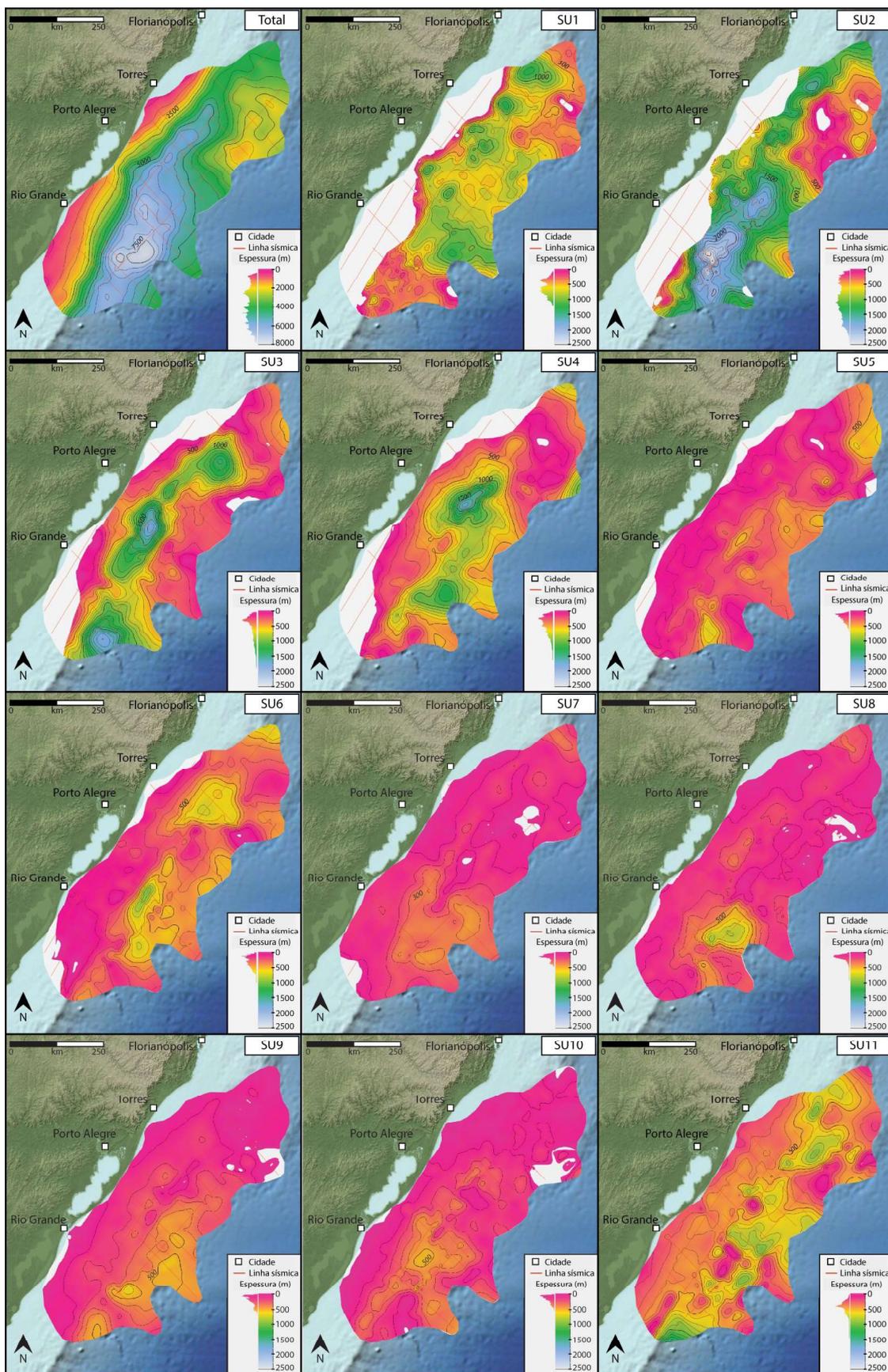


Figura 6 – Conjunto de mapas de isópacos (mapas de espessura) da Bacia de Pelotas, com linhas de contorno a cada 500 metros no mapa de espessura total e a cada 100 metros nos demais. O mapa de espessura total indica

que o maior pacote vulcano-sedimentar da bacia se encontra na região do Cone de Rio Grande, onde mais de 7.500 metros da coluna estratigráfica estão preservados, enquanto a região do Terraço de Rio Grande apresenta a menor espessura de depósitos pós-rifte. Destaca-se o depocentro na região do Cone de Rio Grande nos estágios mais recentes de desenvolvimento da bacia.

**Tabela 1** – Estimativas da extensão de cada unidade sísmica mapeada na Bacia de Pelotas. Área e volume total das unidades foram obtidos a partir do mapeamento sistemático das linhas sísmicas observadas na Figura 1. O volume total considera cada unidade como um volume sólido, sem descontar a porosidade. A profundidade para cada unidade sísmica é baseada nas informações do poço BPS6. Estimativas de porosidades mínima e máxima, para as litologias de cada unidade, foram obtidas a partir de Allen & Allen (2013), de forma que os volumes mínimos e máximos das unidades se referem apenas aos sedimentos, descontada a porosidade inferida. O intervalo de tempo de cada unidade sísmica é aproximado, visto a baixa resolução temporal dos pacotes vulcano-sedimentares. Valores aqui apresentados devem ser usados como referência para estudos mais detalhados na bacia.

Unidade sísmica	Área (m <sup>2</sup> )	Volume		Profun.		Porosidade		Volume		Intervalo (Ma)	Vol./Ma (m <sup>3</sup> /Ma)	Vol.mín./Ma (m <sup>3</sup> /Ma)	Vol.máx./Ma (m <sup>3</sup> /Ma)
		total (m <sup>3</sup> )	1,04E+14	(m)	-360	max (%)	mín (%)	mínimo (m <sup>3</sup> )	máximo (m <sup>3</sup> )				
SU11	2,28E+11	3,75E+13	-750	60	25	4,15E+13	7,77E+13	5	1,96E+13	7,82E+12	1,47E+13		
SU10	2,25E+11	4,51E+13	-870	50	14	1,88E+13	3,23E+13	6	5,96E+12	2,98E+12	5,12E+12		
SU9	2,21E+11	3,92E+13	-1020	45	10	2,48E+13	4,06E+13	4	1,05E+13	5,77E+12	9,45E+12		
SU8	2,23E+11	3,93E+13	-1400	44	10	2,20E+13	3,53E+13	7	5,52E+12	3,09E+12	4,97E+12		
SU7	2,21E+11	6,89E+13	-2060	36	6	2,51E+13	3,69E+13	5	8,18E+12	5,24E+12	7,69E+12		
SU6	2,18E+11	4,99E+13	-2290	28	5	4,96E+13	6,54E+13	6	1,13E+13	8,13E+12	1,07E+13		
SU5	1,96E+11	9,52E+13	-2720	25	4	3,74E+13	4,79E+13	4	1,28E+13	9,59E+12	1,23E+13		
SU4	1,94E+11	1,07E+14	-3900	21	3	7,52E+13	9,23E+13	10	9,52E+12	7,52E+12	9,23E+12		
SU3	1,72E+11	1,74E+14	-4370	15	2	9,14E+13	1,05E+14	42	2,56E+12	2,18E+12	2,51E+12		
SU2	1,73E+11	1,09E+14	-5368	17	2	1,44E+14	1,70E+14	23	7,48E+12	6,21E+12	7,33E+12		
SU1				13	2	9,48E+13	1,07E+14	7	1,56E+13	1,35E+13	1,52E+13		

tas é essencial para aperfeiçoar a compreensão da geodinâmica de ruptura do Gondwana Ocidental, assim como para melhor avaliar

hipóteses de exploração de seus recursos energéticos.

## REFERÊNCIAS

- Allen, P. A. & Allen, J. R. 2013. *Basin Analysis: Principles and applications to petroleum play assessment*. 3. ed. Wiley-Blackwell.
- ANP/UFRGS. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis / Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2008. *Projeto BAPEL: Reavaliação dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Pelotas*. Holz, M. (coordenador). Porto Alegre, UFRGS, 537p. (Relatório Interno)
- Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J. L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, N., Klingelheofer, F., Contrucci, I. & Labails, C. 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, 468(1-4): 98-112.
- Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C. & Ayup-Zouain, R. N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das seqüências posicionais. *Gravel*, 6(1): 125-138.
- Beglinger, S. E., Doust, H. & Cloetingh, S. 2012. Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. *Marine and Petroleum Geology*, 30(1): 1-25.
- Brown, R. W., Gallagher, K., Gleadow, A. J. & Summerfield, M. A. 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: Summerfield, M. A. (ed. ). *Geomorphology and global tectonics*. John Wiley and Sons Ltd, p. 255-281.
- Bueno, G. V., Zacharias, A. A., Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Falkenheim, F. U. H. & Martins Neto, M. A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 551-559.
- Buiter, S. J. & Torsvik, T. H. 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures?. *Gondwana Research*, 26(2): 627-653.
- Carreño, A. L., Coimbra, J. C. & Do Carmo, D. A. 1999. Late Cenozoic sea level changes evidenced by ostracodes in the Pelotas Basin, southernmost Brazil. *Marine Micropaleontology*, 37(2): 117-129.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375p.
- Ceolin, D., Fauth, G. & Coimbra, J. C. 2011. Cretaceous–Lower Paleogene ostracods from the Pelotas Basin, Brazil. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 91(2): 111-128.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F. & Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- Colli, L., Stotz, I., Bunge, H. P., Smethurst, M., Clark, S., Iaffaldano, G., Tassara, A., Guillocheau, F. & Bianchi, M. C. 2014. Rapid South Atlantic spreading changes and coeval vertical motion in surrounding continents: Evidence for temporal changes of pressure-driven upper mantle flow. *Tectonics*, 33(7): 1304-1321.
- Conti, B., De Jesus Perinotto, J. A., Veroslavsky, G., Castillo, M. G., De Santa Ana, H., Soto, M. & Morales, E. 2017. Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 83: 1-25.
- Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S. & Bechstädt, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Marine and Petroleum Geology*, 27(9): 1952-1980.
- De Oliveira, C. H. E., Jelinek, A. R., Chemale Jr, F. & Bernet, M. 2016. Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 666: 173-187.
- Dias, J. L., Sad, A. R., Fontana, R. L. & Feijó, F. J. 1994. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 235-245.
- Fontana, R. L. 1990. Desenvolvimento termo-

- mecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (coord. ). *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, p. 377-400.
- Fontana, R. L. 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Porto Alegre, 214p. (2 v. ). Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N. & Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793): 1156-1167.
- Machado, J. P. S., Jelinek, A. R., Bicca, M. M., Stephenson, R. & Genezini, F. A. 2019. West Gondwana orogenies and Pangaea break-up: thermotectonic effects on the southernmost Mantiqueira Province, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 176(6): 1056-1075.
- Machado, J. P. S. L., Jelinek, A. R., Stephenson, R., Gaucher, C., Bicca, M. M., Chiglino, L. & Genezini, F. A. 2020. Low-temperature thermochronology of the South Atlantic margin along Uruguay and its relation to tectonic events in West Gondwana. *Tectonophysics*, 784: 228439.
- Machado, J. P., Jelinek, A. R., Stephenson, R. & O'Sullivan, P. 2021. Thermochronology of South America passive margin between Uruguay and southern Brazil: A lengthy and complex cooling history based on (U-Th)/He and fission tracks. *Journal of South American Earth Sciences*, 106.
- McDermott, C., Collier, J. S., Lonergan, L., Fruhn, J. & Bellingham, P. 2019. Seismic velocity structure of seaward-dipping reflectors on the South American continental margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 521: 14-24.
- Miller, D. J., Ketzer, J. M., Viana, A. R., Kowsmann, R. O., Freire, A. F. M., Oreiro, S. G., Augustin, A. H., Lourega, R. V., Rodrigues, L. F., Heemann, R., Preissler, A. G., Machado, C. X. & Sbrissa, G. F. 2015. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 67: 187-196.
- Mohriak, W. 2012. Bacias da Margem Continental Divergente. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 466-480.
- Morales, E., Chang, H. K., Soto, M., Correa, F. S., Veroslavsky, G., De Santa Ana, H., Conti, B. & Daners, G. 2017. Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Petroleum Geoscience*, 23: 415-426.
- Payton, C. E. (Ed. ). 1977. *Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. . Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 516p. (vol. 26)
- Rosa, M. L. C. D. C., Barboza, E. G., Abreu, V. D. 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 Journal of Geology*, 47(2): 183-207.
- Rossetti, L., Lima, E. F., Waichel, B. L., Hole, M. J., Simões, M. S. & Scherer, C. M. 2018. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355: 98-114.
- Salomon, E., Passchier, C. & Koehn, D. 2017. Asymmetric continental deformation during South Atlantic rifting along southern Brazil and Namibia. *Gondwana Research*, 51: 170-176.
- Schattner, U., José Lobo, F., López-Quirós, A., Dos Passos Nascimento, J. L. & De Mahiques, M. M. 2019. What feeds shelf-edge clinoforms over margins deprived of adjacent land sources? An example from southeastern Brazil. *Basin Research*, 32(2): 12397.
- Stica, J. M., Zalán, P. V. & Ferrari, A. L. 2014.

The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná– Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50: 1-21.

Will, T. M. & Frimmel, H. E. 2018. Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. *Gondwana Research*, 53: 9-19.