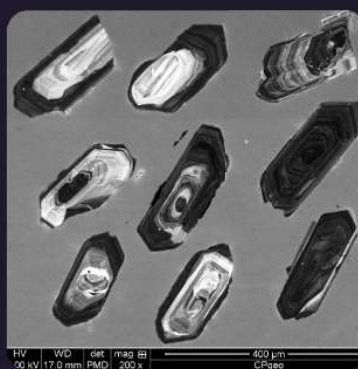


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

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

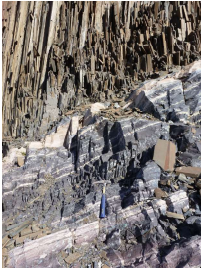
ANDRÉA RITTER JELINEK  
CARLOS AUGUSTO SOMMER



## 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.

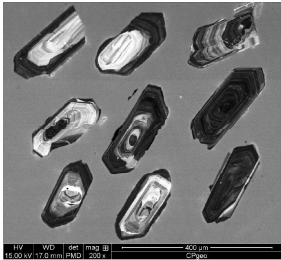


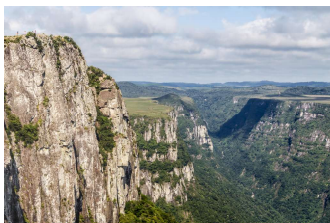
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



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

# O Terreno Pelotas e a Orogênese Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, da evolução magmática e tectônica

Carla Cristine **Porcher**<sup>1\*</sup>, Cristine **Lenz**<sup>2</sup>, Edinei **Koester**<sup>1</sup>, Vivianne Andrade **Bastos**<sup>3</sup>,  
Laércio **Dal Olmo-Barbosa**<sup>3</sup>, Daniel Triboli **Vieira**<sup>3</sup>, Rodrigo Chaves **Ramos**<sup>4</sup>,  
Viter Magalhães **Pinto**<sup>5</sup>, Anelise Losangela **Bertotti**<sup>6</sup>, Luís Alberto Davila **Fernandes**<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe

<sup>3</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

<sup>4</sup> Secretaria de Meio Ambiente e Preservação Ecológica, Prefeitura Municipal de Sapiranga

<sup>5</sup> Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas

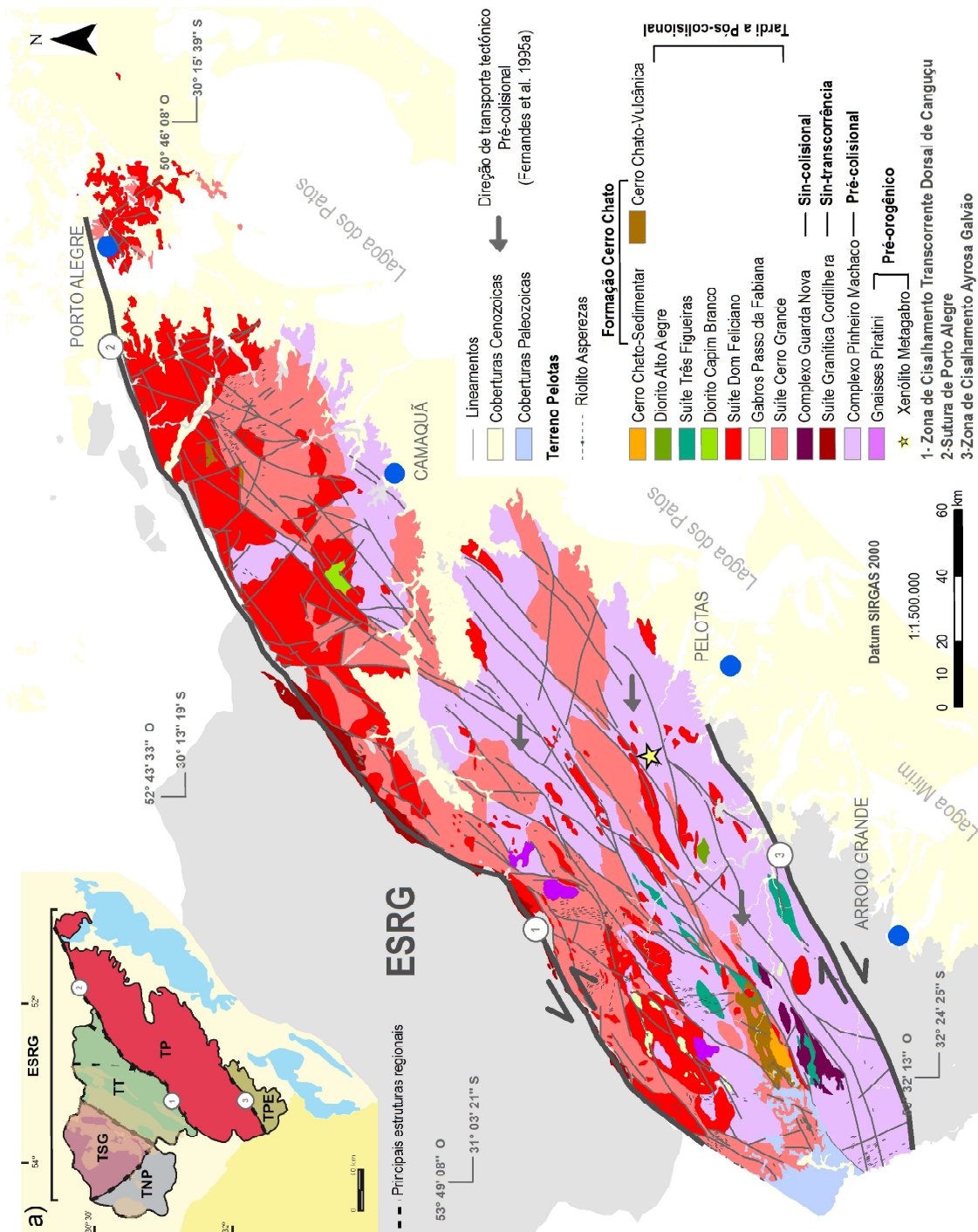
<sup>6</sup> Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco

\*autor correspondente: carla.porcher@ufrgs.br

*Dedicado ao professor Márcio M. Pimentel, uma grande pessoa, um profissional inspirador  
e um pesquisador brilhante, que nos deixou cedo demais.*

## 1 INTRODUÇÃO

O arcabouço geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) é formado por cinco terrenos principais (ver Koester *et al.*, 2021, Capítulo 1 deste livro, e refs.): Terreno Nico Pérez (TNP), Terreno São Gabriel (TSG), Terreno Tijucas (TT, incluindo o Terreno Encruzilhada), Terreno Pelotas (TP) e Terreno Punta del Este (TPE). O Terreno Pelotas (TP) (Fig. 1), foco deste capítulo, corresponde a um domínio tectônico do ESRG, predominantemente constituído por rochas plutônicas neoproterozoicas, aflorantes no leste do Rio Grande do Sul. Quando correlacionado ao seu equivalente, no leste do Uruguai, e com o do estado de Santa Catarina, é denominado Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis (ver Vieira *et al.*, 2020). No presente capítulo, será apresentada uma revisão dos dados publicados nas últimas décadas sobre este segmento do ESRG, buscando apresentar uma definição atualizada para o mesmo.



## 2 O TERRENO PELOTAS

O TP é um terreno de idade neoproterozoica, essencialmente plutônico, delimitado por estruturas transcorrentes

litosféricas, de direção predominante NE-SW, correspondendo à expressão geológica do Domínio Geofísico Leste (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b), excluindo-se dele o Domínio Geofísico Sudeste (Ramos *et al.*, 2014). Os

granitoides são predominantemente criogenianos e ediacaranos, posicionados em contextos de arco magmático e pós-colisional, com vários corpos associados a zonas de cisalhamento regionais (Philipp, 1998; Bitencourt & Nardi, 2000; Koester *et al.*, 2001; Oriolo *et al.*, 2018).

Ao longo de décadas, o TP vem sendo denominado de diferentes formas, como Maciço Mediano de Pelotas (Hasui *et al.*, 1975), Batólito Pelotas (Fragoso César *et al.*, 1986; Philipp, 1998) e, mais recentemente, Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas (Bossi & Gaucher, 2004). O termo Terreno Cuchilla Dionísio (TCD) foi proposto por Bossi & Gaucher (2004), originalmente, no Uruguai, como “uma unidade tectonoestratigráfica, compreendendo um embasamento metamórfico de idade paleo- a mesoproterozoica, intensamente retrabalhado e intrudido por granitos orogênicos, sin a tardi-colisionais, entre 680 Ma e 550 Ma”, que ocorre a leste da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena. Posteriormente, pelo reconhecimento da ocorrência de rochas ofiolíticas do Complexo Arroio Grande e de rochas metamórficas e granitoides distintos, ao sul da Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (ZCAYG), essa estrutura foi definida como limite entre o TCD-TP e o TPE (Ramos *et al.*, 2017). Em sua extensão, desde o Uruguai, até Santa Catarina, o Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis compreende os batólitos Aiguá, no Escudo Uruguaio, Pelotas, no Escudo Sul-Rio-Grandense, e Florianópolis, no Escudo de Santa Catarina (Basei *et al.*, 2000; Bossi & Gaucher, 2004), formando um cinturão granítico descontínuo (Basei *et al.*, 2000).

O termo terreno será adotado, no presente capítulo, por ser um conceito geotectônico de ampla utilização, podendo ser caracterizado como “contextos litotectônicos limitados integralmente por falhas importantes, e cuja composição e idade são diferentes dos terrenos vizinhos” (Brito Neves, 2011).

Uma definição mais precisa, segundo o mesmo autor, descreve os terrenos tectonoestratigráficos como segmentos crustais (litosféricos), com uma evolução própria e distinta da dos segmentos circundantes, sendo totalmente delimitados por sistemas de falhas regionais. O Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Florianópolis se enquadraria no conceito de terreno magmático, segundo a classificação citada por Kearey *et al.* (2009).

A evolução do TP está relacionada à Orogênese Pinheiro Machado, na qual ocorreu, há *ca.* de 630 Ma, a geração de zonas de cisalhamento NE-SW, de escala litosférica, concomitante ao Arco Pinheiro Machado (APM), como resultado da convergência entre os crátons Kalahari, Río de la Plata e Congo (Ramos *et al.*, 2018; Vieira *et al.*, 2019b).

### 3 ESTRATIGRAFIA DO TERRENO PELOTAS

A rocha mais antiga, identificada recentemente, no TP, ocorre na forma de um xenólito de metagabro, com idade paleoproterozoica (~2.0 Ga) (Vieira *et al.*, 2019a), no Complexo Pinheiro Machado. Rochas de idade toniana-criogeniana afloram, de forma esparsa, no TP, e são representadas pelos Gnaisses Piratini (Fig. 2E) (Tambara *et al.*, 2019) e pelos Gnaisses Chácara das Pedras (Philipp & Campos, 2004; Koester *et al.*, 2016).

As principais rochas do TP estão associadas ao Complexo Pinheiro Machado (Fig. 2A), com idades de cristalização U-Pb em zircão entre 633 Ma e 609 Ma (ver Loureiro *et al.*, 2021, e refs). Esse complexo ocorre, ao longo do TP, ocupando uma área de *ca.* 10.000 km<sup>2</sup>, composto por rochas dioríticas a sienograníticas, com xenólitos de anfibólito, além de ortognaisses pré-orogênicos (ver Bastos *et al.*, 2020 e refs).

Rochas metassedimentares são raras nesse terreno, limitando-se, até o momento,

ao Complexo Guarda Nova (Fig. 2C), anteriormente denominado Xistos e Quartzitos Herval (Fragoso César *et al.*, 1986). Esse complexo é composto, essencialmente, por metassedimentos de médio grau metamórfico (Cruz, 2019).

Entre 610 Ma e 560 Ma, ocorrem intrusões de diversos corpos graníticos no TP, sendo os principais e mais antigos, incluídos nas Suítes Cerro Grande e Dom Feliciano (Fig. 2D e 2E), que possuem área de exposição semelhante à do Complexo Pinheiro Machado. O termo Suíte Cerro Grande (Cruz, 2019) inclui os monzogranitos grossos a porfiríticos da antiga fácies Cerro Grande, da Suíte Dom Feliciano, enquanto, na última suíte, predominam as composições sienograníticas. Segundo o mesmo autor, a Suíte Cerro Grande é constituída pelos granitos Arroio Moinho, Jaguarão-Chico, Cancelão e Monte Bonito, enquanto, na Suíte Dom Feliciano, predomina o Granito Cerro do Sandi.

Além das rochas graníticas, ocorre, com idade semelhante à das suítes acima, uma associação de rochas predominantemente gabbroicas (Fig. 2F), na qual a principal ocorrência é a dos Gabros Passo da Fabiana (~590 Ma) (Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021). Conforme os mesmos autores, aflora, no sudeste do TP, outra associação básica, diorítica, cujo principal corpo é o Diorito Alto Alegre (~560 Ma), e o Diorito Capim Branco, a NE, nas imediações de Dom Feliciano.

A ocorrência de magmatismo sin-transcorrência peraluminoso (Suíte Três Figueiras) ocorre, ainda, ao longo das principais zonas de cisalhamento (Klein *et al.*, 2018; Cruz, 2019), além de outros corpos graníticos, de menor escala.

Por fim, rochas sedimentares e vulcânicas caracterizam a Formação Cerro Chato, e, em idade 560 Ma, ocorre a cristalização das rochas subvulcânicas, vinculadas aos Riolitos Asperezas (Cruz, 2019). Essas rochas

foram interpretadas, como correlatas às da Bacia do Camaquã (Noll Filho *et al.*, 2018).

#### 4 LIMITES DO TERRENO PELOTAS E MAGMATISMO SIN-TRANSCORRÊNCIA

Os limites do TP foram estabelecidos, com base em geofísica e em geologia, marcados por estruturas transcorrentes de escala litosférica, com magmatismo sin-transcorrente associado. Conforme Tommasi *et al.* (1994), a continuidade do magmatismo e sua abundância ao longo dessas estruturas, indica que estas zonas possuem escala litosférica. Bitencourt & Nardi (2000) consideram essas zonas de cisalhamento, parte do extenso Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro.

O limite oeste do TP com o TT (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995b), coincide com a porção sul da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e com a Sutura de Porto Alegre (SPA) (Fig. 1). Essas zonas de cisalhamento NE-SW são subverticais e apresentam movimentação sinistral (Fernandes *et al.*, 1995a). O magmatismo sin-transcorrência é predominantemente peraluminoso, com afinidade cálcio-alcálica alto-K (Koester *et al.*, 2001; Philipp *et al.*, 2013; Vieira *et al.*, 2020), representado na porção sul da ZCTDC e correlacionável à Suíte Granítica Cordilheira. As idades obtidas para esta suíte variam de 625 Ma a 607 Ma (Philipp *et al.*, 2013; Vieira *et al.*, 2020), indicando que as idades de formação desse limite são contemporâneas às do magmatismo do Complexo Pinheiro Machado. A geração de calor para a fusão e para a produção do magmatismo sin-cinemático na ZCTDC, pode ser relacionada com *shear heating*, relaxamento termal, aquecimento crustal, intrusão de magma mantélico precoce, ou mesmo, decompressão após o pico do metamorfismo da Orogênesse Piratini (Tommasi *et al.*, 1994; Bitencourt & Nardi, 2000; Koester *et*



al., 2001; Philipp et al., 2013; Vieira et al., 2020).

O limite sudeste do TP com o TPE é marcado pela ZCAYG (Ramos et al., 2017). Esse limite também apresenta mudança de assinatura geofísica, sendo sugerido inicial-

mente por Costa (1997), e confirmado por Ramos et al. (2014) e por Cruz (2019). Na área afetada pelas ZCAYG e Arroio Grande (ZCAG) ocorre magmatismo sin-transcorrência, com destaque para o Granito Três Figueiras (Philipp et al., 2013; Klein et al., 2018),



**Figura 2** – Principais unidades do Terreno Pelotas, representativas das etapas evolutivas da Orogenia Pinheiro Machado: A) Magmatismo pré-colisional: Complexo Pinheiro Machado, B) Magmatismo sin-cinemático à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: Suíte Granítica Cordilheira; C) Sedimentação e metamorfismo sin-colisional: Complexo Guarda Nova; D) Magmatismo tardi a pós-orogênico: Suíte Cerro Grande; E) Magmatismo tardi a pós-orogênico: Suíte Dom Feliciano com xenólito pré-orogênico de Gnaiss Piratini; F) Magmatismo tardi a pós-orogênico: Gabros Passo da Fabiana.

um leucogranito peraluminoso, com idade de ca. 585 Ma, e o Granito Chasqueiro, composto por monzo a sienogranitos porfíricos, de afinidade cálcio-alcalina alto-K com idade de cristalização de 574 Ma (Vieira et al., 2016).

## 5 A OROGÊNESE PINHEIRO MACHADO

As etapas evolutivas da Orogênese Pinheiro Machado (Tab. 1)(Fig. 3) envolvem (Ramos et al., 2018; Vieira et al., 2020): (i)

uma etapa pré-colisional, com geração do APM (633-609 Ma), relacionada ao fechamento de bacias oceânicas (por exemplo, paleo-oceano Adamastor Sul); (ii) uma etapa sin-colisional (ca. 610 Ma), bem como uma possível reativação das zonas de cisalhamento de tendência NE-SW, com geração de metamorfismo orogênico; (iii) uma etapa tardi a pós-colisional (610-560 Ma), com intenso magmatismo.

## 5. 1 Evolução Geológica Pré-orogênese

O TP apresenta evidências de uma crosta pré-orogênica paleoproterozoica, com restritas idades mesoproterozoicas, e registros do estágio inicial da colagem brasileira/pan-africana (Toniano-Criogeniano), a qual acomodou um arco continental tipo andino (Arco Piratini – ca. 790-680 Ma), que colidiu com o Terreno São Gabriel, em 650-640 Ma (Vieira *et al.*, 2019b).

O reconhecimento do embasamento pré-orogênico nesse terreno é dificultado pelo intenso magmatismo ediacarano, que afetou esse segmento crustal, durante a Orogênese Pinheiro Machado, possivelmente, também potencializado pelo nível crustal atualmente exposto. O registro deste embasamento pode ser dividido em: crosta pré-brasiliana e crosta associada à Orogênese Piratini. Os dados existentes sobre esses períodos da evolução crustal podem ser encontrados como registro litológico em xenólitos e em corpos mapeáveis e como evidências de herança crustal, por geoquímica isotópica e por idades de zircões herdados.

Essas ocorrências são usualmente agrupadas, sob a denominação Septos do Embasamento (Philipp & Machado, 2002), que engloba as diversas ocorrências de rochas metamórficas de baixo a alto grau, encontradas em diferentes áreas do TP, tanto na forma de xenólitos como em ocorrências

maiores (*e.g.* Gnaisses Piratini, Gnaisses Chácara das Pedras). Em estudos recentes (Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019; Vieira *et al.*, 2019a), foi verificado que duas ocorrências conhecidas apresentam idades mais antigas do que o Neoproterozoico.

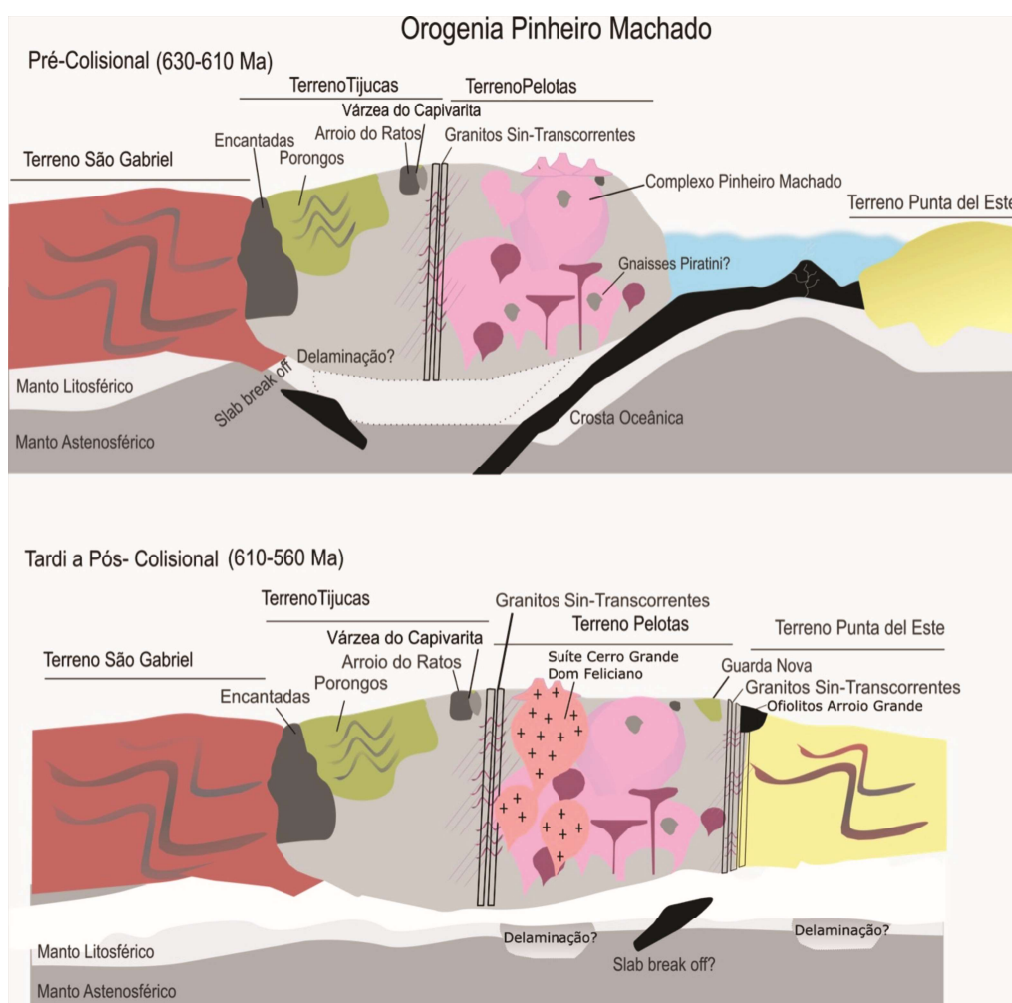
A presença de ortognaisses de idade paleoproterozoica é relatada na região de Porto Alegre (Philipp & Campos, 2004) e na região de Pelotas-Canguçu. Nessa última localidade, Vieira *et al.* (2019a) reportaram a ocorrência de um xenólito de metagabro de dimensões métricas (Fig. 2E), com idade magmática U-Pb SHRIMP em zircão de 2,1 Ga (núcleo) e metamorfismo em 616 Ma, (borda).

Idades mais antigas do que o Neoproterozoico, para a crosta do TP, também são indicadas por idades  $T_{DM}$  e U-Pb em zircões herdados nos granitoides neoproterozoicos. Uma síntese das idades  $T_{DM}$  publicadas para o TP é apresentada por Koester *et al.* (2021), sendo que os valores variam entre 2310-1748-1666 Ma, para os Gnaisses Piratini, 2300-1860-1510 Ma, para as rochas do Complexo Pinheiro Machado, 2740, para o granito Capão do Leão, e 1460 Ma, para o Granito Arroio Moinho. As idades U-Pb de zircão herdado, obtidas nos Gnaisses Chácara das Pedras (Koester *et al.*, 2016), são, principalmente, paleoproterozoicas (1924-1760 Ma), com ocorrência de um zircão mesoproterozoico (1089 Ma). Nos Gnaisses Piratini, idades herdadas similares, arqueanas a mesoproterozoicas (2725-2127-1785-1023 Ma), foram encontradas por Tambara *et al.* (2019).

As rochas pré-orogênicas de idade toniana são registros do magmatismo da Orogênese Piratini (*sensu* Ramos *et al.*, 2018), verificadas nos Gnaisses Piratini (Tambara *et al.*, 2019) e nos Gnaisses Chácara das Pedras (Koester *et al.*, 2016). Esses ortognaisses têm composição diorítica a granodiorítica, com assinatura de arco magmático continental (Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019),

**Tabela 1** – Síntese da evolução tectônica do Terreno Pelotas e da Orogenia Pinheiro Machado. Ver texto para detalhes.

Episódio tectônico		Período (Ma)	Mecanismo/Ambiente tectônico	Unidades
Registros pré-orogêneses Pinheiro Machado	Crosta paleoproterozoica	2000	Arco de ilha (?)	Xenólito metagabro
	Orogenia Piratini	~780	Arco continental	Gnaisses Piratini, Gnaisses Chácara das Pedras
		660 a 640	Colisão	Metamorfismo e deformação dos gnaisses Piratini e Chácara das Pedras
Orogêneses Pinheiro Machado	Pré-Colisional	633 a 610	Arco continental + Magmatismo sin-cinemático a ZCTDC	Complexo Pinheiro Machado, Suíte Granítica Cordilheira
	Sin-Colisional	ca. 610	Colisão oblíqua/metamorfismo	Complexo Guarda Nova
	Tardi a Pós-Colisional	610 a 560	Soerguimento e colapso do orógeno/magmatismo pós-tectônico	Suítes Cerro Grande e Dom Feliciano; Gabros Passo da Fabiana; Suíte Três Figueiras; Dioritos Capim Branco e Alto Alegre; Formação Cerro Chato (ocorrência Cerro Chato)
	Pós-Orogênico	>=560	Colapso orogênico e rebaixamento do orógeno	Formação Cerro Chato (ocorrência Cerro Partido)



**Figura 3** – Evolução simplificada das etapas pré-colisional e pós-colisional da Orogenia Pinheiro Machado. Ver texto para detalhes.

com idade de cristalização magmática entre 784 Ma e 777 Ma (Silva *et al.*, 1999; Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019). O metamorfismo sin-colisional está registrado nesses ortognaisses por um bandamento bem desenvolvido, gerado por condições de fácies anfibolito médio a superior, afetado por dobras intrafoliais e por transposição (Philipp & Machado, 2002; Philipp & Campos, 2004). As idades U-Pb SHRIMP do metamorfismo, obtidas nas bordas e nos núcleos dos zircões com zonações convolutas, são de *ca.* 660-650 Ma (Koester *et al.*, 2016; Tambara *et al.*, 2019).

A Orogênese Piratini ocorreu, segundo Ramos *et al.* (2018), devido ao fechamento do Oceano Charrua, formando um arco do tipo andino, com posterior colisão do TSG (+ TNP) com o embasamento do TT (Gnaisses Encantadas, Granitoides Milonitizados de Santana da Boa Vista e de Arroio dos Ratos). Rochas com assinaturas de arco continental, de idade toniana-criogeniana e de metamorfismo orogênico criogeniano, possivelmente associadas ao Arco Piratini e a sua colisão, afloram, hoje, em diferentes terrenos, tais como no TT (metavulcânicas do Complexo Porongos, Gnaisses do Complexo Várzea do Capivarita) e no TPE (Gnaisses Arroio Pedrado e Cerro Bori), além dos afloramentos supracitados do TP.

## 5.2 Magmatismo Pré-colisional - Complexo Pinheiro Machado

Durante o período pré-colisional da Orogênese Pinheiro Machado, houve a geração de um arco magmático continental, durante o Ediacarano, que originou as rochas do Complexo Pinheiro Machado (CPM). Essas rochas foram anteriormente associadas ao Arco Piratini (Fragoso-César, 1991) e, posteriormente, Ramos *et al.* (2018) interpretaram como associadas a um arco continental mais jovem, desenvolvido, principalmente,

sobre as rochas geradas na Orogênese Piratini, durante o fechamento do paleo-oceano Adamastor Sul, entre *ca.* 640-600 Ma (Ramos *et al.*, 2020). O magmatismo desse arco se inicia imediatamente após a colisão continental entre o Arco de São Gabriel e o Arco Piratini (*ca.* 660-640 Ma), com a inversão do sentido de subducção, para o fechamento do paleo-oceano Adamastor Sul (Ramos *et al.*, 2020). Dessa forma, a cunha de manto, sob o Arco Pinheiro Machado, possivelmente sofreu influência de processos associados à Orogênese Piratini, tais como metassomatização do manto, *slab break-off* e delaminação litosférica, comumente associadas às colisões continentais (*e.g.* Song *et al.*, 2015), além dos clássicos processos geradores do magmatismo do APM.

O CPM corresponde a um expressivo e importante magmatismo, de escala batolítica, na evolução do Terreno Pelotas, representando a fase pré-colisional da Orogênese Pinheiro Machado (Tab. 1). Fragoso César *et al.* (1986) inicialmente definiram a unidade como Complexo Granítico Gnáissico Pinheiro Machado. Posteriormente, esta foi designada, por Philipp (1998), como Suíte Pinheiro Machado, considerando a preservação predominante de texturas magmáticas, com tramas deformacionais restritas a zonas de cisalhamento. No entanto, o termo Complexo Pinheiro Machado é utilizado por diversos autores (*e.g.* Hueck *et al.*, 2018; Bastos *et al.*, 2020; Loureiro *et al.*, 2021), a fim de denotar o expressivo volume de rochas plutônicas e a sua composição expandida, assim como acontece no arco magmático andino (*e.g.* Complexo Plutônico Costeiro).

Os granitoides do CPM são cálcio-alcalinos de médio a alto-K, com ocorrência de monzogranitos e de granodioritos. Além destes, ocorrem dioritos e tonalitos, em forma de enclaves, e intrusões tabulares de sienogranitos subordinadas (Philipp, 1998). Essas rochas possuem foliação ígnea marcada pela

orientação de fenocristais de K-feldspato e de *schlieren* de biotita. A atuação de zonas de cisalhamento sub-horizontais causa deformação no estado sólido, com lineações orientadas NW-SE (Fernandes *et al.*, 1995a), enquanto zonas de cisalhamento transcorrente tardias geram proto a ultramilonitos, bem como filonitos localizados (Philipp *et al.*, 2002).

Estudos de detalhe desenvolvidos nas rochas das pedreiras próximas a Monte Bonito indicaram a colocação em múltiplos pulsos magmáticos contínuos para o CPM, a profundidades de 20 a 30 km, além do processo de refusão de fases minerais precoces, na presença de fluidos (Bastos *et al.*, 2020). Loureiro *et al.* (2021) demonstram que esta porção do CPM cresceu, como resultado da interação destes pulsos comagmáticos, com magmatismo ativo por, pelo menos, 8 Ma e com processo de anatexia atuante por > 15 Ma.

Dados geocronológicos do CPM foram obtidos, através de U-Pb (TIMS) em zircão, resultando em idades de  $623 \pm 2$  Ma,  $616 \pm 2$  Ma e  $610 \pm 5$  Ma (Babinski *et al.*, 1997). Silva *et al.* (1999) também analisaram U-Pb (SHRIMP) em zircão nos tonalitos do CPM, obtendo idade de cristalização de  $609 \pm 15$  Ma. Através do método Pb-Pb, Philipp *et al.* (2003) indicaram a cristalização destas rochas, em  $625 \pm 4$  Ma. Cruz (2019) calculou a idade magmática de  $633 \pm 4$  Ma, utilizando U-Pb em zircão, em um monzogranito deste complexo. O estudo mais recente de Loureiro *et al.* (2021) obteve idades de cristalização de  $615,5 \pm 3,1$  e de  $607,6 \pm 3,5$  Ma, pelo mesmo método, em diorito e em sienogranito, respectivamente.

### 5.3 Sedimentação e Metamorfismo Colisional

O período colisional da Orogênese Pinheiro Machado deve ter ocorrido próxi-

mo ao encerramento do magmatismo do APM (ca. 610 Ma), seguido, imediatamente, do magmatismo tardi a pós-colisional (610-560 Ma). Não há registro de espessamento crustal evidente e o movimento tectônico passa a ser predominantemente transcorrente, o que sugere uma mudança de regime convergente para o transpressivo, com *soft docking*.

A ocorrência de rochas com registro de metamorfismo regional no TP é bastante restrita, estando representada pelo Complexo Guarda Nova (Cruz, 2019). Esse complexo é formado por uma sequência de quartzitos puros, micáceos e feldspáticos, com os quais se intercalam rochas plutônicas deformadas (Cruz, 2019). A presença de paragênese composta por muscovita, biotita e quartzo, granada e, localmente, sillimanita (fibrolita), é indicativa de condições de metamorfismo de fácies anfíbolito, associadas ao desenvolvimento de foliação metamórfica, com feições indicativas de fluxo não coaxial associadas (Cruz, 2019).

As idades de zircão detrítico entre  $613 \pm 11$  e  $2144 \pm 15$  Ma levaram Cruz (2019) a descaracterizar a unidade como Septo do Embasamento, conforme proposto, originalmente, por Philipp & Machado (2002), e a considerar que a formação dessa paleobacia ocorreu, no máximo, no Ediacarano. A idade de 613 Ma de zircão detrítico é sugestiva de que, tanto a sedimentação quanto o metamorfismo dessas rochas no Ediacarano são síncronas à Orogênese Pinheiro Machado.

### 5.4 Magmatismo Tardi a Pós-colisional

De acordo com Song *et al.* (2015), o magmatismo tardi- a pós colisional ocorre após o evento colisional. Nos períodos iniciais (tardi-colisional), ainda existem movimentações horizontais, como falhas, rotação, extrusão e cisalhamento, ao longo de gran-

des zonas. Nas etapas mais tardias (pós-colisionais), os processos de exumação e de colapso predominam, com importantes interações magmáticas manto/crosta. Segundo os mesmos autores, os magmas formados durante essas etapas são: (i) cálcio-alcálicos alto-K e potássicos, derivados do manto metassomatizado; (ii) granitos peraluminosos, de fusão crustal; e (iii) granitos do tipo I, formados por fusão da crosta inferior e por interação com o manto, comumente gerando magmas máficos.

Estima-se que o período tardi a pós-colisional inicie com a intrusão da Suíte Cerro Grande, em ~610 Ma (Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021), e que a última manifestação plutônica ocorra em 562 Ma (magmas dioríticos). Esse período é condizente com o período estimado para eventos magmáticos tardi a pós-colisionais, de 10-40 Ma (Song *et al.*, 2015).

O magmatismo registrado nas suítes Cerro Grande e Dom Feliciano compõe parte expressiva do TP. A primeira Suíte representa a antiga fácies Cerro Grande, da Suíte Dom Feliciano, com predomínio de monzogranitos grossos a porfiríticos, de afinidade cálcio-alcálica. Na segunda, predominam sienogranitos, de afinidade cálcio-alcálica alto-K a predominantemente alcalina, com monzogranitos, com feldspato alcalino granitos e com quartzo sienitos subordinados, e raras ocorrências de enclaves e de xenólitos (Cruz, 2019). Também ocorrem, neste contexto, corpos básicos e vulcânicos associados, de dimensões quilométricas (ver Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2018 e refs).

O posicionamento da Suíte Cerro Grande é, principalmente, tardi a pós-colisional, com ocorrência de faixas miloníticas, ao longo da suíte, de idade estimada entre 610 Ma e 595 Ma (Babinski *et al.*, 1997; Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021). A Suíte Dom Feliciano é, essencialmente, pós-colisional, com rochas pouco ou não deformadas. Estima-se que a idade de cristalização destas rochas seja em

torno de 590 Ma, obtidas em leucosienogranitos (Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021).

Recentemente, Völz *et al.* (2020) caracterizaram monzogranitos, incluídos no Granito Grupelli (578 ± 4 Ma, por U-Pb SHRIMP em zircão), como representantes do magmatismo mais evoluído em relação às Suítes Cerro Grande e Dom Feliciano.

A colocação de vários corpos básicos também ocorre nesta fase pós-colisional do TP, em pequenas ocorrências, disseminadas em meio aos granitoides, como os Gabros Passo da Fabiana, Diorito Alto Alegre e Diorito Capim Branco. Estas rochas registram a participação de líquidos basálticos hidratados, cálcio-alcálicos alto-alumina, posicionados no TP entre 590 Ma e 560 Ma (Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021). Segundo os mesmos autores, o influxo destes líquidos de derivação mantélica é controlado e posicionado nos níveis superiores da crosta, por meio de descontinuidades litosféricas, as quais são comuns na estruturação desta porção do ESRG.

Rochas vulcânicas efusivas e particuladas também compõem o cenário do magmatismo pós-colisional na porção sul do TP, com idades de 630,4 ± 2,8 Ma na ocorrência Cerro Chato da Formação Cerro Chato, correlacionável à Formação Maricá (Noll Filho *et al.*, 2018).

## 5. 5 Magmatismo Pós-orogênico

O estágio pós-orogênico é, de modo geral, representado pelo colapso orogênico, com extensão associada, causando perda de altura e espalhamento lateral da massa orogênica (*e.g.* Dewey *et al.*, 1993), acompanhado de magmatismo pós-orogênico, gerado em condições extensionais.

O estágio pós-orogênese Pinheiro Machado está representado no TP pelas rochas subvulcânicas da ocorrência Cerro Partido, da Formação Cerro Chato (561,1 ± 2,2

Ma) (Noll Filho *et al.*, 2018), que são correlacionadas à etapa pós-orogênica da sub-bacia Arroio Santa Bárbara, da Bacia do Camaquã (*sensu* Paim *et al.*, 2014). Neste período, também ocorre magmatismo, na forma de enxames de diques ácidos a básicos, bem como rochas subvulcânicas associadas, na unidade Riolitos Asprezas (Cruz, 2019), nas proximidades de Pinheiro Machado. Estas rochas apresentam idades de cristalização em torno de 550 Ma (Zanon *et al.*, 2006).

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O TP é um terreno magmático de idade predominantemente ediacarana, delimitado por grandes estruturas transcorrentes, com magmatismo sin-cinemático associado, e evolução tectônica vinculada à Orogênese Pinheiro Machado. A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu - Sutura de Porto Alegre estabelece o limite oeste do TP com o TT, em cerca de 625-607 Ma, concomitante ao magmatismo do Arco Pinheiro Machado (633-609 Ma). A sudeste do TP, o limite com o TPE é definido pela ZCAYG, em cerca de 575 Ma.

A crosta pré-orogênese Pinheiro Machado do TP é paleoproterozoica (*ca.* 2.0 Ga) e foi afetada pela Orogênese Piratini (780-640 Ma). O desenvolvimento da Orogênese Pinheiro Machado, em decorrência do fechamento do paleo-oceano Adamastor Sul, e o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu - Sutura de Porto Alegre e da ZCAYG, levou à formação do TP, com a segmentação do Arco Piratini.

As etapas evolutivas da Orogênese Pinheiro Machado compreendem: (i) uma etapa pré-colisional, representada pelo APM (633 Ma a 609 Ma) e pelo magmatismo sin-transcorrência da Suíte Granítica Cordilheira; (ii) uma etapa sin-colisional (*ca.* 610 Ma), representada pelo metamorfismo orogênico do Complexo Guarda Nova; (iii) uma etapa tardi

a pós-colisional, representada por grande volume de magmas de afinidades cálcio-alcálicas alto-K a alcalinas, das Suítes Cerro Grande (~610-595 Ma) e Dom Feliciano (~590 Ma), com magmatismo básico gabroico concomitante (*e.g.* Gabros Passo da Fabiana - 591 Ma), e por granitos peraluminosos sin-transcorrentes (Suíte Três Figueiras -575 Ma). Ocorrem, posteriormente, intrusões básicas (dioritos Capim Branco e Alto Alegre, *ca.* 562 Ma). Os últimos pulsos magmáticos registrados no Terreno Pelotas estão representados pelas rochas subvulcânicas do Cerro Partido (*ca.* 560 Ma), correlacionáveis às unidades da bacia pós-orogênica da Sub-bacia Arroio Santa Bárbara, da Bacia do Camaquã, representando o fim da Orogênese Pinheiro Machado.

## REFERÊNCIAS

- Babinski, M., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A., & Silva, L. C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 263–274.
- Basei, M. A. S., Siga, J. R. O., Masquelin, H., Harara O. M., Reis Neto, J. M. & Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain the Rio de La Plata craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *In*: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds. ) *Tectonic Evolution of South American Platform*. Rio de Janeiro, SBG, p. 311-334.
- Bastos, V. A., Koester, E., Lenz, C., Dal Olmo-Barbosa, L., Porcher, C. C., Loureiro, P. O., Vieira, D. T., Ramos, R.C. & Cedeño, D.G. 2021. Contribution to the understanding of the Pinheiro Machado Complex (Dom Feliciano Belt, Brazil): A study of textures, mineral chemistry, and crystallization conditions. *Geological Journal*, 56: 1012– 1033.

- Bitencourt, M. F. & Nardi, L. V. S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187.
- Bossi, J. & Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3): 661-674.
- Brito Neves, B. B. 2011. Terrenos Tectonoestratigráficos e/ou "Maciços". Evolução do conceito e aplicação na Zona Transversal da Província Borborema. *Terrae Didat.*, (15): 1-28.
- Cruz, R. F. (Org. ) 2019. *Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul*. Relatório do Programa geologia, mineração e transformação mineral. Porto Alegre, CPRM.
- Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E. & Gastal, M. C. 2018. Rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS: petrografia e geoquímica das associações I e II. *Geologia USP*, 18(2): 149-170. (Série Científica)
- Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C. & Grings, D. C. 2021. Crystallization ages of the basic intrusive Ediacaran magmatism in the southeastern Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: implications in the belt geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 108: 103143
- Dewey, J. F., Ryan, P. D. & Andersen, T. B. 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. *Geological Society*, London, Special Publications, 76(1): 325-343.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II - Uma contribuição a partir de assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- Fragoso-César, A. R. S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP.
- Fragoso-César, A. R. S., Figueiredo, M. C. H., Soliano JR., E. & Faccini, U. F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/ Eo-Paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: 34 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia. *Anais. .*, v. 3, p. 1322-1343.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R. & Coimbra, A. M. 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 257-267.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Phillip, R. P., Basei, M. A. S & Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S, Oyhantçabal, P. & Oriolo, S. (eds). *Geology of Southwest Gondwana*, Springer, p. 267-302.
- Kearey, P., Klepeis, A. & Vine, F. J. 2009. *Global Tectonics*. 3. ed. Wiley Blackwell, 482p.
- Klein, F. G., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C., Ramos, R. C. & Philipp, R. P. 2018. Geologia do Granito Três Figueiras: magmatismo peraluminoso de 585 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, 45(2): e0665.
- Koester, E., Bertotti, A. L., Porcher, C. C., Lenz, C., Vieira, D. T., Bastos, V. A., Olmo-Barbosa, L. D., Ramos, R. C. & Pinto, V. M. 2021. A evolu-



- ção crustal do Escudo Sul-Rio-grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. In: Sommer, C. & Jelinek, A. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre, SBG.
- Koester, E., Porcher, C. C., Pimentel, M. M., Fernandes, L. A. D., Vignol-Lelarge, M. L., Oliveira, L. D. & Ramos, R. C. 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 155-166.
- Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L. A. D., Soliani Jr, E., Nardi, L. V. S. & Kraemer, G. 2001. Petrologia dos Granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 131-140.
- Loureiro, P. O., Koester, E., Weinberg, R. F., Lenz, C., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Bastos, V. A., Knijnik, D. & Pimentel, M. M. 2021. Recycling and hybridization of incremental episodes of magma intrusions: Pinheiro Machado Complex, Southeastern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 104: 102922.
- Noll Filho, R., Sommer, C. A., Lima, E. F., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. 2018. High-silica Ediacaran volcanism in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Geological Journal*, 54(1): 1413-1434.
- Oriolo, S., Hueck, M., Oyhantçabal, P., Goscombe, B., Wemmer, K. & Siegesmund, S. 2018. Shear zones in Brasiliano-Pan-African belts and their role in the amalgamation and break-up of Southwest Gondwana. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds. ). *Geology of Southwest Gondwana*, Springer, Regional Geology Reviews, p. 593-613.
- Paim, P. S. G., Chemale Jr, F. & Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, 36(Ed. Especial): 183-193.
- Philipp R. P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 255p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S. & Lafon, J. M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 277-290.
- Philipp, R. P., Massone, H. J. & Campos, R. S. 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite, record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 8-24.
- Philipp, R. P. & Campos, R. S. 2004. Geologia, petrográfica e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Pesquisas em Geociências*, 31(2): 79-94.
- Philipp, R. P. & Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos Septos do Embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29(1): 43-57.
- Phillip, R. P., Machado, R. & Chemale Jr, F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Geologia USP*, 3: 71-84. (Série Científica)
- Ramos, R. C., Toniolo, J. A., Pinto, G. R. & Koester, E. 2014. Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-Rio-Grandense): discussões baseadas em dados geofísicos e de campo. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. *Anais. . .* Porto Alegre, v. Resumos.
- Ramos, R. C., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C., Gezatt, J. N. & Silveira, R. L. 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from

- Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Science*, 86: 38-53.
- Ramos, R. C., Koester, E., & Porcher, C. C. 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 192-206.
- Ramos, R. C. ; Koester, E. & Vieira, D. T. 2020. Sm-Nd systematics of metaultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11 (6): 2287-2296.
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 2006. *Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000*. Porto Alegre, CPRM.
- Silva, L. C., Hartmann, L. A., Mcnaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 41: 531-551.
- Song, S., Wang, M., Wang, C. & Niu, Y. 2015. Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective. *Science China Earth Science*, 58: 1284-1304.
- Tambara, G. B., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C., Vieira, D. T., Lenz, C. & Fernandes, L. A. D. 2019. Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcalino médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 46(2): e0769.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A. D. & Porcher, C. C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13: 421-437.
- Vieira, D. T., Koester, E. & Bertotti, A. L. 2016. Petrology of Chasqueiro Granite, Arroio Grande region, southeastern Sul-Rio-Grandense Shield. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 49-78.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C., Barbosa, L. D. M., Bastos, V., Rodrigues, F. & Horn, A. C. 2019a. Idade U-Pb paleoproterozoica (2,1 Ga) em metagabro no Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, RS. *In: XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais. . . Resumos*, p. 417.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C. & Porcher, C. C. 2019b. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: a 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102294.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C. & Fernandes, L. A. D. 2020. New zircon SHRIMP U-Pb ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 102603.
- Völz, W. M., Koester, E., Pinto, V. M., Debruyne, D., Cardozo, E., Vieira, D. T., Dal Olmo-Barbosa, L. & Bastos, V. A. 2020. Geochemistry and U-Pb (SHRIMP) geochronology of Grupelli Granite: New constraints on the cessation of felsic magmatism in the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Science*, 103: 102746.
- Zanon, C., Machado, R. & Philipp, R. P. 2006. Petrologia e geoquímica dos diques félsicos e máficos associados ao Batólito Pelotas na região de Piratini, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 23-34.