



GABRIELA MEYER NEIBERT KNOBELOCK DOS SANTOS

**ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DOS FRAGMENTOS APATI E BOICI DA
BACIA DO CAMAQUÃ, RS**

Porto Alegre

2021

GABRIELA MEYER NEIBERT KNOBELOCK DOS SANTOS

**ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DOS FRAGMENTOS APATI E BOICI DA
BACIA DO CAMAQUÃ, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Porto Alegre

2021

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes
Vice-Reitora: Patrícia Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber
Vice-Diretor: Tatiana Silva da Silva

Santos, Gabriela Meyer Neibert Knoblock dos
Análise Tectono-Estratigráfica dos Fragmentos Apati e Boici da Bacia
do Camaquã, RS / Gabriela Meyer Neibert Knoblock dos Santos. - - 2021.
95 f.
Orientadores: Carla Cristine Porcher, Rualdo Menegat.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - - Universidade Federal
do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Porto
Alegre, BR-RS, 2021.

1. Tectônica. 2. Estratigrafia. 3. Estudo de Proveniência. 4. Bacia do
Camaquã . I. Porcher, Carla Cristine, orient. II. Menegat, Rualdo, orient. III.
Título.

CDU 551.3

Catálogo da Publicação
Biblioteca de Geociências - UFRGS
Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **Análise tectono-estratigráfica dos fragmentos Apati e Boici da Bacia do Camaquã, RS** elaborado por **Gabriela Meyer Neibert Knobelock dos Santos**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Anderson José Maraschin

Prof. Dr. Andre Weissheimer Borba

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Dedico esse trabalho às mulheres que precederam a mim nessa ciência, às que hoje caminham ao meu lado e a todas que ainda trilharão novos caminhos na geologia.

AGRADECIMENTOS

À minha família que sempre priorizou a minha educação e formação como pessoa crítica, curiosa e em constante desenvolvimento: o meu mais carinhoso agradecimento por sempre me darem suporte em todos os momentos da minha vida e mais especificamente nos momentos de foco, desânimo e intenso trabalho e estudo.

A minha imensa gratidão à atenção e mentoria de professores ao longo da minha formação. Em especial, agradeço aos meus orientadores, Carla Porcher e Rualdo Menegat, que sempre estiveram dispostos a me ensinar, escutar e auxiliar como orientanda e aluna. Obrigada por acreditarem no meu trabalho e no nosso projeto. Agradeço também às professoras e técnica diretamente envolvidos nesse trabalho: Amanda, Cassiana, Denise e Lídia, muito obrigada pela dedicação que sempre tiveram desde a preparação das amostras até a entrega da monografia.

Agradeço muito às mulheres que fizeram grande diferença na minha vida. Júlia C., Laura, Raquel, Silvia, Thayse, gurias do Coletivo Mulheres de Gaia e, em especial gurias do geoapê, vocês me mostraram a força das mulheres unidas, não importa o quão diversas somos, é isso que torna esse ambiente lindo. Vocês são sinônimo de acolhimento e força. Obrigada pelas trocas, pelas escutas ativas e pelos sentimentos sinceros. Permaneçam firmes e contem comigo.

Bruno, Luis, Matheus, Mauri, Natanael, Salomão, obrigada pelas risadas, abraços (que fazem muita falta), conversas e parceria. Vocês sabem o quanto são importantes para mim, sempre me ensinam e me motivam a seguir o que acredito e a confiar em mim.

Aos meus regalos andinos da Pachamama, Caroline e Julia Z., obrigada por todas as trocas, aprendizados e carinho em cada vivência e conversa. Com vocês, a geologia ganha novos horizontes e novos caminhos!

Por fim, agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao IGEO pela honra de me formar em uma universidade pública e de excelente qualidade! Pelo crescimento pessoal e profissional, pelos conhecimentos técnicos e científicos, pelo investimento e recursos disponibilizados para a minha formação, o meu m obrigado.

*Para quien mira sin ver, la Tierra es Tierra
nomás.*

(Atahualpa Yupanqui)

RESUMO

Embora a Bacia do Camaquã venha sendo investigada já há bastante tempo, foram raros os trabalhos que abordaram seus fragmentos mais meridionais. Pouco se sabe, por exemplo, sobre a relação desses pacotes sedimentares com as unidades adjacentes bem como da proveniência sedimentar e seu contexto tectono-estratigráfico. Por essa razão, tais fragmentos têm sido enquadrados em diferentes unidades stratigráficas. Há também desconhecimento acerca da paleogeografia que determinou as possíveis áreas-fonte de sedimento durante o desenvolvimento desses pacotes pertencentes à Formação Arroio dos Nobres. Este trabalho propõe-se a analisar os modelos deposicionais e eventos tectono-sedimentares da porção sul da Bacia do Camaquã e seu contato com o Complexo Porongos. A investigação endereçada aos fragmentos de bacia dos vales Apati e Boici, será conduzida em termos de análise faciológica, proveniência sedimentar, relação estrutural e revisão de dados da bibliografia a fim de se propor um modelo deposicional e enquadramento stratigráfico da Formação Arroio dos Nobres na região do município de Pinheiro Machado. Para o desenvolvimento desse programa investigativo, foram realizados, no campo, levantamentos sistemáticos de perfis colunares e respectiva análise de fácies, e detalhamento composicional e granulométrico de clastos, bem como análise estrutural, também feita por meio de imagens de satélite. Em laboratório, procedeu-se a análise de minerais pesados por meio de microscopia eletrônica de varredura. Da aplicação desses métodos, conclui-se que os fragmentos de estudo, Apati e Boici, são compostos por 28 fácies sedimentares agrupadas em cinco associações de fácies representativas de leques turbidíticos. Quanto ao enquadramento stratigráfico e relação estrutural, os pacotes sedimentares estudados correspondem à Formação Arroio dos Nobres e apresentam-se em contato com o Complexo Porongos por meio de falhas transcorrentes denotadas por afloramentos de cataclasitos. O estudo de proveniência demonstra que os sedimentos que preencheram a bacia do Arroio Boici e o fragmento Apati são, predominantemente, oriundos de rochas graníticas do Terreno Pelotas. A ausência de clastos vulcânicos indica que, no momento de formação desses pacotes, o Terreno Pelotas estava com seu nível crustal profundo exposto e as rochas vulcânicas já haviam sido erodidas. Também ocorre contribuição menos significativa de clastos metamórficos, possivelmente derivados do Terreno Tijucas (Complexo Porongos). Isso deveu-se ao fato do Complexo Porongos ou ter sido uma área-fonte de menor importância quando do desenvolvimento da paleobacia; ou por estar inserido parcialmente em um nível crustal inferior durante o metamorfismo. A Formação Arroio dos Nobres, aflorante nos vales Boici e Apati, possivelmente apresenta idade mais recente que o Grupo Bom Jardim, mas não está inserida no contexto tectônico extensivo atribuído ao Grupo Santa Bárbara, podendo representar uma zona transtrativa tardia ativa.

PALAVRAS-CHAVE: Formação Arroio dos Nobres, Bacia transtrativa, Escudo Sul-Rio-Grandense, Modelo Depositional, Proveniência.

ABSTRACT

Although the Camaquã Basin has been investigated for a long time, there were few studies that addressed its southernmost fragments. It is not very well known, for example, about the relationship between these sedimentary packages and adjacent units as well as the sedimentary provenance and their tectono-stratigraphic context. For this reason, such fragments have been framed in different stratigraphic units. There is also a lack of knowledge about the paleogeography that determined the possible source areas of sediment during the development of these packages belonging to the Arroio dos Nobres Formation. This work aims to analyze depositional models and tectono-sedimentary events in the southern portion of the Camaquã Basin and their contact with the Porongos Complex. The investigation addressed to the fragments of the basins of the Apati and Boici valleys will be conducted in terms of faciological analysis, sedimentary origin, structural relationship and bibliographic data review in order to propose a depositional model and stratigraphic framework for the Arroio dos Nobres Formation in the region of Pinheiro Machado (RS). For the development of this investigative program, systematic surveys of columnar profiles and respective facies analysis were carried out in the field, and description compositional and granulometric of clasts, as well as structural analysis, also done by means of satellite images. In the laboratory, heavy minerals were analyzed using scanning electron microscopy. From the application of these methods, it is concluded that the study fragments, Apati and Boici, are composed of 28 sedimentary facies grouped into five associations of facies representative of turbiditic fans. As for the stratigraphic framework and structural relationship, the studied sedimentary packages correspond to the Arroio dos Nobres Formation and are in contact with the Porongos Complex through transcurrent faults denoted by outcrops of cataclasites. The provenance study demonstrates that the sediments that filled the Arroio Boici basin and the Apati fragment are predominantly from granitic rocks of the Pelotas Terrane. The absence of volcanic clasts indicates that, at the time of formation of these packages, the Pelotas Terrane had its deep crustal level exposed and the volcanic rocks had already been eroded. There is also a less significant contribution from metamorphic clasts, possibly derived from the Tijucas Terrane (Porongos Complex). This was due to the fact that the Porongos Complex or was a source area of less importance when the development of the paleobasin; or because it is partially inserted in a lower crustal level during metamorphism. The Arroio dos Nobres Formation outcropping in the Boici and Apati valleys, possibly has a more recent age than the Bom Jardim Group, but is not inserted in the extensive tectonic context attributed to the Santa Bárbara Group, and may represent an active late transtensional zone.

KEY WORDS: Arroio dos Nobres Formation, Transtensional Basin, Dom Feliciano Belt, Depositional Model, Provenance.

ABREVIATURAS E SIGLAS

ABJ: Alogrupo Bom Jardim

BC: Bacia do Camaquã

BB: Bacia do Arroio Boici

CK: Cráton Kalahari

CP: Complexo Porongos

CPRM: Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais

ESA: Agência Espacial Europeia

ESRG: Escudo Sul-Rio-Grandense

Fm.: Formação

GBJ: Grupo Bom Jardim

GSB: Grupo Santa Bárbara

MEV: Microscopia Eletrônica de Varredura

MEV-EDS: Microscópio Eletrônico de Varredura por dispersão de energia

MP: Minerais pesados

S₀: Acamamento sedimentar

TNP: Terreno Nico Pérez

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: (A) Mapa geotectônico do Rio Grande do Sul e porções de Santa Catarina e Uruguai. (B) Detalhe da Fig. 1A. Mapa geológico da Bacia do Camaquã e porções de embasamento da região entre Caçapava do Sul, Santana da Boa Vista e Pinheiro Machado. O quadro menor identifica a área deste trabalho (Modificado de Oliveira *et al.*, 2014). 17
- Figura 2: Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Rio-Grandense. O quadro menor demarca a área deste trabalho (Fambrini, 2003). 19
- Figura 3: Mapa de localização da área de estudo com vias de acesso, hidrografia e principais localidades (com base em imagens aéreas Bing Maps). 20
- Figura 4: Mapa do Cinturão Dom Feliciano com terrenos e principais estruturas. O retângulo menor identifica a área deste trabalho (Modificado de Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021). 23
- Figura 5: Desenho esquemático do modelo tectônico simplificado do desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano na porção sudoeste do Gondwana (Modificado de Höfig *et al.*, 2018). 26
- Figura 6: Contexto geológico da Bacia do Camaquã incluindo as sub-bacias (sensu Paim *et al.*, 2014) e terrenos geológicos adjacentes (Paim *et al.*, 2014, adaptado de Chemale Jr., 2000). 28
- Figura 7: Mapa simplificado das bacias tardi-orogênicas do Cinturão Dom Feliciano (Menegat & Fernandes, 2001, modificado de Fernandes *et al.*, 2001). 29
- Figura 8: Correlação das colunas estratigráficas elaboradas em estudos anteriores até 2003 (Janikian *et al.*, 2003). 30
- Figura 9: Tipos de bacia sedimentares e os mecanismos de subsidência relacionados (Modificado de Ingersoll, 2011). 36
- Figura 10: Ilustração esquemática das bacias em ambiente convergente (a) formação de bacias de trincheira, intra-arco oceânico e retroarco extensional oceânico; (b) bacias de trincheira, antearco e retroarco oceânico; (c) bacias de intra-arco continental e retroarco continental; (d) bacias de alémpaís e antepaís continental fragmentado; (e) bacia oceânica remanescente e retroarco de antepaís; (f) bacia *retroforeland* colisional, *proforeland* e *wedgetop* (Modificado de Ingersoll, 2011). 37
- Figura 11: Seções transversais em escala real de bacias sedimentares em ambiente transformante com bacias transtrativa e transpressional (A e B) e formação de bacia transrotativa em contexto tectônico muito específico e bacia sucessória após o cessamento de atividade tectônica. 39
- Figura 12: Seção transversal do desenvolvimento de um cinturão de dobras e cavalgamento durante formação de assoalho oceânico e início do movimento divergente de placas oceânicas (a), com posterior convergente e subducção da placa oceânica sob placa continental e geração de um sistema orogênico acrescionário (b) e, por fim, o encerramento do ciclo de Wilson com a orogenia colisional com geração de cinturão de dobras e cavalgamento e bacias de *foreland* em ambos os continentes colididos (c) (Modificado de Van der Pluijm, 2004). 41
- Figura 13: Desenho esquemático dos subsistemas de leques aluviais do tipo terminais (Modificado de Kelly e Olsen, 1993). 43

- Figura 14: Esquema de fácies de turbiditos intrabacinais e processos formadores (Modificado de Zavala & Arcuri, 2016). 45
- Figura 15: Formulário de levantamento de perfil colunar utilizada no trabalho de campo. 49
- Figura 16: Diagrama ternário C (cascalho), L (lama) e A (areia) (Modificado de Farrell *et al.*, 2012). 50
- Figura 17: Quadro para contagem de clastos utilizada em campo. 53
- Figura 18: Quadro para contagem de clastos utilizada em imagens fotográficas de alta resolução. 54
- Figura 19: Exemplos de relações entre tipo de rochas e espécies minerais (Modificado de Nichols, 2009). 55
- Figura 20: Mapa geológico baseado em dados de campo e trabalhos de CPRM (1999) e CPRM (2006). 59
- Figura 21: Seção AA' estratigráfica, estrutural e geomorfológica em direção EW da porção norte da área de trabalho. 61
- Figura 22: Seção BB' estratigráfica, estrutural e geomorfológica em direção EW da porção sul da área de trabalho. 62
- Figura 23: Mapa geológico com lineamentos e histograma (Modificado de CPRM, 1999). 64
- Figura 24: Histograma dos lineamentos da área de trabalho. 64
- Figura 25: Estereograma das medidas estruturais de fraturas e clivagens dos pontos BCP-06 (fraturas em quadrados azuis claros), BCP-07-1 (fraturas em quadrados azuis escuros), BCP-08 (fraturas em círculos laranjas) e BCP-09 (clivagens representadas por círculos roxos e fraturas por círculos rosas). 65
- Figura 26: Fotos representativas das estruturas rúpteis observadas e medida em campo com as principais falhas, juntas e sentido de movimento destacados. A – Camada de arenito interceptada por falha transcorrente dextral com rejeito centimétrico e fraturas em pares conjugados (ponto BCP-06); B – Clastos fraturados por falhas transcorrentes (ponto BCP-06); C – Camadas de arenito e conglomerado (mais delgada) com falha transcorrente dextral com rejeito milimétrico (ponto BCP-06); D – Foto de detalhe da Figura 26C; E – Cataclasito no contato entre o fragmento Apati e o Complexo Porongos; F – Arenito fortemente fraturado no contato entre a Bacia do Arroio Boici e o Complexo Porongos. 66
- Figura 27: Estereograma das medidas de estruturas primária de acamamento sedimentar dos pontos BCP-02 (círculos azuis), BCP-04 (círculo bege), BCP-05 (quadrado azul claro), BCP-06 (quadrados azuis escuros), BCP-09-1 (círculos rosas) e BCP-10 (círculos laranjas). 67
- Figura 28: Fotos representativas das fácies da Bacia do Arroio Boici descritas acima com o acamamento sedimentar traçado em amarelo. A - Arenito grosso com estratificação plano paralela com clastos marcando plano de estratificação (Ag [epp]); B - Arenito grosso levemente seixoso com estratificação plano-paralela ((sx)Ag [epp]); C - Arenito muito grosso maciço (Amg [m]); D - Arenito muito grosso levemente cascalhoso, maciço ((gr)Amg [m]); E - Arenito muito grosso cascalhoso de seixos com pavimento basal (cg-sxAmg); F - Conglomerado arenoso de seixos e grânulos em camada lenticular com fração de areia muito grossa. (aCg-sx-gr [m]). 70
- Figura 29: Fotos representativas das fácies da área denominada Apati, descritas acima com o acamamento sedimentar traçado em amarelo. A - Arenito muito grosso

levemente cascalhoso com estratificação cruzada de baixo ângulo ((gr)Amg [eba]); B - Conglomerado de grânulos maciço levemente arenoso ((a)Cg-gr [m]); C - Conglomerado de grânulos e seixos, arenoso, maciço (aCg-gr-sx [m]); D - Conglomerado de seixos e grânulos, levemente arenoso ((a)Cg-sx-gr [m]); E - Conglomerado de seixos arenoso (aCg-sx [m]); F - Conglomerado de seixos e matacões arenoso (aCg-sx-mt [m]). 73

Figura 30: Perfil colunar composto da Bacia Boici com o levantamento de perfil colunar de três afloramentos (BCP-10, BCP-01 e BCP-02), como demonstrado na Figura 29, e as respectivas fácies e associações de fácies. 76

Figura 31: Perfil de referência com os pontos descritos no perfil colunar composto da figura 28. 77

Figura 32: Fotos representativas das associações de fácies descritas na Bacia do Arroio Boici com o acamamento sedimentar traçado em amarelo contínuo. A – Associação de fácies de fluxo granular grosso com linhas de clastos (AF4) no ponto BCP-02; B - Associação de Fácies de fluxos granular médio com linhas de clastos (AF5) no ponto BCP-02; C e D – Fotos do afloramento do ponto BCP-02 no contato entre as associações AF4 e AF5; E - Associação de fácies retrabalhada por sobrepassagem de fluxos (AF6) no ponto BCP-01; F - Associação de fácies de tapetes trativos (AF7) no ponto BCP-10 com estratificação cruzada acanalada marcada em traço amarelo segmentado. 77

Figura 33: Perfil colunar de 96 metros confeccionado no afloramento do ponto BCP-05 relativo ao bloco Apati e as respectivas fácies e associações de fácies. 78

Figura 34: Fotos representativas da Associação de fácies de segregação de fração muito grossa (AF3) no ponto BCP-05 com o acamamento sedimentar traçado em amarelo. 79

Figura 35: Gráfico de pizza com a contagem de minerais pesados em porcentagem na amostra BCP-03A. 82

Figura 36: Quadro de imagens em MEV do concentrado de minerais pesados da amostra BCP-03A após interpretação de análises composicionais pontuais e em mapas. 83

LISTA DE QUADROS

| | |
|--|----|
| Quadro 1: Classes texturais para sedimentos clásticos consolidados (Modificado e traduzido de Farrell <i>et al.</i> , 2012). | 51 |
| Quadro 2: Abreviaturas utilizadas para granulometria e estruturas (Modificado de Farrel <i>et al.</i> , 2012). | 52 |
| Quadro 3: Litofácies identificadas na Bacia do Arroio Boici e correspondentes códigos, descrições, processos deposicionais e formas de leito, espessura e foto. | 69 |
| Quadro 4: Litofácies identificadas na área denominada Apati e correspondentes códigos, descrições, processos deposicionais e formas de leito, espessura e foto. | 72 |
| Quadro 5: Quadro comparativo das contagens de clastos, quanto à composição e granulometria, das fácies aCg-sx-gr [m] e (a)Cg-gr-sx [m] (afloramento BCP-02, Bacia do Arroio Boici) e aCg-sx [m] (afloramento BCP-05, fragmento Apati). | 80 |
| Quadro 6: Assembleias de minerais pesados com as porcentagens presentes amostra BCP-03A. | |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 16 |
| 1.1 | Caracterização do problema | 16 |
| 1.2 | Localização | 19 |
| 1.3 | Justificativa | 21 |
| 1.4 | Objetivos | 21 |
| | | |
| 2 | CONTEXTO REGIONAL | 22 |
| 2.1 | Contexto tectônico do Cinturão Dom Feliciano | 22 |
| 2.1.1 | <i>Complexo Porongos</i> | 24 |
| 2.1.2 | <i>Bacia do Camaquã</i> | 27 |
| 2.1.3 | <i>Formação Arroio dos Nobres</i> | 32 |
| | | |
| 3 | REVISÃO CONCEITUAL | 35 |
| 3.1 | Tectônica de Bacias | 35 |
| 3.2 | Orogêneses | 39 |
| 3.3 | Leques Aluviais, fandelas e leques turbidíticos | 42 |
| | | |
| 4 | MATERIAIS E MÉTODOS | 46 |
| 4.1 | Revisão Bibliográfica | 46 |
| 4.2 | Preparação do trabalho de campo | 47 |
| 4.3 | Trabalho de Campo | 47 |
| 4.3.1 | <i>Levantamento de perfil colunar</i> | 48 |
| 4.3.2 | <i>Análise Faciológica</i> | 50 |
| 4.3.3 | <i>Medidas de orientação de estruturas</i> | 52 |
| 4.4 | Análise de Proveniência | 52 |
| 4.4.1 | <i>Contagem e análise de clastos</i> | 53 |
| 4.4.2 | <i>Descrição de clastos em amostra de mão</i> | 54 |
| 4.4.3 | <i>Minerais Pesados</i> | 54 |
| 4.4.4 | <i>Microscópio Eletrônico de Varredura</i> | 56 |
| 4.5 | Estudo de Lineamentos com Imagens de Satélite | 58 |
| | | |
| 5 | RESULTADOS | 59 |
| 5.1 | Geologia de Campo | 59 |
| 5.2 | Geologia estrutural e análise de lineamentos | 63 |
| 5.3 | Análise faciológica | 67 |
| 5.4 | Associação de fácies | 74 |
| 5.5 | Estudo de proveniência com clastos | 79 |
| 5.6 | Estudo de proveniência com minerais pesados (MEV) | 80 |

| | | |
|------------|---|-----------|
| 6 | DISCUSSÕES | 85 |
| 6.1 | Análise de fácies e Modelo Depositional dos fragmentos Apati e Boici | 85 |
| 6.2 | Proveniência sedimentar da Bacia dos fragmentos Apati e Boici | 86 |
| 6.3 | Implicações Tectônicas e Relação com Complexo Porongos | 87 |
| 7 | CONCLUSÕES | 89 |
| 8 | REFERÊNCIAS | 91 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Caracterização do problema

Durante o Neoproterozoico, a estruturação do Cinturão Dom Feliciano ocorreu com a evolução de quatro eventos orogênicos: Passinho, Porongos, São Gabriel e Dom Feliciano (Philipp *et al.*, 2016a) (Fig. 1). A Orogenia Dom Feliciano (650 a 540 Ma), caracterizada pelo contexto pós-colisional, está relacionada à sedimentação tardi-orogênica da Bacia do Camaquã, cuja porção mais meridional é objeto de estudo desse trabalho. A Bacia do Camaquã (BC), como historicamente denominada (Carvalho, 1932; Almeida *et al.*, 2012; Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014), registra quatro estágios finais da etapa tardi-orogênica da evolução do evento Dom Feliciano. Esses estágios representam ambientes de sedimentação e regimes tectônicos distintos, registrados por alogrupos (Paim *et al.*, 2014) delimitados por desconformidades que afloram como fragmentos denominados de sub-bacias geograficamente diferenciadas.

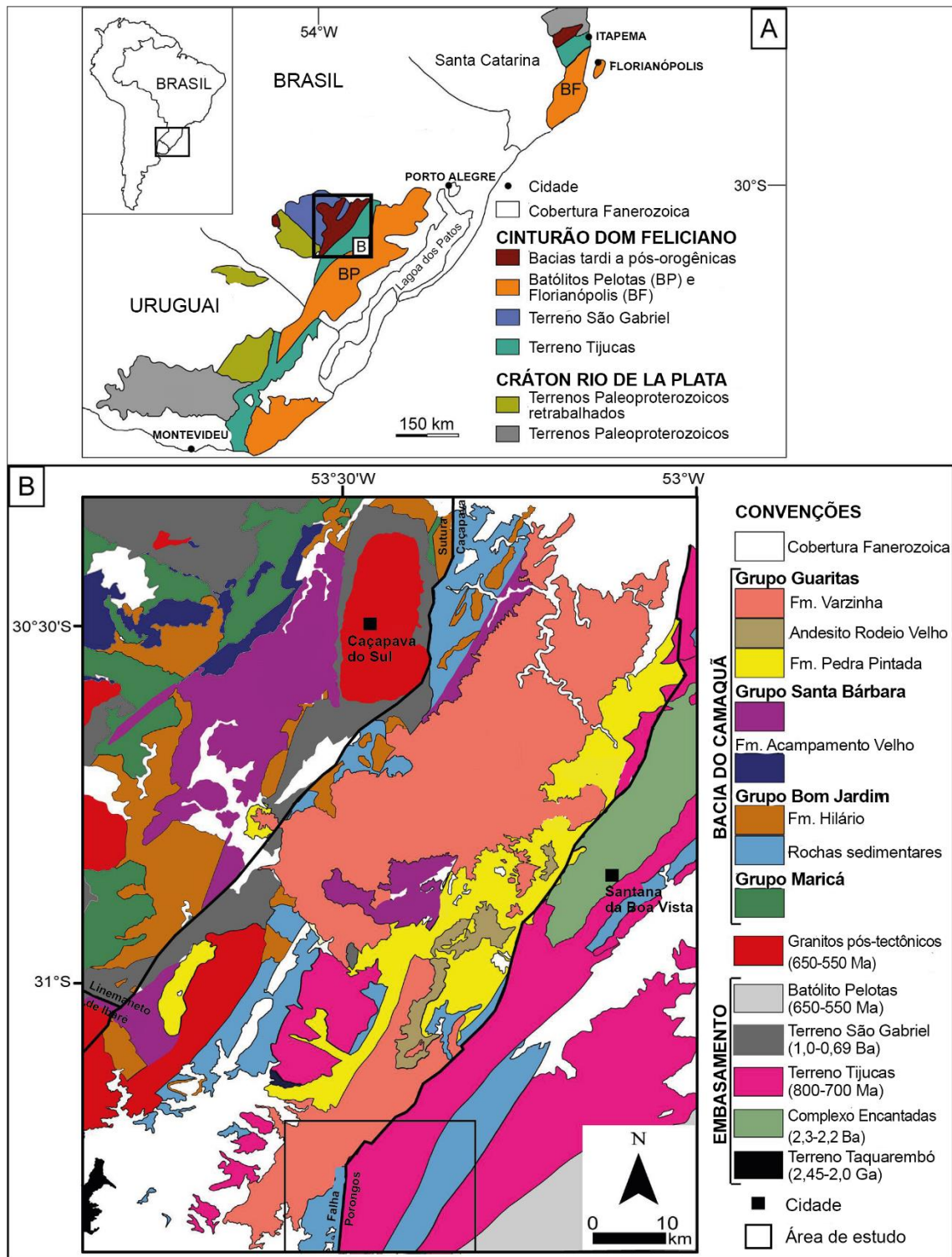


Figura 1: (A) Mapa geotectônico do Rio Grande do Sul e porções de Santa Catarina e Uruguai. (B) Detalhe da Fig. 1A. Mapa geológico da Bacia do Camaquã e porções de embasamento da região entre Caçapava do Sul, Santana da Boa Vista e Pinheiro Machado. O quadro menor identifica a área deste trabalho (Modificado de Oliveira *et al.*, 2014).

Considera-se que a evolução da BC começou há 630 Ma, durante a fase pós-colisional da formação do Cinturão Dom Feliciano, estruturado pela Orogenia Dom Feliciano, entre 640 e 620 Ma (Paim *et al.*, 2000; Borba *et al.*, 2008), com a deposição

do Alogrupo Maricá. O Alogrupo Bom Jardim (ABJ) (sensu Paim *et al.*, 2000), ao qual pertence a Formação Arroio dos Nobres, unidade a ser investigada no presente trabalho, está em contato com o alogrupo sotoposto por uma desconformidade. O ABJ representa um estágio da evolução do Cinturão Dom Feliciano com predominância de regime transpressivo e formação de bacia do tipo strike-slip, na qual houve sedimentação de leques aluviais e deltas (Oliveira & Fernandes, 1991; Menegat & Fernandes, 2001; Paim *et al.*, 2014). A atividade ígnea presente nesse alogrupo é caracterizada por rochas vulcanoclásticas e efusivas da Formação Hilário (Ribeiro & Fantinel, 1978) e intrusões hipoabissais do Complexo Granítico Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1985).

Contudo, durante o período de evolução do ABJ, 605 a 580 Ma (Janikian *et al.*, 2008), ocorria deposição na bacia de foreland sin-orogênica, cujo pacote sedimentar foi posteriormente metamorfizado como Porongos II (Höfig *et al.*, 2018). As idades apresentadas por Höfig e colaboradores (2018) indicam que o período de deposição máxima da sequência Porongos II ocorreu entre 615 e 580 Ma, enquanto o metamorfismo é datado entre 650 e 550 Ma. Considerando os novos dados na literatura, é possível propor uma relação entre as unidades sedimentar e metamórfica, tendo como hipóteses: (1) os fragmentos Apati e Arroio Boici da Bacia do Camaquã tem idade mais recente e não são síncronas com as demais sequências datadas do ABJ; (2) o Complexo Porongos foi uma das áreas-fonte de sedimentos para preenchimento da Bacia do Camaquã na porção meridional.

Nesse trabalho, são abordados os contextos sedimentar e tectônico em que se desenvolveu a Formação Arroio dos Nobres, unidade pertencente ao Alogrupo Bom Jardim, durante a evolução da Orogenia Dom Feliciano. Assim, busca-se testar as hipóteses propostas sobre a relação dessa unidade do ABJ com áreas-fonte de sedimentos no contexto paleogeográfico na porção mais meridional da BC (ver na Fig. 1).

Esses fragmentos, que apresentam faciologia semelhante entre si, são apresentados na literatura com diferentes enquadramentos estratigráficos. Inicialmente, foram reconhecidos como pertencentes à Fm. Arroio dos Nobres, do ABJ (Caravaca, 1998; Paim *et al.*, 2014), e, posteriormente, incluídos no Grupo Santa Bárbara com a nova designação de Fm. Passo da Capela (Fambrini, 2003) (Fig. 2).

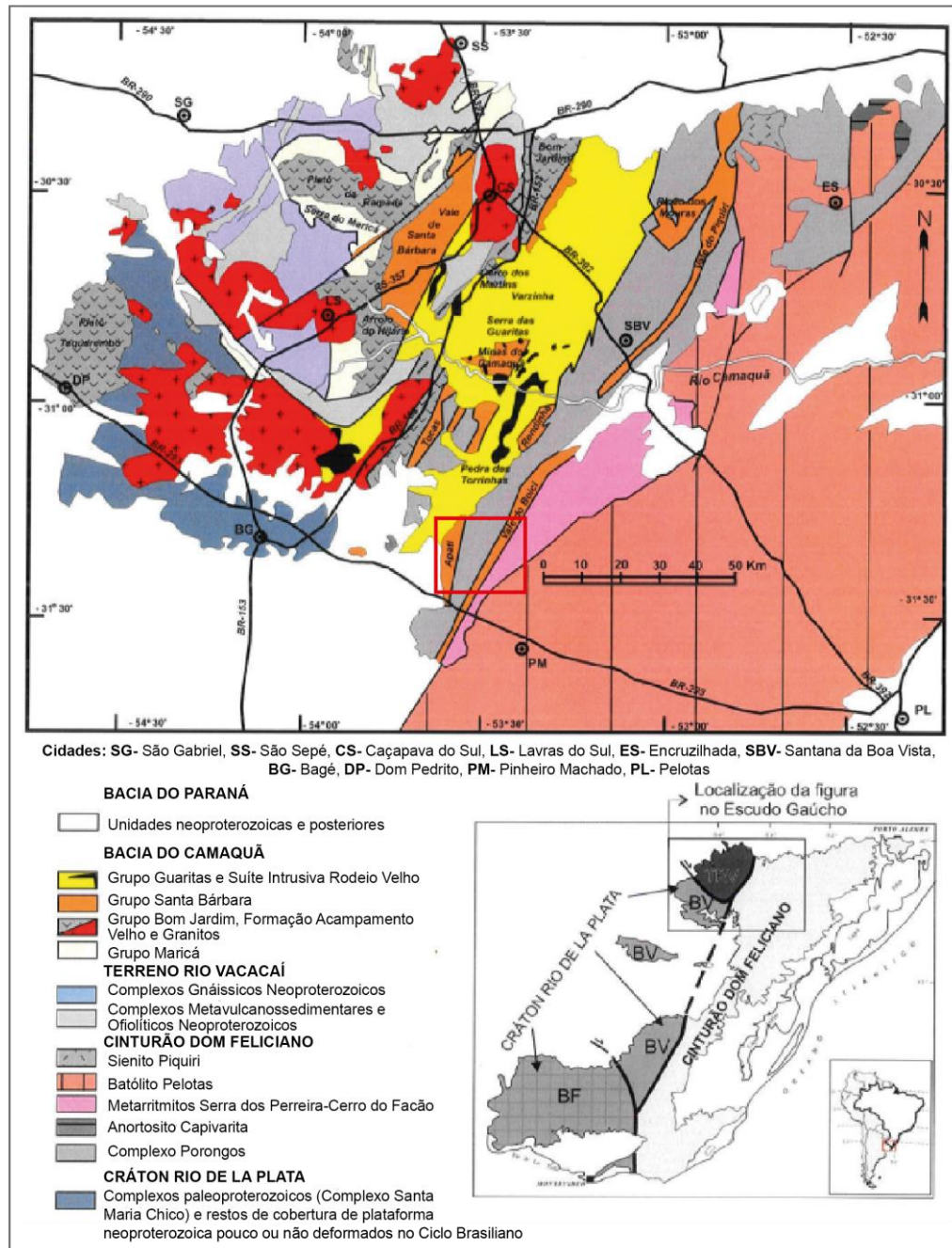


Figura 2: Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Rio-Grandense. O quadro menor demarca a área deste trabalho (Fambrini, 2003).

1.2 Localização

A área de estudo se localiza a cerca de 30 km ao norte do município de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul, e 380 km de Porto Alegre. O acesso aos pontos de afloramento foi realizado por meio de estradas vicinais (vias de acesso a localidade de Torrinhãs) e a BR-293 (Fig. 3). A região está inserida na área referente às cartas

topográficas Seival (SH.22-Y-C-I-4) e Torrinhãs (SH.22-Y-C-II-3). A hidrografia do domínio estudado é caracterizada pela presença dos arroios Boici (a leste), Candiotinha e da Divisa (ambos a oeste) que limitam toda a região de escopo do trabalho.

A região contemplada no estudo, situada no limite entre o extremo sudoeste do Cinturão Tijucas e no contato com a BC e Bacia do Paraná. Ali afloram dois fragmentos alongados, cujo eixo está orientado a NE-SW, separados pela exposição do Complexo Porongos. O fragmento oeste é aqui referido como Apati e, a leste, como Vale Boici, ou simplesmente Boici. O fragmento leste corresponde a uma exposição longitudinal da Fm Arroio dos Nobres e situa-se entre duas faixas do Complexo Porongos e limitado pelos arroios Boici (a leste) e dos Fagundes (a oeste) . O fragmento também condizente à Fm Arroio dos Nobres e denominado Apati, localiza-se a oeste do Arroio da Divisa, entre a faixa do Complexo Porongos e unidades da Bacia do Paraná. A norte, o fragmento Apati é encoberto pela Formação Varzinha, unidade mais nova da Bacia do Camaquã. Já o fragmento Boici, tem extensa exposição a norte conformando longa faixa estreita até a região a sul de Santana da Boa Vista.

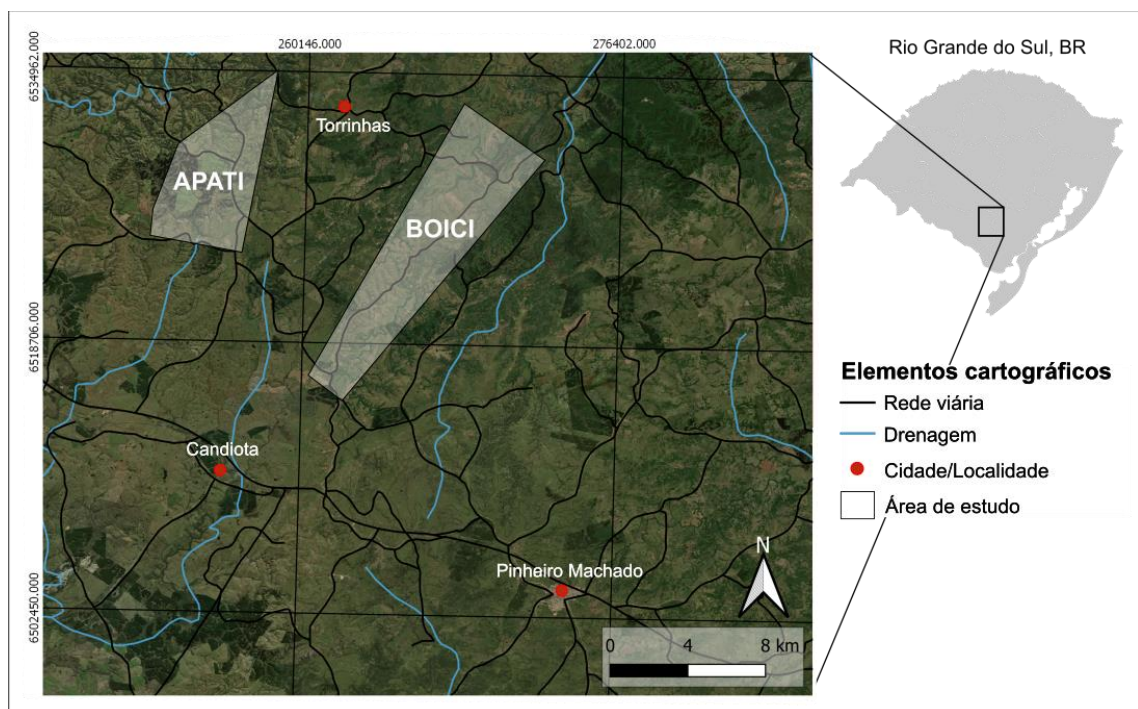


Figura 3: Mapa de localização da área de estudo com vias de acesso, hidrografia e principais localidades (com base em imagens aéreas Bing Maps).

1.3 Justificativa

Há uma sentida ausência de trabalhos que tenham investigado a relação estratigráfica da Formação Arroio dos Nobres e levantamentos sistemáticos de fácies e de proveniência na porção mais sulina da Bacia do Camaquã, identificada como fragmentos Apati e Boici. Para preencher essa lacuna, este estudo faz-se necessário. Além disso, procura avançar ao propor um estudo de proveniência e análise estrutural desses fragmentos. Este trabalho pretende contribuir com o entendimento da evolução tectônica e estratigráfica exposição meridional da Bacia do Camaquã, podendo servir como referência para futuros trabalho em áreas adjacentes sobre sedimentação e tectônica. Além disso, pode orientar uma reavaliação quanto à relação de modelos análogos de cinturões orogênicos com bacias relacionadas.

1.4 Objetivos

O objetivo principal do presente trabalho é elaborar uma análise tectono-estratigráfica da Formação Arroio dos Nobres no fragmento Apati e Bacia do Arroio Boici da Bacia do Camaquã, tendo como metas:

- a) Estabelecer as relações estruturais e de contato entre os fragmentos sedimentares e o Complexo Porongos;
- b) Definir o enquadramento estratigráfico (qual unidade estratigráfica formal);
- c) Identificar as fácies e associações de fácies, bem como propor modelos deposicionais coerentes dessas unidades;
- d) Realizar estudo de proveniência, visando identificar fontes de sedimentos dos pacotes sedimentares;
- e) Correlacionar dados da bibliografia com resultados obtidos neste projeto.

2 CONTEXTO REGIONAL

Neste capítulo, serão detalhadas as características gerais e a gênese das unidades contempladas na região do trabalho realizado, a saber, Complexo Porongos e da Formação Arroio do Nobres (domínio leste da Bacia do Camaquã). Também serão referidas as relações geológicas e geotectônicas dessas unidades de estudo. Inicia-se com a contextualização geotectônica do Cinturão Dom Feliciano e, na sequência, particularizar-se-ão os atributos das unidades aqui relacionadas.

2.1 Contexto tectônico do Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (Fig.4), estruturado entre 930 e 540 Ma, tem a sua evolução relacionada à abertura e fechamento do Oceano Charrua (930 a 900 Ma) e fechamento do Oceano Adamastor (770 a 680 Ma), também denominado como Oceano São Gabriel (eg. Höfig *et al.*, 2018). Esses eventos ocorreram na porção SW do Gondwana, durante a colisão do Terreno Nico Pérez (TNP) com o Cráton Kalahari (CK) (Fernandes *et al.*, 1995; Philipp *et al.*, 2016a). O fechamento desses oceanos gerou dois arcos magmáticos juvenis de 890 a 860 Ma (Arco Passinho) e 770 a 720 Ma (Arco São Gabriel) no Terreno São Gabriel e um arco magmático continental (Arco Piratini) fragmentado nos terrenos Tijucas, Pelotas e Punta del Este (Ramos *et al.*, 2020a; Vieira *et al.*, 2020). A colisão do Arco São Gabriel contra o TNP foi registrada pelo evento metamórfico entre 720 e 700 Ma. Posterior a isso, houve a abertura e fechamento do Oceano Adamastor e colisão entre o TNP e CK, no final do Neoproterozoico, entre 650 e 620 Ma. O fim da evolução do cinturão é representado, nos terrenos São Gabriel e Tijucas, pelas bacias de foreland e tardi-colisionais com pico de deposição em 540 Ma, assim como pelo magmatismo no Terreno Pelotas durante a Orogenia Pinheiro Machado (Porcher *et al.*, 2021).

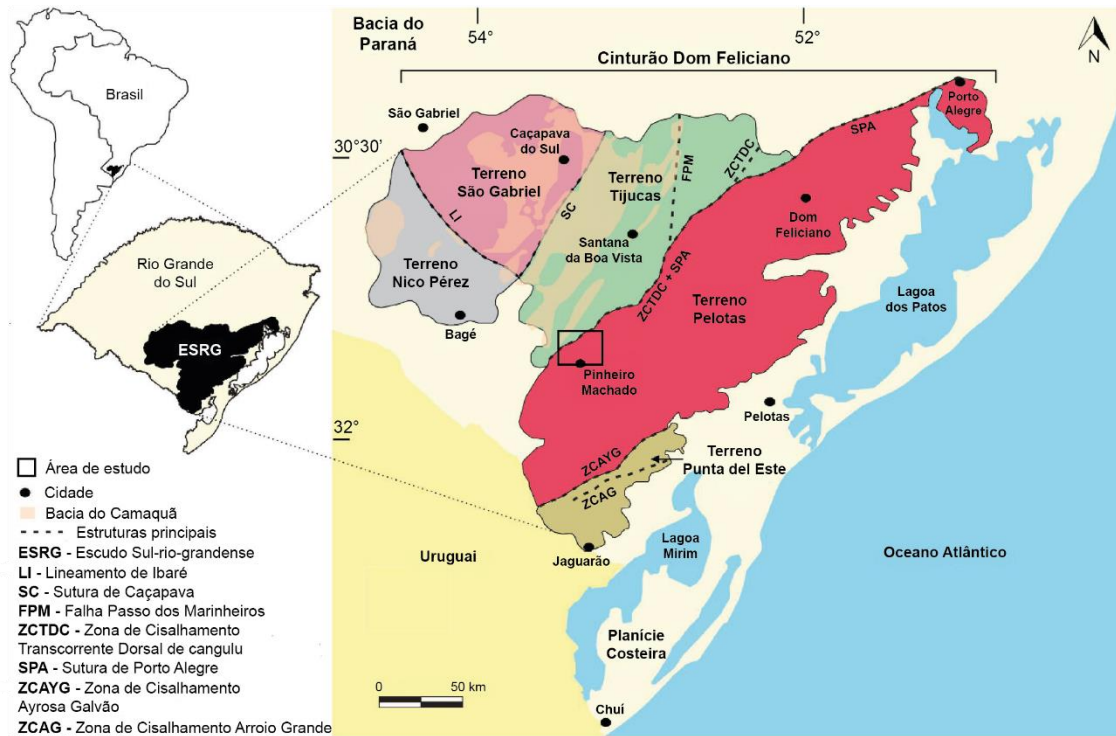


Figura 4: Mapa do Cinturão Dom Feliciano com terrenos e principais estruturas. O retângulo menor identifica a área deste trabalho (Modificado de Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021).

Eventos orogênicos distintos têm sido reconhecidos em termos de sistemas de arcos, eventos de colisão (Ramos *et al.*, 2020; Philipp *et al.*, 2016a; Porcher *et al.*, 2021; Vieira *et al.*, 2020): (1) Passinho: fase inicial de acreção crustal com arco magmático intra-oceânico, 890-860 Ma; (2) Porongos: arco magmático continental e acreção crustal, 800-750; (3) São Gabriel: arco magmático continental e acreção, 770-680 Ma; (4) Piratini: arco magmático e acreção, 780-640 Ma; (5) Dom Feliciano: principal fase colisional com intensa anatexia crustal, 660-640 Ma; (6) Pinheiro Machado: arco magmático continental, magmatismo sin-transcorrência com intensa anatexia crustal, magmatismo máfico pós-orogêncio e sedimentação, 650-560 Ma.

A orogênese relacionada com a formação da Bacia do Camaquã é denominada por Philipp e colaboradores (2016a) como Orogenia Dom Feliciano (650-540 Ma), mas, considerando seus limites de idade, atualmente pode ser enquadrada dentro da evolução da Orogenia Pinheiro Machado (Porcher *et al.*, 2021).

A Orogenia Dom Feliciano, também denominada como Orogenia Serra do Herval (Fragoso-Cesar, 1991), ocorreu durante a etapa pós-colisional do fechamento do Oceano Adamastor. É caracterizada pela sedimentação tardi-orogênica e eventos vulcânicos formadores da Bacia do Camaquã e expressiva granitogênese cálcico-alcalina alto-potássio (Paim *et al.*, 2000; Hueck *et al.*, 2018; Philipp *et al.*, 2016).

Recentemente parte dessa evolução (630-560 Ma) foi incluída na Orogenia Pinheiro Machado, associada ao fechamento da bacia de *back-arc* do Oceano Adamastor (Ramos *et al.*, 2020) e colisão do Arco Pinheiro Machado (Loureiro *et al.*, 2021) com o Cráton do Kalahari, levando à formação do Terreno Pelotas (Porcher *et al.*, 2021). Assim, o intervalo de tempo da evolução do Cinturão Dom Feliciano originalmente atribuída de forma completa à Orogênia Dom Feliciano não é apenas pós-colisional, mas contempla um evento orogênico completo (pré-, sin e pós-colisional) sincrônico ao desenvolvimento das unidades incluídas na Bacia do Camaquã.

2.1.1 Complexo Porongos

O Complexo Porongos (CP) consiste em uma sucessão de rochas supracrustais de grau metamórfico baixo a médio e protólito sedimentar e vulcanogênico localizadas no Terreno Tijucas, na porção central do Cinturão Dom Feliciano. A gênese dessas rochas está relacionada ao Ciclo Brasileiro, ocorrido durante o Neoproterozoico, com a colagem dos crátons Kalahari e Rio de La Plata (Fragoso-César, 1991; Fernandes *et al.*, 1995ab; Frantz & Botelho, 2000; Chemale Jr., 2000; Basei *et al.*, 2000, 2008 apud Gruber *et al.*, 2011). A deposição dessa sequência ocorreu durante o Neoproterozoico sobre o Complexo Encantadas, embasamento Paleoproterozoico (Gruber, 2016). Posteriormente, ela foi afetada por metamorfismo de fácies xistos verdes a anfíbolito, segundo Jost & Bitencourt (1980) durante eventos de deformação associado (i) a cavalgamento com vergência para oeste (Jost & Bitencourt, 1980) e (ii) zonas de alta deformação tangencial com transporte tectônico NE-SW (Porcher & Fernandes, 1990; Fernandes & Porcher, 1993).

Segundo Saalman e colaboradores (2006), os modelos de ambientes tectônicos propostos por diversos trabalhos para o CP variam entre margem passiva (Jost & Bitencourt, 1980), bacia de *forearc* (Issler, 1983) e bacia de *back-arc* (Jost & Bitencourt, 1980; Fernandes, Tommasi & Porcher, 1992). Hartmann *et al.* (2014), supõem que a deposição da sequência vulcano-sedimentar poderia estar inserida em dois ambientes tectônicos distintos: (1) recobrimento sedimentar cratônico durante o final do Paleoproterozoico e Mesoproterozoico e (2) sedimentação na margem passiva

anterior ao Ciclo Brasileiro, ambos os modelos estariam relacionados à sedimentação no supercontinente Columbia. Mais recentemente, Pertille *et al.* (2017) propuseram, ainda, um ambiente de deposição em bacia de *foreland*.

As análises isotópicas de Nd apresentadas por Saalman *et al.* (2006) em metassedimentos e metavulcânicas da Antiforme de Santana indicam que a deposição da paleobacia Porongos ocorreu em ambiente continental como em (1) bacia de *back-arc* ensialico a oeste do cinturão Dom Feliciano; (2) bacia de *back-arc* ensialico a leste do terreno São Gabriel; ou (3) rifte associado à margem passiva. O modelo proposto por Saalman *et al.* (2006), coloca a paleobacia do CP em um ambiente extensivo de rifte (Figura 5a) devido à presença de tholeiítos alto-álcalis de cerca de 880 Ma (Rb–Sr: Soliani, 1986 apud Saalman *et al.*, 2006) e à sedimentação marinha rasa a profunda com intercalações de rochas carbonáticas, que se metamorfizaram como mármore.

Segundo Höfig e colaboradores (2018), são identificadas duas etapas de deposição do Complexo Porongos (Fig. 5), segundo assinaturas detríticas de zircão. A primeira sequência, Porongos I, apresenta idade de 780 Ma (Toniano) e é descrita como uma bacia marginal com arenitos, pelitos, carbonatos e rochas vulcânicas depositadas sobre o Terreno Encantadas. Porongos II, segunda sequência, é formada em bacia de *foreland* sin-orogênica com depósitos de carbonatos, pelitos, conglomerados, arenitos e vulcânicas de idade de 615 a 580 Ma (Ediacarano), conforme proposto por Pertille *et al.* (2017).

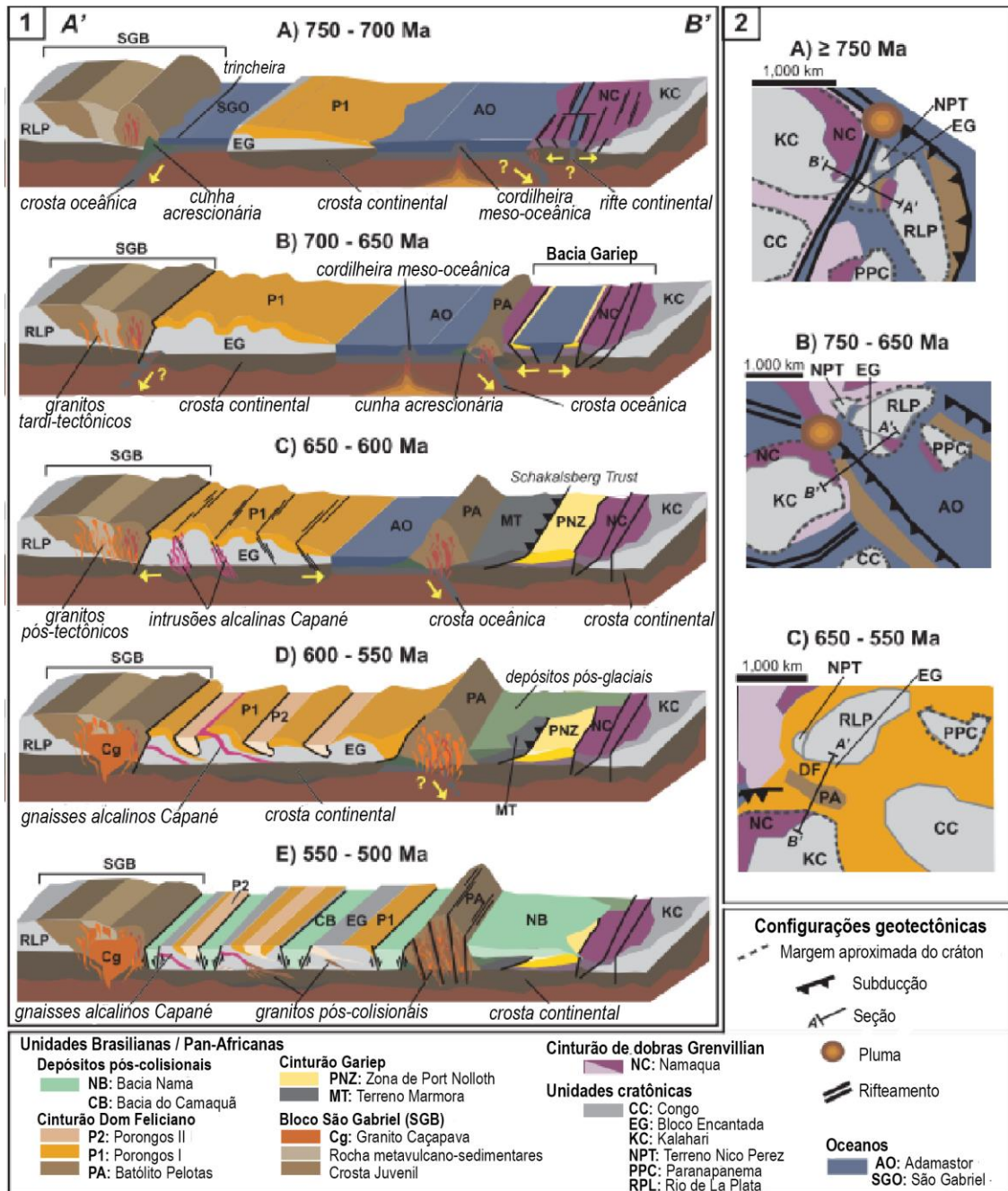


Figura 5: Desenho esquemático do modelo tectônico simplificado do desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano na porção sudoeste do Gondwana (Modificado de Höfig *et al.*, 2018).

A idade de deformação do Porongos I está relacionada com a colisão do Terreno Encantadas com o Cráton Rio de La Plata e fechamento do Oceano São Gabriel durante 760 e 700 Ma, enquanto o metamorfismo dessa unidade ocorreu em 700-650 Ma com a convergência e subducção do terreno. O metamorfismo da sequência Porongos II está relacionado com a mudança do contexto do Cinturão Dom Feliciano de ambiente compressional para extensional ocorrida entre 650 e 550 Ma, durante a formação de zonas de cisalhamento tangencial. O colapso orogênico

responsável pelo regime tectônico extensional formou a Bacia do Camaquã e Bacia Nama (Cinturão Kaoko/Gariep) (Höfig *et al.*, 2018).

2.1.2 *Bacia do Camaquã*

A Bacia do Camaquã (BC), situada na região centro-sul do Rio Grande do Sul, representa a sucessão de diferentes bacias vulcano-sedimentares com idade de deposição entre o Neoproterozoico e o Siluriano (Janikian *et al.*, 2003), relacionadas ao Ciclo Brasileiro (e.g. Fragoso-César, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Paim *et al.*, 2000; Menegat & Fernandes, 2000; Hartmann *et al.*, 2008), em um mesmo locus deposicional. A BC foi subdividida por Paim *et al.* (2000) em cinco sub-bacias geográficas nas quais os pacotes sedimentares encontram-se separados por grandes feições estruturais do embasamento total ou parcialmente exposto, sendo denominadas como sub-bacias: Piquiri-Boici, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó (Figura 6).

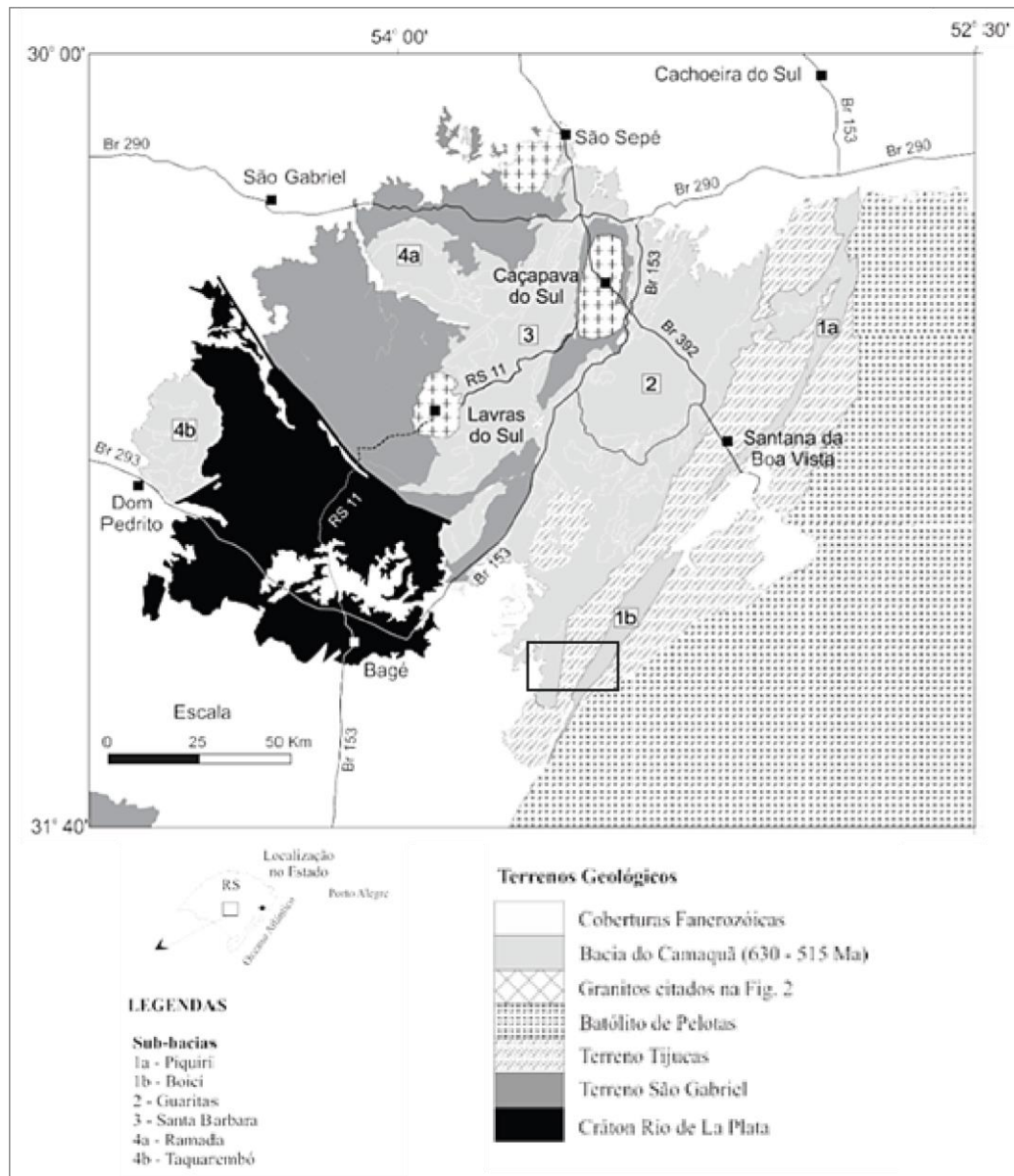


Figura 6: Contexto geológico da Bacia do Camaquã incluindo as sub-bacias (sensu Paim *et al.*, 2014) e terrenos geológicos adjacentes (Paim *et al.*, 2014, adaptado de Chemale Jr., 2000).

Menegat & Fernandes (2001) propõem a divisão da BC em cinco bacias tardi-orogênicas (Piquiri, Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas) (Figura 7) devido a impossibilidade de correlação entre as sub-bacias da BC propostas anteriormente quanto à litoestratigrafia e aloestratigrafia (Shaw, 1963 apud Menegat & Fernandes, 2001). Sendo assim, esta divisão proposta não é apenas espacial e, sim, tectono-estratigráfica.

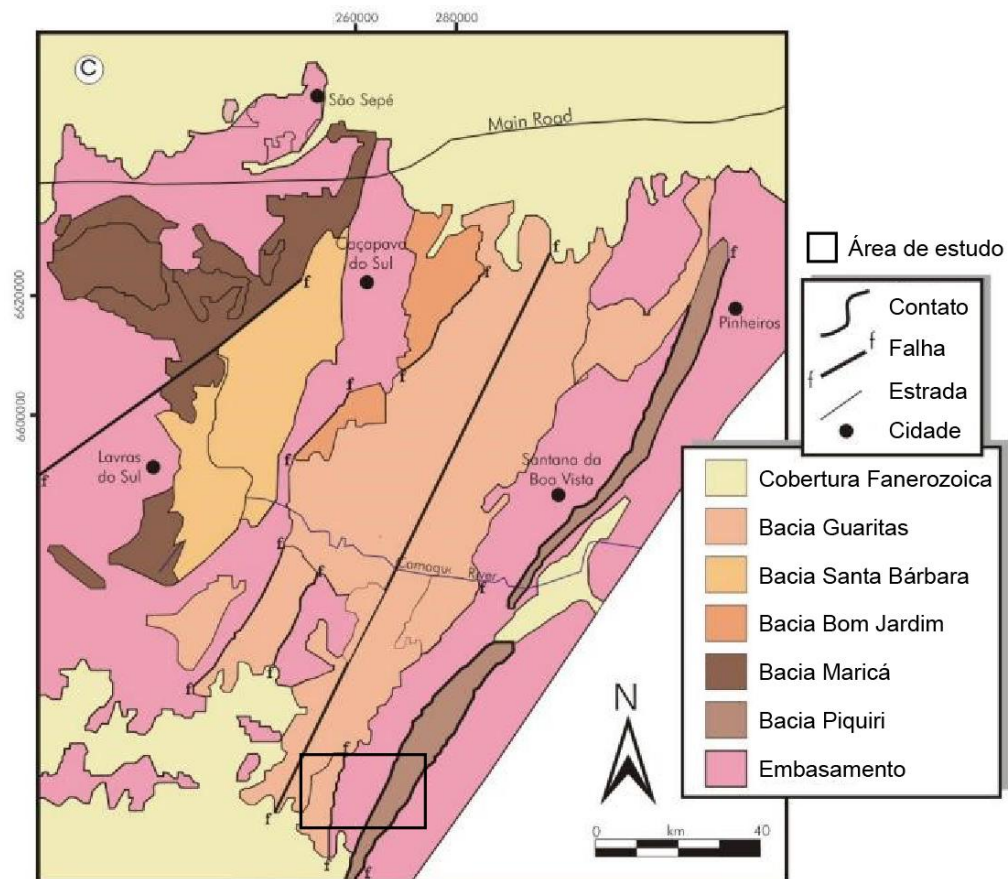


Figura 7: Mapa simplificado das bacias tardi-orogênicas do Cinturão Dom Feliciano (Menegat & Fernandes, 2001, modificado de Fernandes *et al.*, 2001).

Em 2003, a tese de doutorado de Fambrini e o artigo de Janikian e colaboradores propuseram a segmentação da BC nas sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Oriental, divididas pelos altos de Caçapava do Sul e Serra das Encantadas. Essa nova classificação foi amplamente utilizada nos anos seguintes (e.g. Fambrini *et al.*, 2005; Janikian *et al.*, 2008, 2012, 2015; Almeida *et al.*, 2012). Esses autores agruparam os grupos Maricá e Bom Jardim, a Formação Acampamento Velho e os grupos Santa Bárbara e Guaritas em uma única unidade litoestratigráfica, denominada Supergrupo Camaquã.

Os estudos acerca da BC iniciaram na década de 1930, com o trabalho de reconhecimento da geologia do estado do Rio Grande do Sul pelo geólogo mineiro Paulino de Carvalho (1932). Posteriormente, foi elaborado o mapa geológico da região de Caçapava-Lavras por Leinz *et al.* (1941), que incluiu a formação basal da BC. Em 1966, os trabalhos de Robertson e Ribeiro *et al.* (1966) sugeriram as divisões em formações do Grupo Camaquã (Robertson *et al.*, 1966), bem como a separação entre Grupo Camaquã e Grupo Bom Jardim (Ribeiro, 1966). Do final da década de 70 à

década de 90, Ribeiro & Fantinel (1978), Teixeira *et al.* (1978), Gonzales & Teixeira (1980), Fambrini (1988) e Paim *et al.* (1999) aumentaram o detalhamento da Bacia do Camaquã e avançaram os estudos na região. Os primeiros trabalhos modernos de análise de ambientes deposicionais foram feitos em 1985 por Faccini e colaboradores. Posteriormente, na década de 90, diversos trabalhos avançaram estudos aprofundados sobre tectônica e sedimentação da Bacia Boici-Piquiri (Oliveira, 1994; Caravaca, 1998), que culminam na síntese apresentada por Menegat & Fernandes (2001, 2003). Em 2000 e 2014, Paim *et al.* (2000, 2014) revisou os estudos realizados na região e sintetizou os conhecimentos, acrescentando os conceitos de ciclos tectono-vulcano-sedimentares à evolução da bacia. Por meio da análise dos grupos Santa Bárbara e Bom Jardim, Fambrini (2003) e Janikian *et al.* (2003) atualizaram as divisões de grupos e sub-bacias da Bacia do Camaquã, bem como, em 2006, Borba (2006) revisa os conhecimentos acerca da Bacia do Camaquã e propõem uma evolução para esses registros sedimentares a partir da geoquímica isotópica, estratigrafia e petrografia.

| Leinz <i>et al.</i> (1941) | Robertson (1966) (manuscrito de 1961) | Goffi <i>et al.</i> (1962) | Ribeiro <i>et al.</i> (1966) | Ribeiro (1970) | Ribeiro & Lichtenberg (1978) | Santos <i>et al.</i> (1978) | Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (1985) | Leites <i>et al.</i> (1990) e Porcher <i>et al.</i> (1995) | Paim <i>et al.</i> (1995) | Janikian <i>et al.</i> (2001) | Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (2003) | este trabalho |
|--------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------|------------------------------|------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------------|---|------------------------------|--|---|---|
| Conglomerado Seival | Conglomerado Coxilha | Formação Guaritas | Conglomerado Coxilha | Formação Guaritas | Camadas Varzinha | Grupo Camaquã | Formação Guaritas | Seqüência Vulcano-Sedimentar IV | Aloform. Varzinha | Formação Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho | Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho | Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho |
| Efusivas Andesíticas | Formação Guaritas | Formação Santa Bárbara | Formação Guaritas | Formação Santa Bárbara | Camadas Guarda Velha | Grupo Camaquã | Formação Guaritas | Seqüência Vulcano-Sedimentar IV | Aloform. Pedra Pintada | Formação Santa Bárbara | Grupo Santa Bárbara | Grupo Santa Bárbara |
| Série Camaquã Inclinada e Horizontal | Membro Andesito Martins | Formação Camaquã | Membro Rodeio Velho | Formação Santa Bárbara | Formação Santa Bárbara | Grupo Camaquã | Formação Guaritas | Seqüência Vulcano-Sedimentar IV | Aloform. Pedra do Segredo | Formação Santa Bárbara | Grupo Santa Bárbara | Grupo Santa Bárbara |
| Efusivas Ácidas | Rioite Ramada | Seqüência Vulcânica | Formação Bom Jardim | Formação Bom Jardim | Formação Acampam. Velho | Formação Acampamento Velho | Fm. Acampamento Velho | Seqüência Vulcanogênica III | Aloform. Serra dos Lanceiros | Fm. Acamp. Velho | Fm. Acamp. Velho | Fm. Acamp. Velho |
| | Andesito Hilário | Seqüência Vulcânica | Mb. Hilário | Mb. Hilário | Mb. Vargos | Mb. Hilário | Mb. Hilário | Seqüência Vulcano-Sedim. II (Mbs. Hilário, Vargos e Mangueirão) | Aloform. Santa Fé | Fm. Picada das Graças | Fm. Picada das Graças | Fm. Picada das Graças |
| Formação Maricá | Formação Maricá | Seqüência Sedimentar | Formação Maricá | Formação Maricá | Formação Maricá | Formação Maricá | Formação Maricá | Seqüência Vulcano-Sedimentar I | Aloform. Santa Fé | Fm. Cerro da Angélica | Fm. Cerro da Angélica | Fm. Cerro da Angélica |

— D.E. — Discordância Erosiva — D.A. — Discordância Angular

Figura 8: Correlação das colunas estratigráficas elaboradas em estudos anteriores até 2003 (Janikian *et al.*, 2003).

A BC apresenta fases de deposição tardi- a pós-origênicas sobre o Terreno São Gabriel e o Terreno Nico Perez que podem ser relacionadas aos grupos e alogrupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas (Paim *et al.*, 2014). Já Fambrini (2003), Janikian *et al.* (2003) consideram que todas as bacias são riftes pós-origênicos. É possível observar a continentalização dos ambientes durante a

evolução das sucessivas bacias no mesmo locus deposicional com depósitos marinhos na base (Alogrupo Maricá), passando para lacustre profundo (Alogrupo Bom Jardim), lacustre raso e fluvial (Alogrupo Santa Bárbara) e lacustre raso, aluviais e eólicos no topo (Alogrupo Guaritas) (Paim *et al.*, 2014). Os ciclos tectono-sedimentares registrados, exceto o primeiro (Alogrupo Maricá), apresentam vulcanismo basal associado.

O Alogrupo Maricá (630-600 Ma), como definido por Paim *et al.* (2000), ou Grupo Maricá (Pelosi & Fragoso-César, 2003), é a unidade de base da BC e aflora nas sub-bacias Ramada e Piquiri (Paim *et al.*, 2000) e sub-bacia Camaquã Ocidental (Pelosi & Fragoso-César, 2003). Representa o estágio tardi-orogênico de uma bacia de retro-arco de *foreland* (Paim *et al.*, 2014). A sedimentação predominante no registro aflorante é de ambiente marinho com proveniência de terreno granito-gnáissico paleoproterozoico (Borba, 2006; Borba *et al.*, 2008) e importante contribuição de fonte vulcânica (Pelosi & Fragoso-César, 2003).

Segundo Paim *et al.* (2000), o Alogrupo Bom Jardim (593±6 e 580±3,6 Ma) apresenta registro de deposição em ambiente lacustre profundo com leques e rochas vulcanoclásticas, fluxos piroclásticos e de lava (Formação Hilário, Ribeiro & Fantinel, 1978) e intrusões hipoabissais shoshoníticas (Complexo Granítico Lavras do Sul, Nardi & Lima, 1985) associadas em uma bacia do tipo *strike-slip* tardi-orogênica. Oliveira *et al.* (2014) descreveu a sedimentação como alúvio-deltaica. O vulcanismo foi descrito como de ambiente continental com moderada explosividade e raras ocorrências de corpos d'água. Essa sequência vulcano-sedimentar aflora nas sub-bacias Santa Bárbara, Guaritas e Piquiri (*sensu* Paim *et al.*, 2000).

O Alogrupo Santa Bárbara (574±7 a 549±5 Ma) foi descrito como sendo a primeira ocorrência de bacia do tipo rifte na BC, dada em termos de dois riftes, Santa Bárbara Leste e Oeste, limitados pelo alto de Caçapava do Sul (Paim *et al.*, 2000). Representa o estágio de sedimentação pós-orogênica registrada nos depósitos lacustres rasos com deltas e leques aflorantes nas sub-bacias Guaritas e Piquiri (*sensu* Paim *et al.*, 2000). As rochas vulcânicas presentes nessa sequência compreendem a Aloformação Acampamento Velho, descrita por inicialmente por Ribeiro & Fantinel (1978).

Fambrini e colaboradores propõem que o Grupo Santa Bárbara (GSB) é composto pelas formações Estância Santa Fé, Passo da Capela, Seival e Rincão dos Mouras. Ou seja, para esses autores, não há equivalência da Fm. Arroio dos Nobres

com a Fm. Cerro da Angélica ou Picada das Graças, como sugeriram Paim *et al.* (2014). Para eles, como mostrado na figura 8, a Fm. Arroio dos Nobres, com seus possantes 4 mil metros, pertence ao GSB, sendo bem mais recente, portanto, que as sotopostas. Além disso, preconizam que essa Bacia Santa Bárbara seja resultante de extensão crustal.

O Alogrupo Guaritas ($547 \pm 6,3$ a 510 Ma) (Paim *et al.*, 2000) registra o último ciclo tectono-sedimentar da BC e apresenta sedimentação característica de clima árido a semiárido (De Ros *et al.*, 1994) com depósitos eólicos, lacustre raso e fluviais efêmeros. O vulcanismo de base (Aloformação Rodeio Velho) apresenta composição intermediária a básica. O aumento da taxa de subsidência desse alogrupo foi registrado pela transição de leques aluviais e fluvial para leques deltaicos, a leste, e deltas de planície entrelaçada, a oeste (Paim *et al.*, 2014).

2.1.3 Formação Arroio dos Nobres

Com o desenvolvimento dos estudos da Bacia do Camaquã e suas diferentes etapas de evolução, as sequências presentes em regiões dispersas no Escudo Sul-Rio-Grandense foram agrupadas e designadas com diferentes nomenclaturas e interpretações quanto ao ambiente deposicional e contexto tectônico. Nesse trabalho, utilizaremos a classificação de CPRM (1999) para sequências sedimentares da região do trabalho.

De acordo com CPRM (1999), as rochas presentes na Bacia do Arroio Boici (BB) e no fragmento Apati, nas proximidades do Arroio Boici, estão inseridas na Formação Arroio dos Nobres. Essa formação é composta pelos membros Mangueirão e Vargas, sendo que apenas o último aflora na área de estudo desse trabalho.

O Membro Mangueirão é formado por ritmitos síltico-areníticos, com intercalação de delgadas camadas de argilitos, siltitos e arenitos. Tais litologias apresentam-se localmente deformadas por dobras e estão interdigitadas com camadas do Membro Vargas. É limitado por contato interdigitado com o Membro Vargas, e por contato tectônico com a Suíte Granítica Santo Afonso e Complexo Porongos, sendo superposto por depósitos permianos da Bacia do Paraná (CPRM, 1999).

O Membro Vargas (MV) é a unidade da Bacia do Camaquã investigada nesse estudo. A unidade é geralmente descrita como sendo composta por espessos pacotes de camadas conglomeráticas e areno-conglomeráticas polimíticas, com seixos arredondados a sub-arredondados. As unidades limítrofes, Complexo Porongos e granitoides do Terreno Pelotas, apresentam contato tectônico por falhas. O MV assenta-se sobre granitos do CDF por discordância do tipo não conformidade. O Membro Mangueirão apresenta interdigitação com o Membro Vargas e encontra-se sotoposto às unidades sedimentares da Bacia do Paraná. Também está sotoposto aos grupos Santa Bárbara e Guaritas (CPRM, 1999)

Anteriormente, Fragoso-César (1991) caracterizou a sedimentação da Formação Arroio dos Nobres no Vale Boici como produto do estágio transpressional tardi-orogênico da formação do Cinturão Dom Feliciano, denominada Orogenia Serra do Herval. Nessa etapa tectônica, foram incluídos depósitos sedimentares relacionados ao ambiente deltaico. Essa sedimentação foi resultante da transpressão que aglutinou terrenos graníticos, elevando a região e formando uma antefossa (Antefossa Camaquã), onde os sedimentos deltaicos gradaram lateral e verticalmente para uma sedimentação molássica (Molassa Boici). Nesse trabalho, o Membro Vargas (então denominado por Fragoso-César, 1991, como Cunha Rudítica Vargas) foi descrito como a porção intermediária da sequência da Antefossa Camaquã, formada por conglomerados com clastos de rochas ígneas (Fragoso-César, 1991).

Após ser mapeada e descrita em 1999 (CPRM, 1999) como Formação Arroio dos Nobres, a Bacia do Arroio Boici passou a ser representada em mapas de outros trabalhos (e.g. Fragoso-César *et al.*, 2000b; Fambrini, 2003; Fambrini *et al.* 2005a; Fambrini *et al.*, 2005b; Pelosi & Fragoso-César, 2003; Leitão *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2012) como exposição da Formação Passo da Capela, pertencente ao Grupo Santa Bárbara (sensu Fambrini, 2003).

Como descrita por Fambrini (2003), a Formação Passo da Capela é representativa de ambientes de leques submarinos com conglomerados e arenitos grossos formados em fluxos gravitacionais e ambiente marinho dominado por ondas de tempestades com depósito de arenito e ritmitos. Essa unidade é encontrada nas sub-bacias Camaquã Oriental e base da Camaquã Central (sensu Fambrini, 2003).

Borba *et al.* (2007) descrevem a Formação Arroio dos Nobres composta por arenitos com estratificação cruzada ou plano-paralela e conglomerados polimíticos com clastos subarredondados a angulosos de rochas vulcânicas, xistos e granitoides

e estruturas sedimentares organizadas. A assinatura geoquímica e isotópica com alta razão K_2O/Na_2O dessa formação, na região do Cerro da Árvore, indica rochas ácidas como principais áreas-fonte de sedimento, assim como a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ e $\epsilon Nd(0)$ apontam para contribuição de fonte crustal na sedimentação provavelmente relacionada com o Complexo Porongos (Borba *et al.*, 2007).

Em 2012, essa região foi novamente mapeada pela CPRM (CPRM, 2012; 2017) e os fragmentos Apati e Bacia do Arroio Boici foram descritas sendo de unidades distintas. Sendo o primeiro fragmento interpretado como sequência sedimentar do Grupo Santa Bárbara e o segundo composto pelos membros Vargas e Mangueirão (não descrito nesse trabalho) da Formação Arroio dos Nobres (GBJ).

3 REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Tectônica de Bacias

As bacias sedimentares, *locus* de acumulação de depósitos sedimentares e vulcânicos, se desenvolvem em todos os ambientes tectônicos existentes e podem ser classificadas e interpretadas quanto ao contexto tectônico em que estão se desenvolvendo. Distribuem-se nos variados ambientes tectônicos com diferentes potenciais de preservação e aporte sedimentar, assim como são formadas por diversos mecanismos de subsidência (Ingersoll, 2011).

As bacias são classificadas quanto as características que apresentam durante as etapas de sedimentação, podendo apresentar sequências sobrepostas em diferentes contextos tectônicos durante a evolução da bacia (Ingersoll, 2011). Considerando as variáveis: limites de placas mais próximas, proximidade com os limites, Dickinson (1974b; 1976a) classificou as bacias como divergente, convergente, intraplaca e transformante, híbrida e variada. Outros fatores que Dickinson (1974b; 1976a) considera na classificação é a posição estrutural, aporte sedimentar e o tipo de substrato em que as bacias se desenvolvem, podendo ser formado por crosta oceânica, de transição, continental ou anômala.

Para o desenvolvimento de um *locus* deposicional, são necessários mecanismos de subsidência para a formação de uma depressão. Tais mecanismos variam de acordo com os diferentes ambientes tectônicos e etapas da evolução da bacia e resultam em tipos de bacias variados (Figura 9). Os principais mecanismos de subsidência são: afinamento crustal; espessamento do manto listosférico; carregamentos sedimentar e vulcânico, tectônico e subcrustal; efeitos dinâmicos de fluxo astenosférico e densificação crustal (Ingersoll, 2011).

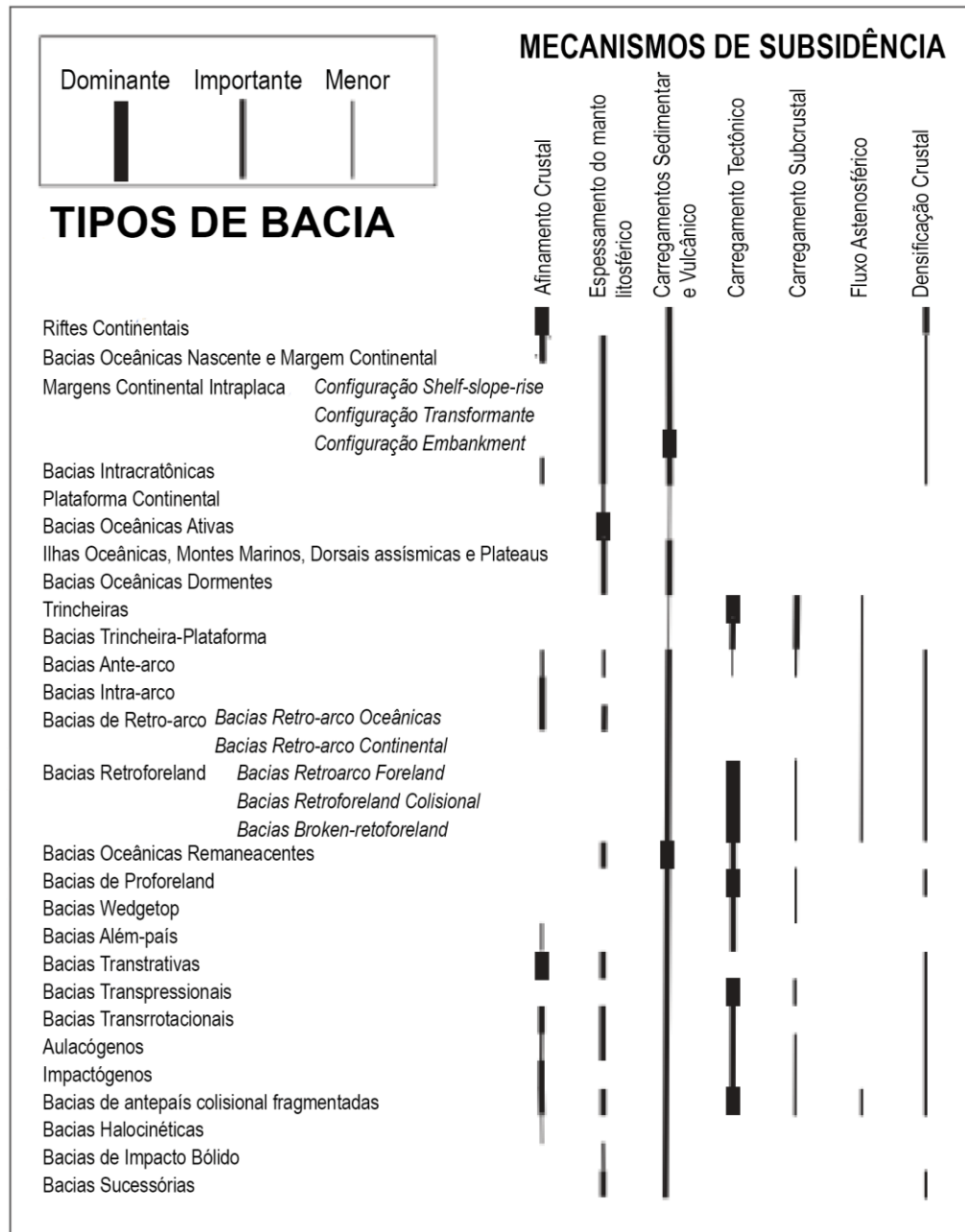


Figura 9: Tipos de bacia sedimentares e os mecanismos de subsidência relacionados (Modificado de Ingersoll, 2011).

Detalhando as bacias orogênicas (formadas em ambiente convergente), objeto de estudo desse trabalho: são classificadas conforme o regime estrutural, localização no orógeno e tipo de substrato (placa oceânica ou continental) (Ingersoll, 2011). As diferentes bacias formadas em ambiente convergente apresentam todos os mecanismos de subsidência descritos na literatura. Também são formadas por mecanismos característicos desse ambiente que não são encontrados em outros contextos tectônicos, como carregamento tectônico e subcrustal e o fluxo

astenosférico (Ingersoll, 2011). São distribuídas ao longo do sistema orogênico e denominadas, no sentido fossa-continente, como: bacias do sistema arco-fossa, antearco, intra-arco, retroarco (*back-arc*), retroarco de antepaís (*retroforeland*), proforeland, wedgetop, alémpaís (*hinterland*).

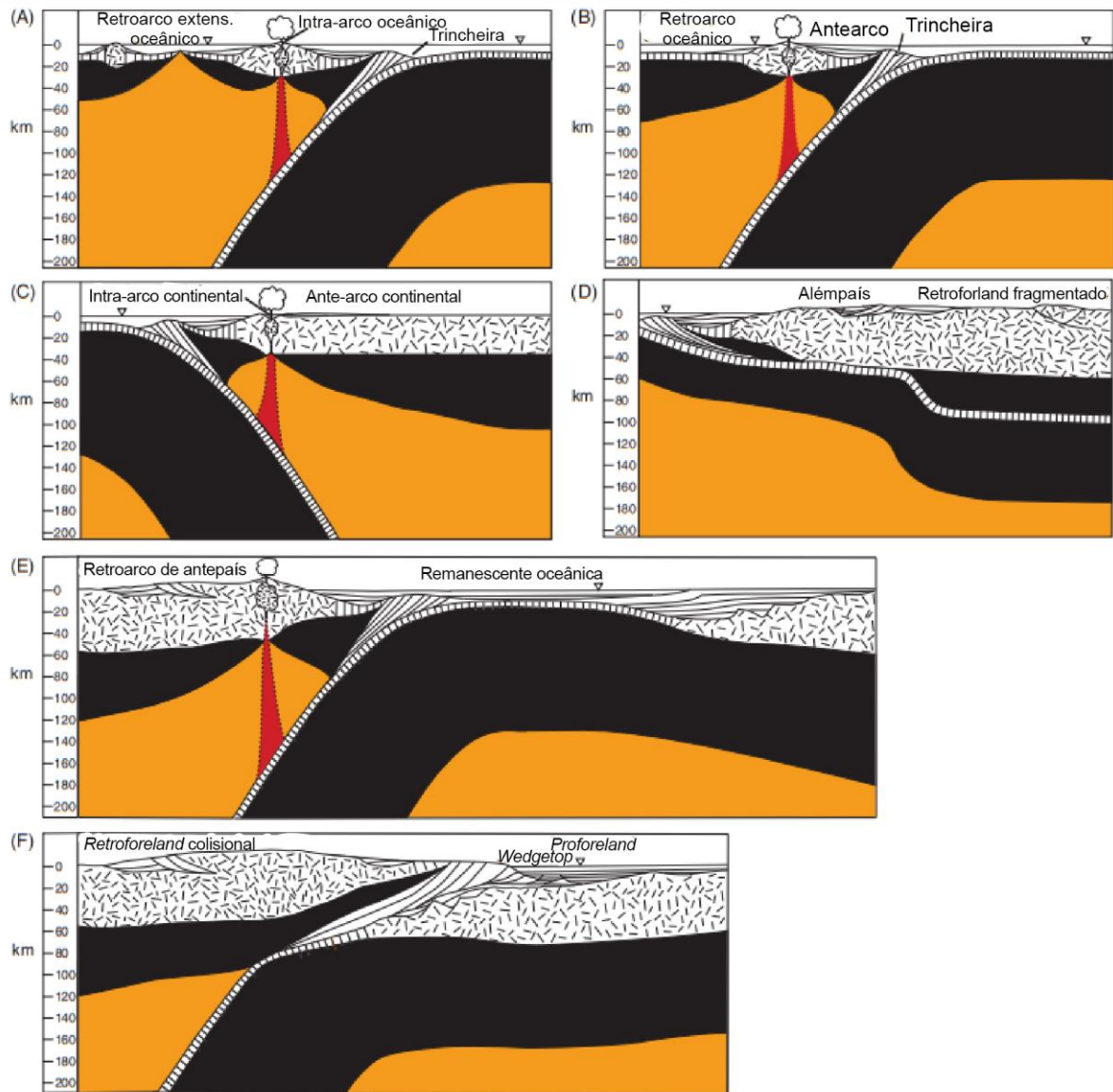


Figura 10: Ilustração esquemática das bacias em ambiente convergente (a) formação de bacias de trincheira, intra-arco oceânico e retroarco extensional oceânico; (b) bacias de trincheira, antearco e retroarco oceânico; (c) bacias de intra-arco continental e retroarco continental; (d) bacias de alémpaís e antepaís continental fragmentado; (e) bacia oceânica remanescente e retroarco de antepaís; (f) bacia *retroforeland* colisional, *proforeland* e *wedgetop* (Modificado de Ingersoll, 2011).

As diferentes bacias do sistema de arco apresentam características muito semelhantes em seus registros e por vezes é difícil a distinção entre bacias de antearco, intra-arco e retroarco (*back-arc*). A bacia de antearco se posiciona entre o sistema vulcânico orogênico e o sistema de bacias de arco-fossa e é condicionada

por fatores como o aporte sedimentar, depósitos subductados e características da subducção. O conjunto de bacias intra-arco é um sistema posicionado na edificação vulcânica do orógeno, que pode ser continental ou oceânica, e frequentemente apresenta super e sobreposição de vulcões. As bacias de retroarco (*back-arc*) são classificadas como continentais ou oceânicas e se posicionam atrás de arcos magmáticos continentais e intraoceânicos. Essas bacias também são denominadas como retroarco (Dickinson, 1974b) quando são formadas em ambiente de arco compressivo, enquanto a anterior se desenvolve atrás de arco extensivo. Os depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos, importantes para a diferenciação das bacias, se apresentam em acumulações expressivas em sistemas de bacias intra-arco e, em menor quantidade, nas bacias antearco e *back-arc* devido ao espalhamento dos depósitos oriundos da bacia de intra-arco. (Ingersoll, 2011).

Dickinson (1974b) propõe nomenclatura que diferencia as bacias nas porções externas do orógeno e cunha os termos “Retroarco de antepaís” e “Bacia periférica de antepaís”. O primeiro termo utilizado para bacias *foreland* formadas atrás de arcos compressionais e apresentam desenvolvimento desde a subducção até a colisão continental e o segundo termo para bacias *foreland* desenvolvidas na placa subductora apenas durante colisões continentais.

Willett *et al.* (1993), Johnson e Beaumont (1995), Beaumont *et al.* (1996), e Naylor & Sinclair (2008) (apud Ingersoll, 2011) adotaram uma simplificação da nomenclatura de Dickinson (1974b) e alteraram “retroarco foreland” para “retroforeland” e “foreland periférico” para “proforeland” (Ingersoll, 2011).

A evolução de bacias de foreland está intimamente relacionada com os mecanismos de subsidência ativados no contexto convergente. Essas bacias se desenvolvem, principalmente, devido ao ajuste isostático regional da litosfera sob a influência do terreno orogênico em formação (carreamento tectônico) e a continuidade da subsidência se dá devido ao carregamento sedimentar (Beaumont, 1981).

Outro tipo de bacia importante para ser introduzida são as Bacias Sucessórias (Fig. 11) são formadas no contexto pós-orogênico em cinturões de dobramento inativos ou pós-tafrogenia (Ingersoll, 2011). São registros importantes para a datação relativa da evolução de um orógeno e apresentam-se com configurações variadas pois, nessa classificação, se enquadram bacias que não são classificadas em outros contextos tectônicos já descritos (Ingersoll e Busby, 1995).

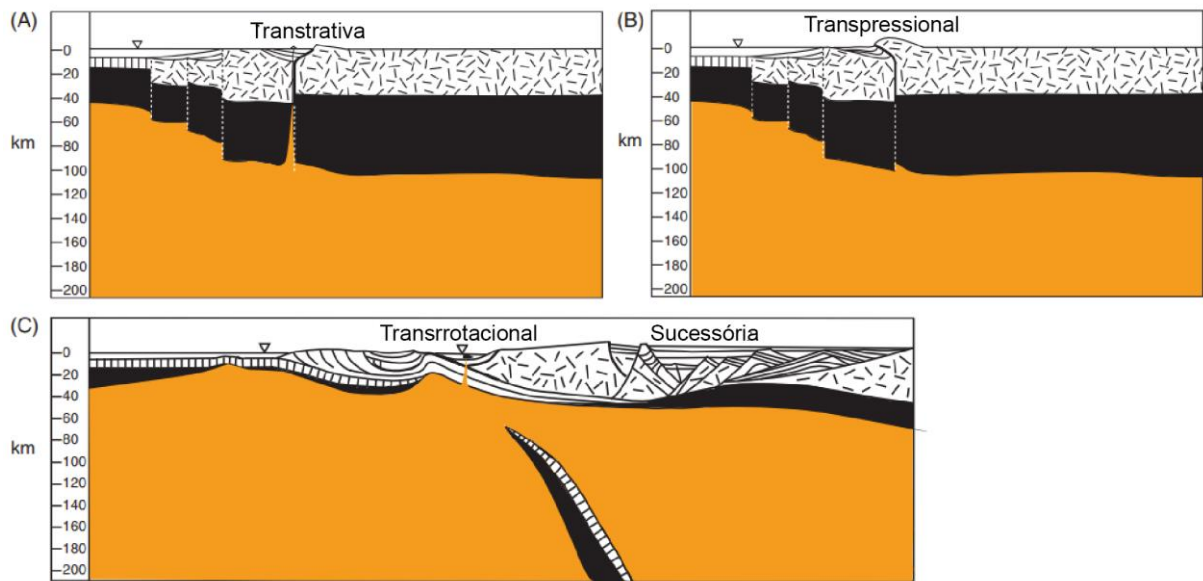


Figura 11: Seções transversais em escala real de bacias sedimentares em ambiente transformante com bacias transtrativa e transpressional (A e B) e formação de bacia transrotativa em contexto tectônico muito específico e bacia sucessória após o cessamento de atividade tectônica.

3.2 Orogêneses

A orogênese é um conjunto de processos formadores de crosta relacionada com a evolução térmica e mecânica crustal em limites de placas convergentes. O resultado desses processos em margem ativa são cinturões orogênicos com intensa deformação, compostos por todos os tipos litológicos e com significativo espessamento crustal devido à magmatismo, acresção tectônica de fragmentos de crosta e manto e deformação (Vanderhaeghe, 2012).

Os processos atuantes na formação de cinturões orogênicos dependem de fatores como a resistência e a reologia da litosfera continental, passíveis de alterações durante a orogênese devido à atividade magmática, processos sedimentológicos, metamorfismo e fusão e espessamento crustal. Esses fatores são responsáveis pelas características físicas do orógeno e acomodação da deformação (Kearey *et al.*, 2014).

Os orógenos são distinguidos em dois tipos devido às diferenças de processos formados e gradiente geotérmico dos cinturões metamórficos e, conseqüentemente, grau metamórfico e relação pressão/temperatura nos diferentes contextos tectônicos (Coney, 1970, 1972; Dewey and Bird, 1970 apud Vanderhaeghe, 2012). Esses tipos

são: (i) orógenos acrescionários do tipo subducção, com alta relação pressão/temperatura e localmente apresentando metamorfismo de alta temperatura associado ao magmatismo de arco, são formados pela tensão que a placa subductada exerce na placa continental superior; e (ii) orógenos do tipo colisionais, com intenso metamorfismo e deformação, formados pela colisão continente-continente ou arco-continente. (Vanderhaeghe, 2012; Kearey *et al.*, 2014).

Esses dois tipos expressam diferentes etapas do ciclo orogênico de Wilson (Wilson, 1966), sendo o primeiro tipo o início da acomodação dos esforços tectônicos convergentes por meio de subducção e o tipo colisional marcando o fim do ciclo com o cessamento da subducção e colisão entre massas continentais (Vanderhaeghe, 2012).

As etapas do ciclo orogênico de Wilson, descrito por J. Tuzo Wilson em 1966, contemplam a formação de uma bacia oceânica em limite extensivo durante fragmentação continental e, em outro limite de placa, a formação de cadeia de montanhas orogênicas em limite convergente (Fig. 12). Esse ciclo é promovido pela subducção de uma placa oceânica sob uma placa continental e, geralmente, se encerra com a colisão continental e arcos insulares e fechamento do oceano. Com a sucessão de ciclos, há alteração das características físicas das rochas envolvida nos processos de subducção e colagem continental resultados na orogenia (Frisch *et al.*, 2011).

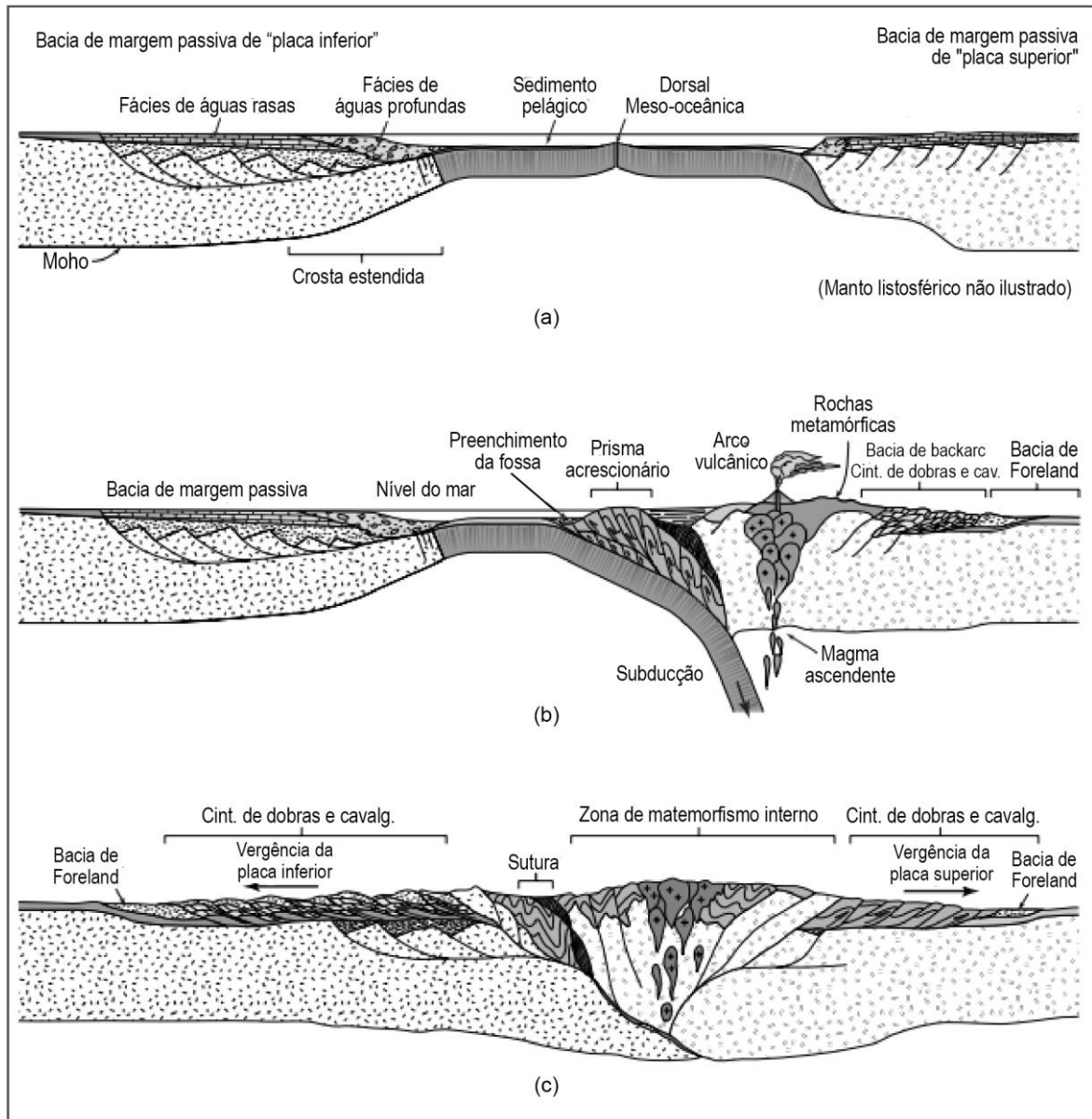


Figura 12: Seção transversal do desenvolvimento de um cinturão de dobras e cavalgamento durante formação de assoalho oceânico e início do movimento divergente de placas oceânicas (a), com posterior convergente e subducção da placa oceânica sob placa continental e geração de um sistema orogênico acrescionário (b) e, por fim, o encerramento do ciclo de Wilson com a orogenia colisional com geração de cinturão de dobras e cavalgamento e bacias de *foreland* em ambos os continentes colididos (c) (Modificado de Van der Pluijm, 2004).

A subducção que movimenta esse ciclo pode ser “espontânea”, quando a litosfera oceânica é antiga e densa, ou “forçada”, quando há tensão suficiente da deriva global provocando a subducção de placas jovens. Frisch e colaboradores (2011) também apontam que a geometria das margens oceânicas pode determinar que haverá subducção em ambas as margens opostas a um limite divergente (como no caso de uma possível subducção no Oceano Atlântico no futuro geológico).

Frisch *et al.* (2011) explicam que a configuração das margens das placas tectônicas envolvidas varia, podendo apresentar margens ativas em uma ou mais margens continentais de fechamento. Assim como, as margens ativas podem ser continentais (como na Orogenia Andina), com presença de arco insular ou com ambas configurações de margem. Durante o desenvolvimento do ciclo de Wilson, é possível que haja separação de blocos continentais (microcontinentes) e terrenos acrescidos durante a evolução do ciclo.

3.3 Leques aluviais, fandeltas e leques turbidíticos

O sistema deposicional de leques deltaicos (fandeltas) é caracterizado pelo depósito de sedimentos de canais efêmeros devido à redução do fluxo de água em encostas e lagos efêmeros. São típicos de regiões com clima árido a semiárido (baixa umidade) e apresentam deposição de sedimentos subaérea ou subaquática. Os leques deltaicos se desenvolvem devido a subdivisão do fluxo de água em razão da dissipação de energia, e conseqüente formação de rede de distribuição, e com a redução do nível de água do sistema devido a evaporação e infiltração no perímetro do canal (perda de transmissão) (Kelly & Olsen, 1993).

Podem ser alimentados por uma única fonte (sistemas de entrada única) ou mais de uma (sistemas de entrada múltipla). Os sedimentos apresentam organização interna que separa a descarga sedimentar e diferentes estruturas internas. Leques deltaicos apresentam-se com forma cônica que se distribui em encostas, bordas de falhas e lago com a seguinte organização: zonas de alimentação, distributiva e bacinal (Kelly e Olsen, 1993) (Figura 13).

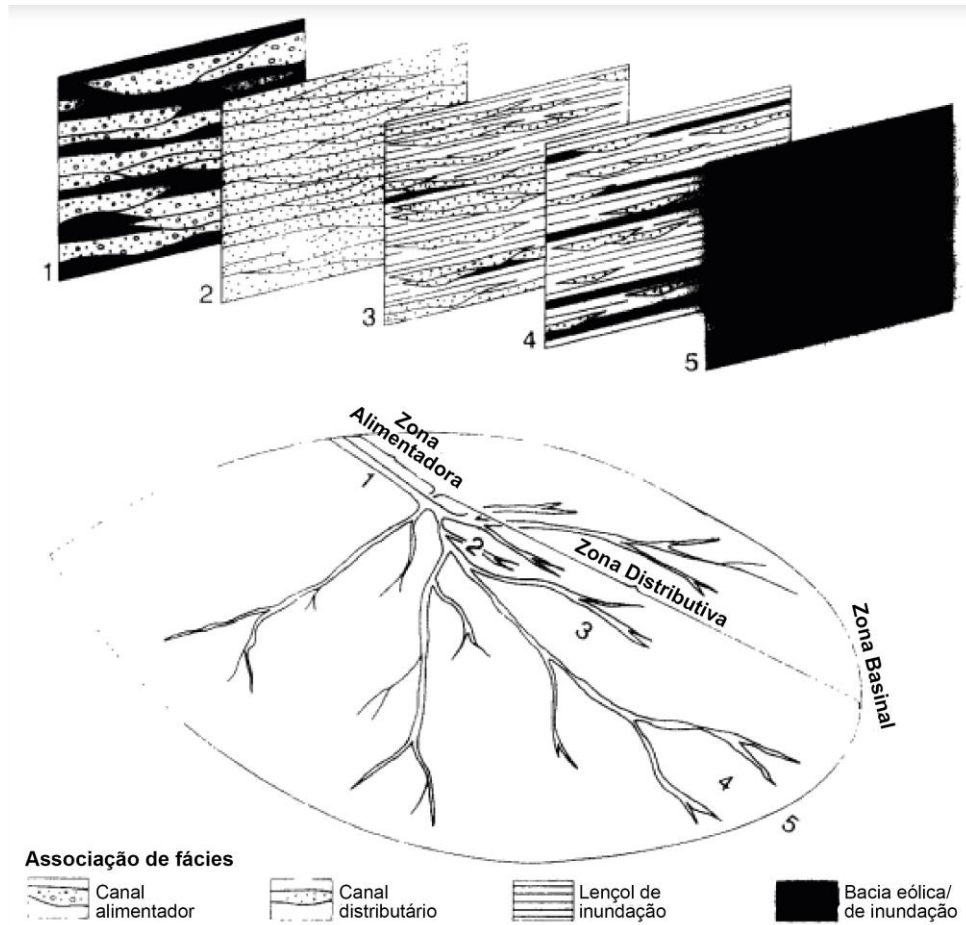


Figura 13: Desenho esquemático dos subsistemas de leques aluviais do tipo terminais (Modificado de Kelly e Olsen, 1993).

A zona de alimentação se caracteriza pela predominância de grandes canais e intercanais menores de descarga sedimentar do sistema fluvial. No registro sedimentar, é encontrada com camadas de arenitos e conglomerados com espessura de dezenas de metros e largura de centenas de metros (Kelly e Olsen, 1993).

A zona distributiva é o registro da diminuição na frequência de canais resultante da queda do nível de água e energia do fluxo. Em áreas proximais, com fluxo de corrente mais predominante que inundações, é deposição de arenitos de depósitos de canais com até 100 de espessura. Nas regiões médias da zona distributiva, ainda há camadas de arenitos de canais, mas com menor espessura (cerca de 2 a 5 metros) e distribuição lateral (<100m). Em porções distais dessa zona, a inundação de lençóis predominante gera arenitos e siltitos com espessura menor que 2 metros e distribuição lateral entre dezenas e centenas de metros. Também podem ocorrer arenitos eólicos nas porções distais (Kelly e Olsen, 1993).

E por último, a zona bacinal é o subsistema mais distal com depósitos de inundação da bacia ilustrado pela presença de playa lake ou depósitos eólicos devido

à redução da umidade e inexistência do nível de base. É caracterizada pela deposição de siltitos (em bacias inundadas), arenitos eólicos e argilitos e evaporitos de playa lake (Kelly e Olsen, 1993).

A arquitetura de fandeltas varia em relação processos atuantes, como já citados anteriormente, o tipo de sedimento e a natureza dos sistemas deposicionais. Leques deltaicos extensos e com bacia de inundação com sedimentação fina são, em geral, desenvolvidos por alta carga sedimentar e de variados tamanhos. Enquanto a baixa a moderada carga sedimentar de areia tende a formar leques com menores dimensões e interações complexas com os sistemas adjacentes (Kelly e Olsen, 1993).

Porém, quando os fluxos gravitacionais gerados devido à densidade dos sedimentos escoam em um fluido (Parsons *et al.*, 2007) e depositam-se em ambientes subaquosos marinhos ou lacustres, são descritos por Zavala & Arcuri (2016) como turbiditos intrabacinais. A origem desses fluxos pode variar, podendo ser formados em declives deposicionais a partir de fluxos instantâneos ou progressivos, instabilidade de frente deltaica, terremotos, sobrecarga sedimentar, tempestades, entre outras condições (Zavala & Arcuri, 2016). Os autores caracterizam a progressão das fácies durante o desenvolvimento de um turbidito que inicia com um fluxo de detritos coesivo (fluxo plástico) e denso e, com a alteração das condições hidráulicas, como aceleração e arrastamento da água, finaliza a formação de fácies com um fluxo granuloso turbulento (fluxo turbulento de movimento lento subcrítico). Essas variações no fluxo são demonstradas na evolução das fácies (F1 a F9) (Fig. 14), desde conglomerados mal selecionados com matriz mais fina, conglomerados mal selecionados clasto-suportados, conglomerados granuloso com e sem estratificação e arenitos maciços e com laminação plano-paralela (Zavala & Arcuri, 2016). A vantagem do modelo do Zavala & Arcuri (2016) é entender os fluxos gravitacionais subaquosos em termos de processos turbidíticos. Isso permite a leitura das condições hidráulicas de transporte e deposição em escala de detalhe.

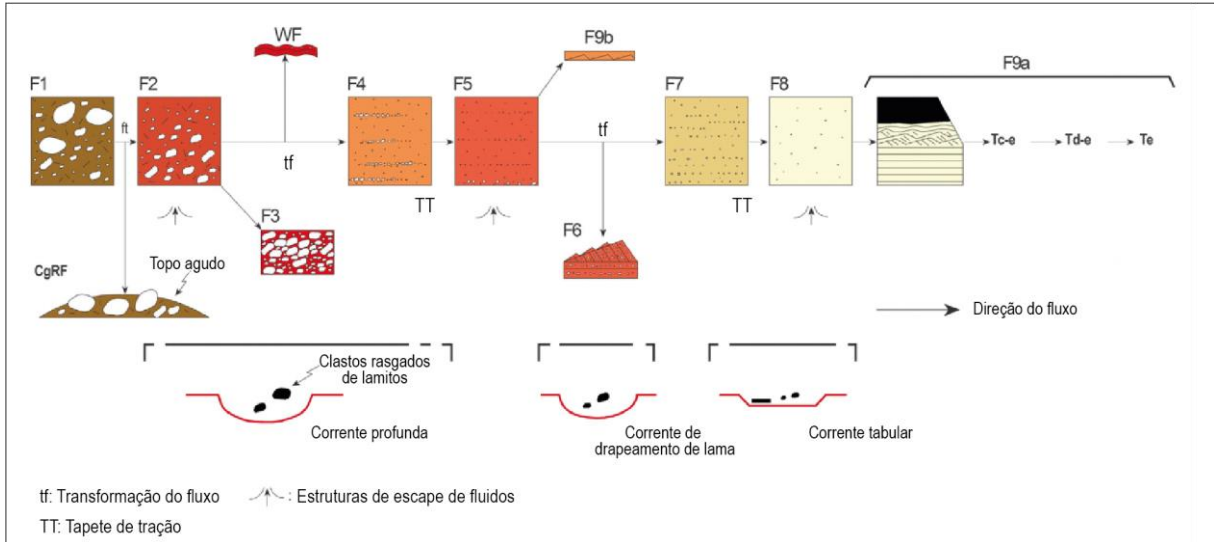


Figura 14: Esquema de fácies de turbiditos intrabaciais e processos formadores (Modificado de Zavala & Arcuri, 2016).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente capítulo tem a finalidade de especificar as metodologias e técnicas utilizadas neste estudo. A fim de cumprir com os objetivos propostos, a primeira etapa da metodologia inicia com a revisão bibliográfica e trabalho de campo, que inclui seções transversais, levantamento de perfil colunar, análise faciológica, análise de medidas estruturais, contagem e análise de clastos. Seguido pelo trabalho de laboratório com análise de proveniência utilizando descrição de clastos de amostra de mão e estudo de minerais pesados por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Também foi executado estudo de lineamentos com a utilização de imagens de satélites para o mapeamento dos lineamentos e descrição e medidas de atitudes das estruturas rúpteis em exposições da Bacia do Camaquã e contato com Complexo Porongos.

4.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica teve como objetivo a organização das demais metodologias necessárias para o trabalho de campo e aquisição de dados que correspondam aos objetivos propostos e as metodologias nas etapas a seguir. Consistiu na leitura de trabalhos executados na área do projeto, assim como na compilação de mapas para reconhecimento da geologia da área do trabalho de campo. O levantamento bibliográfico também compreendeu os artigos e teses sobre as unidades estudadas, a BC e o CP, e as técnicas e métodos específicos utilizados neste estudo, tais como, estratigrafia, análise de fácies sedimentares, estudo de minerais pesados e petrografia sedimentar quantitativa para interpretações de proveniência. Essa etapa foi desenvolvida durante toda a execução do projeto, desde a etapa de formulação do projeto, até a produção da monografia.

4.2 Preparação do trabalho de campo

Utilizando o Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, em escala 1:750.000 produzido pela CPRM (2006), Carta geológica da Folha Pedro Osório, em escala 1:250.000, da CPRM (CPRM, 1999) e imagens de satélite do Google Earth®, foram confeccionados mapas preliminares da área contendo litologia, lineamentos, estradas e afloramentos, possibilitando traçar perfis a serem levantados em campo. Esses perfis foram determinados com base na qualidade de exposição e distribuição espacial das unidades. Foram selecionados afloramentos de continuidade expressiva com o uso das imagens de satélite do software Google Earth®, assim como o acesso por estradas que interceptassem o contato entre as rochas sedimentares da Bacia do Camaquã e as rochas metamórficas do Complexo Porongos. Tais perfis tiveram, ainda, o intuito de verificar a natureza do contato entre as unidades sedimentar e metamórfica, analisar a variação lateral e vertical de fácies dos pacotes sedimentares da Bacia do Camaquã e a análise estrutural.

Após a etapa de campo, as seções executadas foram compiladas e organizadas com o intuito de visualizar as relações entre as unidades, a variação faciológica das mesmas e a geologia estrutural da área.

4.3 Trabalho de Campo

A etapa de trabalho de campo ocorreu nos dias 6 a 9 de janeiro de 2020, na região norte do município de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul, Brasil. Compreendeu a execução de seções transversais ao contato entre as unidades estudadas, levantamento de perfil colunar e respectiva identificação e caracterização de fácies, coleta de amostras para laminação e estudo de proveniência de clastos e minerais pesados, bem como aferição de medidas estruturais e sedimentares. Tais procedimentos foram executados em 11 áreas de afloramento das unidades da Bacia do Camaquã e no contato destas com o Complexo Porongos.

As amostras coletadas em campos foram armazenadas em sacos plásticos transparentes e catalogadas segundo o código de identificação do afloramento,

contendo a sigla do projeto (BCP), número do ponto descrito e letra adicional para contabilizar as amostras por afloramento. Também foi utilizada a amostragem orientada em um dos afloramentos com o uso de bússola do tipo Brunton® para a delimitação da direção de camada e sentido do mergulho.

4.3.1 *Levantamento de perfil colunar*

A análise faciológica dos pacotes sedimentares foi executada por meio de levantamento de perfis colunares na escala 1:100, com o uso de formulário específico para tal fim (Figura 15), onde são expressas, por meio da representação gráfica, a espessura das camadas, no eixo vertical, e a textura (granulometria), no eixo horizontal. Ao lado direito do perfil, anotam-se medidas estruturais, código de fácies, código de fotografias e descrições adicionais do pacote e informações como coleta de amostras e variação granulométrica não representada na escala do perfil. Ao todo, foram descritos 243 m de perfis colunares distribuídos na área de trabalho.

4.3.2 Análise Faciológica

Para a análise de fácies, foi utilizado o método de Walker & James (1992) e James & Dalrymple (2010), que propõe a identificação em afloramento das fácies estratigráficas para caracterização quanto a: geometria dos pacotes, textura e estruturas sedimentares e paleocorrentes. Para a classificação textural e codificação das fácies, adaptou-se o sistema de Farrell e colaboradores (2012).

O código de fácies de Farrell *et al.* (2012) corresponde a um conjunto de siglas que resume as características da fácies quanto a suas texturas e estruturas. A granulometria e as estruturas presentes nas fácies possibilitam compreender os processos sedimentológicos atuantes para a formação das unidades analisadas. Farrell *et al.* (2012) considera a proporção da fração areia, lama e cascalho, como representado na Figura 16, para diferenciar as texturas. As fácies foram traduzidas (Quadro 1) e adaptadas quanto ao intervalo granulométrico específico nas classes de areia e cascalho e estruturas sedimentares (Quadro 2).

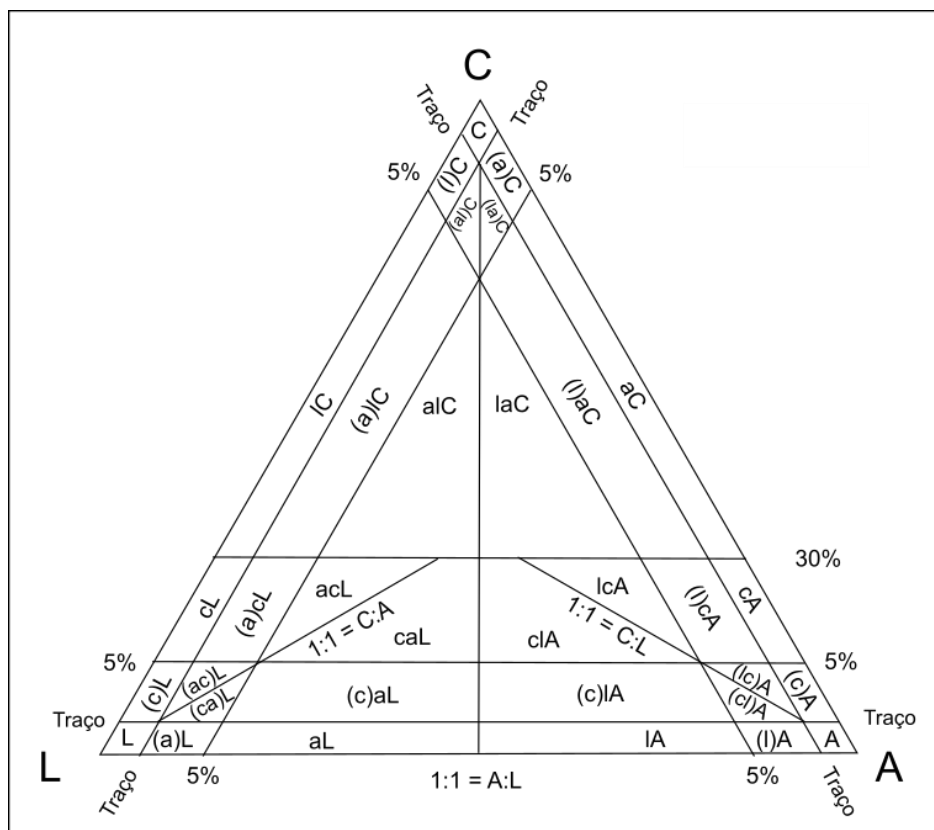


Figura 16: Diagrama ternário C (cascalho), L (lama) e A (areia) (Modificado de Farrell *et al.*, 2012).

| Classes texturais para sedimentos clásticos consolidados | | |
|---|---------------|---------------------------------------|
| | Código | Descrição |
| Cascalho | C | Conglomerado |
| | C(a) | Conglomerado levemente arenoso |
| | C(l) | Conglomerado levemente lamoso |
| | Ca | Conglomerado arenoso |
| | Cl | Conglomerado lamoso |
| | C(al) | Conglomerado levemente arenoso lamoso |
| | C(la) | Conglomerado levemente lamoso arenoso |
| | C(a)l | Conglomerado lamoso levemente arenoso |
| | C(l)a | Conglomerado arenoso levemente lamoso |
| | Cal | Conglomerado arenoso lamoso |
| | Cl a | Conglomerado lamoso arenoso |
| | Areia | A |
| A(c) | | Arenito levemente cascalhoso |
| A(l) | | Arenito levemente lamoso |
| Ac | | Arenito cascalhoso |
| Al | | Arenito lamoso |
| A(cl) | | Arenito levemente cascalhoso lamoso |
| A(lc) | | Arenito levemente lamoso cascalhoso |
| A(c)l | | Arenito lamoso levemente cascalhoso |
| A(l)c | | Arenito cascalhoso levemente lamoso |
| Acl | | Arenito cascalhoso lamoso |
| Alc | | Arenito lamoso cascalhoso |
| Lama | | L |
| | L(a) | Lamito levemente arenoso |
| | L(c) | Lamito levemente cascalhoso |
| | La | Lamito arenoso |
| | Lc | Lamito cascalhoso |
| | L(ac) | Lamito levemente arenoso cascalhoso |
| | L(ca) | Lamito levemente cascalhoso arenoso |
| | L(a)c | Lamito cascalhoso levemente arenoso |
| | L(c)a | Lamito arenoso levemente cascalhoso |
| | Lac | Lamito arenoso cascalhoso |
| | Lca | Lamito cascalhoso arenoso |

Quadro 1: Classes texturais para sedimentos clásticos consolidados (Modificado e traduzido de Farrell *et al.*, 2012).

Foram incluídas especificações granulométricas para a fração >30%, isto é, intervalo granulométrico dos arenitos (muito fino a muito grosso) e conglomerados (granulosos a matacosos). Os códigos em que há fração cascalhosa <30%, a letra “c” minúscula, como traduzido de Farrell *et al.* (2012), foi substituída pela abreviatura correspondente à fração cascalhosa presente nas fácies analisadas, ou seja, “gr”, “sx”, “bl”, “mt” (Quadro 2). Essas adaptações aos códigos de Farrell *et al.* (2012) permitem codificar com maior detalhamento as fácies sem perda dessas informações relevantes para a interpretação. Embora haja tendência hoje de relevar esses detalhes, pois um arenito médio e um arenito grosso com estratificação cruzada acanalada

representariam a mesma forma de leito, resolveu-se utilizar por conferir melhor precisão textural.

| Abreviaturas utilizadas | |
|--------------------------------|--|
| Am | Arenito médio |
| Ag | Arenito grosso |
| Amg | Arenito muito grosso |
| gr | Granuloso |
| sx | Seixoso |
| bl | Blocoso |
| mt | Matacoso |
| [eba] | Estratificação cruzada de baixo ângulo |
| [eca] | Estratificação cruzada acanalada |
| [ecp] | Estratificação cruzada plana |
| [epp] | Estratificação plano-paralela |
| [m] | Maciço |

Quadro 2: Abreviaturas utilizadas para granulometria e estruturas (Modificado de Farrel *et al.*, 2012).

4.3.3 Medidas de orientação de estruturas

As medidas de orientação de falhas, fraturas e acamamento foram obtidas em campo com a utilização de bússola do tipo Brunton® disponibilizada pelo Instituto de Geociências (UFRGS) em notação de trama. Os dados foram dispostos em estereogramas produzidos com o *software* Stereo32®. Essas medidas serviram para auxiliar na compreensão da relação de contato entre a Bacia do Arroio Boici e o Complexo Porongos utilizando estruturas observadas em campo e imagem de satélite.

Esse método tem caráter qualitativo, não expressando valores estatísticos referentes à geologia estrutural da área. As medidas de campo foram aferidas com a finalidade de verificação e comparação dos resultados obtidos em imagem de satélite.

4.4 Análise de Proveniência

A análise de proveniência de sedimentos pode ser feita com diversas abordagens e métodos. Cada etapa desse estudo tem caráter e importância distinta,

sendo complementares entre si. Com o uso dos métodos descritos a seguir, é possível considerar que litologias estavam expostas na área fonte no período de sedimentação da sequência sedimentar estudada e, com base nas medidas de paleocorrentes, realizar interpretações mais acuradas do modelo deposicional. Com essa interpretação é plausível estimar idades máximas e mínimas aproximadas para a deposição dessas rochas sedimentares, considerando as idades das rochas-fonte extraídas da bibliografia.

4.4.1 Contagem e análise de clastos

Foram analisados e contabilizados clastos de tamanho seixo a matacão em fácies conglomeráticas de dois afloramentos (um *in situ* e outro a partir de análise de imagem de altíssima resolução obtida por câmera Sony Alpha 7II) a fim de caracterizar as principais composições de clastos e as suas proporções em diversas fácies ao longo do perfil. As classes composicionais consideradas para essa contagem foram as seguintes: a) quartzo; b) granitoide; c) granitoide deformado; d) vulcânica; e) quartzito; f) metapelito; g) gnaisse; h) não identificado.

Essas classes composicionais e respectivas quantidades de clastos foram dispostas em um quadro de contagem (Figura 17) que possibilita a qualificação das áreas-fonte de sedimentos em campo e por análise de imagens fotográficas de altíssima resolução.

| DATA | | PROJETO | | | PONTO | | AMOSTRAGEM | | FOLHA |
|-------------|----------------|---------|------------|-----------------|-----------|-----------|------------|---------|------------------|
| COORDENADAS | | | | | LOCAL | | | | |
| Outro | | | | | | | | | |
| Matacão | | | | | | | | | |
| Bloco | | | | | | | | | |
| Seixo | | | | | | | | | |
| Tamanho | Contagem total | Quartzo | Granitoide | Granit. deform. | Vulcânica | Quartzito | Metapelito | Gnaisse | Não identificado |
| Observações | | | | | | | | | |

Figura 17: Quadro para contagem de clastos utilizada em campo.

A análise de composição e tamanho de clastos por imagem fotográfica de altíssima resolução foi executada com o uso do software Illustrator® que possibilitou

a demarcação de quadrículas para a segmentação da imagem. Cada quadrícula foi descrita com base nos critérios especificados no quadro de contagem da Figura 18. O tamanho da quadrícula varia entre 50 x 50 mm a 100 x 100 mm, conforme o espaço amostrado nas fotografias e dimensão dos clastos observados. O tamanho dos clastos cascalhosos foi calculado com base na escala utilizada na fotografia.

| Foto: Fácies: | Ponto: Quadrícula: | | |
|----------------------|-----------------------|-------|-------|
| Composição | Grânulo | Seixo | Bloco |
| Quartzo | | | |
| Granitoide | | | |
| Granitoide deformado | | | |
| Vulcânica | | | |
| Quartzito | | | |
| Metapelito | | | |
| Gnaisse | | | |
| Não identificado | | | |
| Total | | | |

Figura 18: Quadro para contagem de clastos utilizada em imagens fotográficas de alta resolução.

4.4.2 Descrição de clastos em amostra de mão

Em campo, foram coletados clastos de conglomerados representativos das classes composicionais que ocorrem nas fácies. Esses clastos foram descritos com o uso de lupa binocular afim de determinar as principais rochas-fonte dos sedimentos de granulometria cascalhosa. Esse método faz-se importante pelo caráter qualitativo da análise de proveniência das áreas-fonte de sedimentos.

4.4.3 Minerais Pesados

O estudo de minerais pesados possibilita o reconhecimento da proveniência dos sedimentos e análise dos processos que alteraram e segregam as paragêneses. Tais assembleias podem ser associadas genericamente com diferentes litologias como exemplificado na Figura 19.

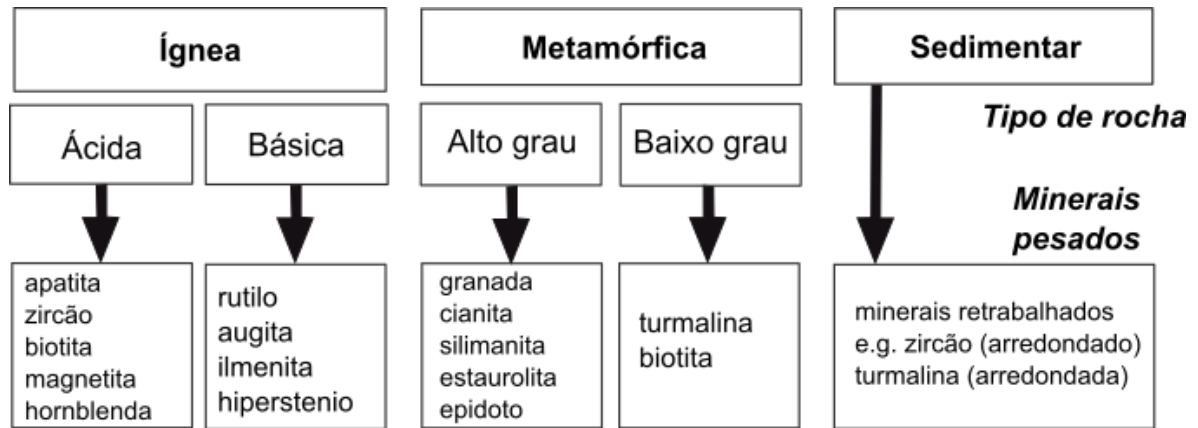


Figura 19: Exemplos de relações entre tipo de rochas e espécies minerais (Modificado de Nichols, 2009).

Para o estudo de minerais pesados, são utilizadas referências como Mange & Maurer (1993), Mange & Morton (2007), Morton & Hallsworth (1994) e Remus *et al.* (2008). Esses trabalhos indicam um processo minucioso com algumas etapas para preparar a amostra coesa até completar a separação de minerais pesados. Em laboratório, a preparação começa no Núcleo de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IGEO-UFRGS) com a moagem em britador e moinho de discos para a redução dos fragmentos amostrados.

Após a fragmentação, faz-se a separação da fração entre 0,068 e 0,25 mm com o uso de peneiras. Nessa fração, encontram-se minerais pesados com maior frequência, segundo a literatura (e.g. Mange & Maurer (1993) e Morton & Hallsworth (1994)). A porção segregada é limpa com o uso de bateia para a remoção da fração mais fina e passa pelo processo de separação gravitacional com líquido denso LST para a concentração de minerais com densidade acima de 2,3 g/cm³ e remoção de minerais leves. As etapas descritas anteriormente foram executadas com a utilização de equipamentos de proteção individual e materiais higienizados em banho de ultrassom para a eliminação de resíduos de outras amostras para garantir a eficácia do método.

O concentrado de minerais pesados é despejado aleatoriamente em pastilhas de resina (*mounts*), o que favorece a mistura aleatória das diferentes fases minerais e diminui possíveis erros estatísticos na contagem. O reconhecimento dos diferentes minerais pesados foi feito com análise de química mineral pontual em Microscópio Eletrônico de Varredura por dispersão de energia (MEV-EDS), que também foi utilizado para a contagem dos grãos com a confecção de mapas composicionais dos

mounts, possibilitando visualizar a distribuição e concentração dos elementos nos grãos e posterior interpretação das espécies presentes.

Após a contagem dos grãos em mapas composicionais e separação das diferentes espécies, os dados foram dispostos de diferentes formas para melhor análise e interpretação quanto à proveniência desses minerais. Segundo Morton & Hallsworth (1994), a metodologia com base em minerais não opacos necessita a contagem de 100 a 200 grãos por par de minerais da razão. Os dados também foram dispostos em gráficos comparando as proporções de todas as espécies de minerais pesados.

Os minerais pesados foram utilizados como método complementar e de maior precisão, em relação ao método descrito anteriormente. A utilização desses minerais para a identificação da proveniência de sedimentos leva em consideração os fatores que influenciam na assembleia mineralógica, ou seja, etapas do ciclo sedimentar, e não exprime apenas a composição da rocha-fonte (Morton & Hallsworth, 1994). Esses fatores são, principalmente, a diagênese e efeito hidráulico durante o transporte dos sedimentos. Os processos hidráulicos que ocorrem durante as etapas do ciclo sedimentar selecionam minerais com propriedades físicas semelhantes, como, por exemplo, densidade, tamanho e forma dos grãos. A diagênese é responsável por dissolver minerais pesados com o aumento do soterramento e passagem de água ácida de baixa temperatura (Morton & Hallsworth, 1994).

A utilização de razões entre as espécies minerais que apresentam comportamento semelhante durante os processos sedimentológicos e diagenéticos atenua a influência desses agentes na seleção dos constituintes primários. Portanto, a análise das razões entre minerais pesados se aplica apenas para minerais estáveis em alta temperatura na diagênese e em águas subterrâneas ácidas, exceto a apatita (Morton & Hallsworth, 1994).

4.4.4 *Microscópio Eletrônico de Varredura*

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é método analítico utilizado nesse trabalho, de maior precisão, a fim de complementar o estudo de proveniência com a aplicação de minerais pesados. O equipamento utilizado é o MEV JEOL JSM-

6610LV, com detector EDS Bruker XFLASH 5030 acoplado, do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS.

O Microscópio Eletrônico da Varredura, inicialmente projetado para a aquisição de imagens microscópicas em alta resolução, é largamente utilizado também para estudos de química mineral com a adequação de técnicas com equipamentos acoplados à máquina. O funcionamento da máquina se fundamenta na colisão de um feixe de elétrons contra a amostra alocada em uma câmara de baixa pressão e alto vácuo. A interação do feixe com a amostra resulta em dois tipos de espalhamento: espalhamento elástico pelos núcleos dos átomos, originando sinais de baixa e alta energia, e espalhamento inelástico pela eletrosfera dos átomos, ocasionando a emissão de raios X e luz (Hinrichs, 2014; Reed, 2005).

O MEV é empregado em análises quantitativa e qualitativa de química mineral aplicando a técnica de espectrometria de raios X (gerados pelo espalhamento inelástico) por energia em dispersão (EDS), em que se verificam os elementos presentes em uma pequena área de amostragem determinada (até 100 nm) ou em mapa composicional. Os resultados obtidos por esse método são exibidos em porcentagem de cada elemento no ponto analisado e em mapas composicionais com cores representativas de cada elemento selecionado para análise. O espectrômetro, que executa a medição da intensidade e picos de raios X, apresenta-se acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (Hinrichs, 2014; Reed, 2005).

Como descrito anteriormente, os concentrados de minerais pesados da amostra BCP-03A foram dispostos em *mounts*, após a preparação das amostras já descritas, que foram polidos com pasta diamantadas em discos de polimento e metalizados com carbono para a condução de carga elétrica durante a análise em MEV. Tais procedimentos foram integralmente executados no Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO/UFRGS. Devido às condições sanitárias durante a pandemia de COVID-19 no Brasil, não foi possível aplicar este método a outras amostras.

Durante a execução desse método foram tomadas as medidas de segurança necessárias e as etapas foram executadas por profissionais habilitados ou com a supervisão dos mesmos. As amostras foram manuseadas com o uso de luvas nitrílicas para evitar o contato com poeira, gordura e suor das mãos, assim auxiliando para maior acurácia nos dados obtidos. Também foram higienizadas e esterilizadas em banho de ultrassom e álcool 70° para evitar contaminação e alterações e incertezas no método analítico.

A utilização do MEV-EDS para a identificação e quantificação das espécies de minerais pesados viabiliza maior exatidão para o estudo de proveniência devido a possibilidade de erros e imprecisão na caracterização dos minerais por meio da microscopia ótica e maior tempo demandado para a contagem.

4.5 Estudo de Lineamentos com Imagens de Satélite

O estudo de imagens de satélite propicia a visualização de estruturas de escala mesoscópica e regional e tem ampla aplicação no estudo de lineamentos tectônicos, que podem representar falhas e fraturas. Os dados adquiridos por meio da análise de imagens de satélite podem ser confrontados com as medidas estruturais aferidas em campo, deste modo, comparando a análise estrutural em mega- e meso-escala.

Esse método foi desenvolvido com a utilização de imagem do satélite SENTINEL-2B (Agência Espacial Europeia - ESA), cedida no arcabouço da ferramenta da busca *Earth Explorer* da USGS (*United States Geological Survey*), no software QGis®. O satélite SENTINEL2B apresenta resolução espacial de 10, 20 e 60 metros e resolução temporal de 10 dias em 13 bandas espectrais. A imagem utilizada foi produzida no dia 17 de maio de 2020 e não foram necessárias correções de qualquer natureza para a adequação ao método de delimitação de lineamentos.

Foram traçados lineamentos com base nas estruturas geomorfológicas, rede hidrográfica e possíveis contatos entre unidades com a ferramenta *Line Direction Histogram* do software citado. Essa ferramenta complementar no software propicia a análise da orientação das estruturas lineares demarcadas em *shapefiles* vetoriais previamente aplicados no projeto no QGis®.

5 RESULTADOS

5.1 Geologia de Campo

Os dois fragmentos Apati e Bacia do Arroio Boici, aqui investigados (Fig. 20), apresentam depósitos sedimentares muito semelhantes compostos por fácies areníticas médias a muito grossas, por vezes conglomeráticas, e fácies conglomeráticas de grânulos a matações, as quais serão mais bem descritas na sequência deste capítulo. A variação de granulometria é mais expressiva no eixo perpendicular à orientação longitudinal da faixa aflorante da Bacia do Camaquã do que paralelo a ela. Com isso, a variação textural da base para o topo dos pacotes de maior expressividade entre os fragmentos Apati e Bacia do Arroio Boici (perpendicular aos limites da BC) é bem observada com variação na composição e tamanho dos clastos dos conglomerados, como será descrito nesse capítulo.

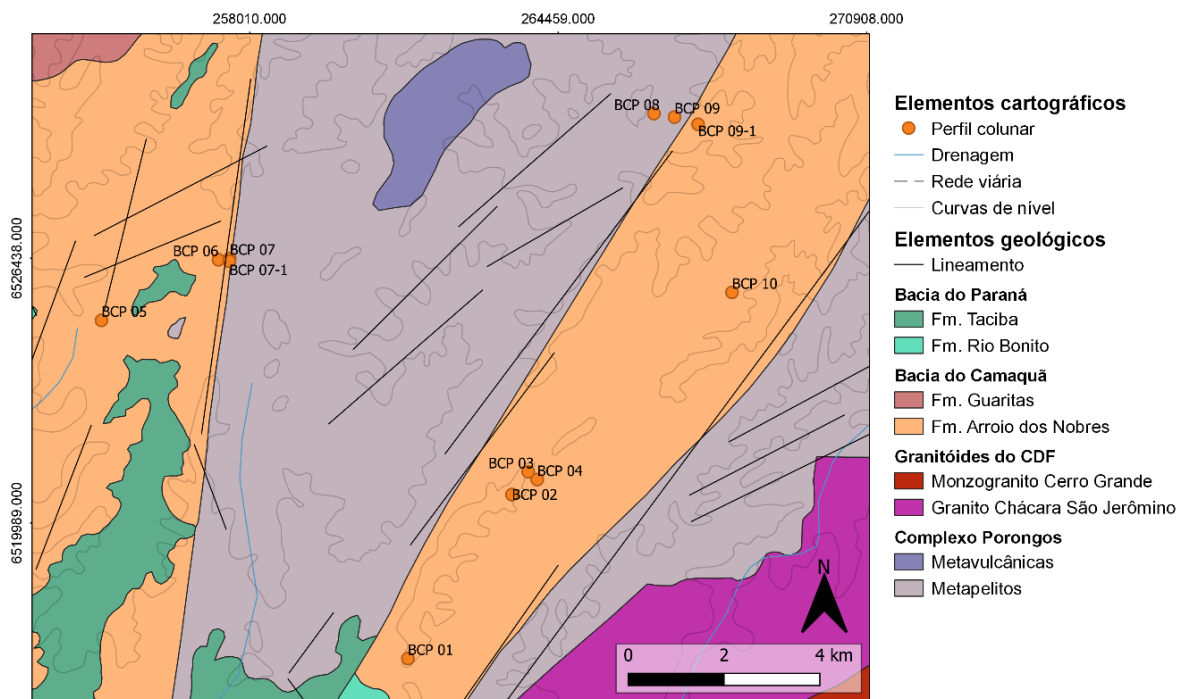


Figura 20: Mapa geológico baseado em dados de campo e trabalhos de CPRM (1999) e CPRM (2006).

Para análise de estruturas, geomorfologia e geologia das áreas da Bacia do Arroio Boici e Apati, foram realizadas duas seções transversais que interceptam os contatos entre as sequências sedimentares da Bacia do Camaquã e o Complexo

Porongos e unem pontos de aforamento visitados com levantamento de perfil colunar. O resultado da integração dos dados de campo referentes a fácies e estrutural e dados geomorfológicos retirados do perfil de elevação utilizando a ferramenta “caminho” do *software Google Earth Pro®* são as Seções Estratigráficas, Estruturais e Geomorfológicas da área (Figuras 21 e 22).

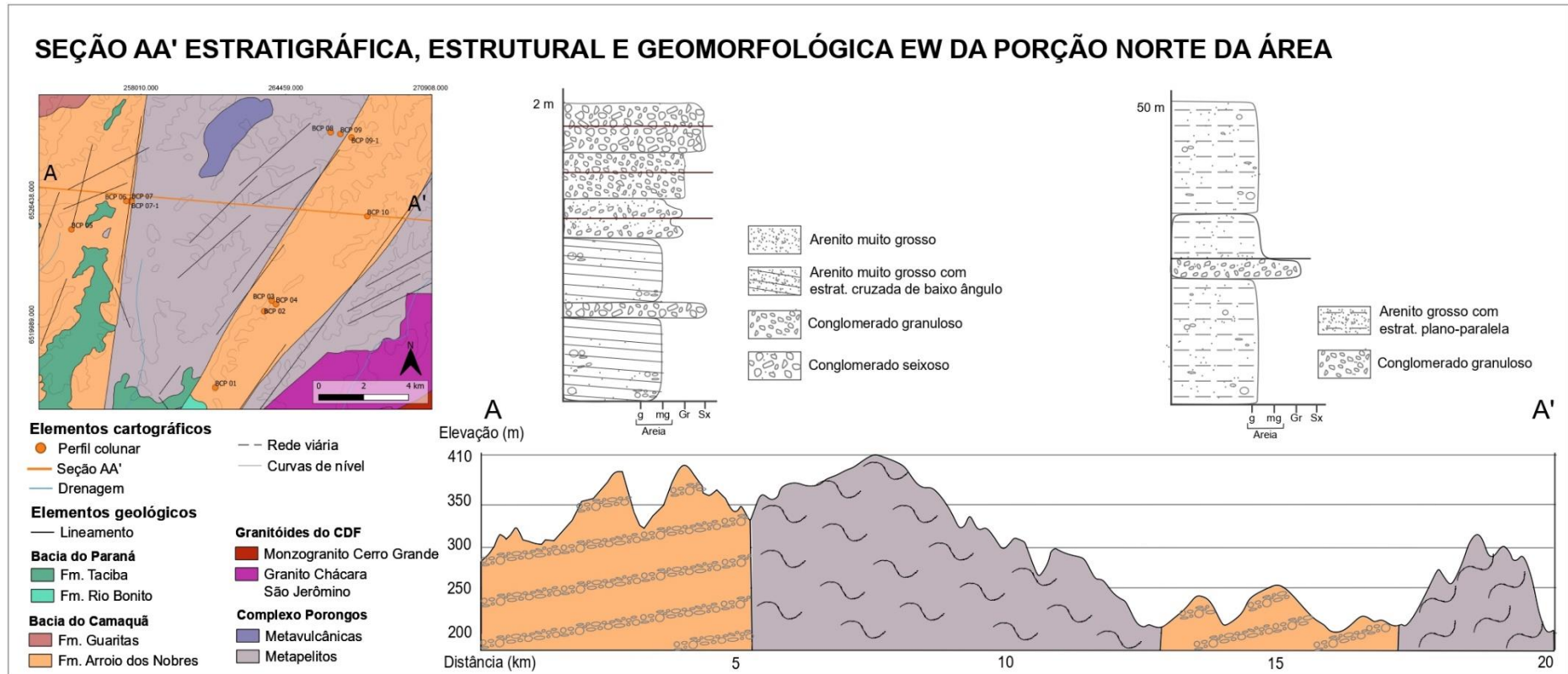


Figura 21: Seção AA' estratigráfica, estrutural e geomorfológica em direção EW da porção norte da área de trabalho.

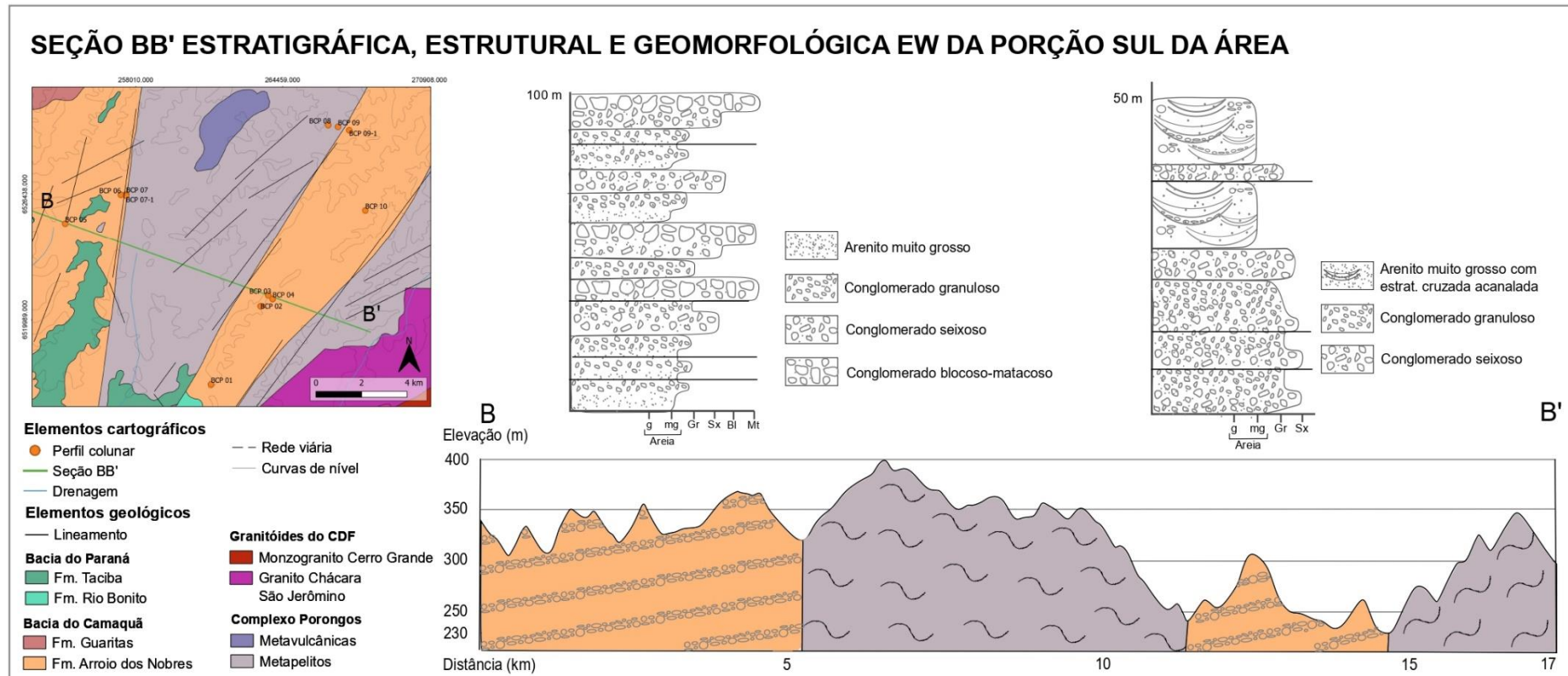


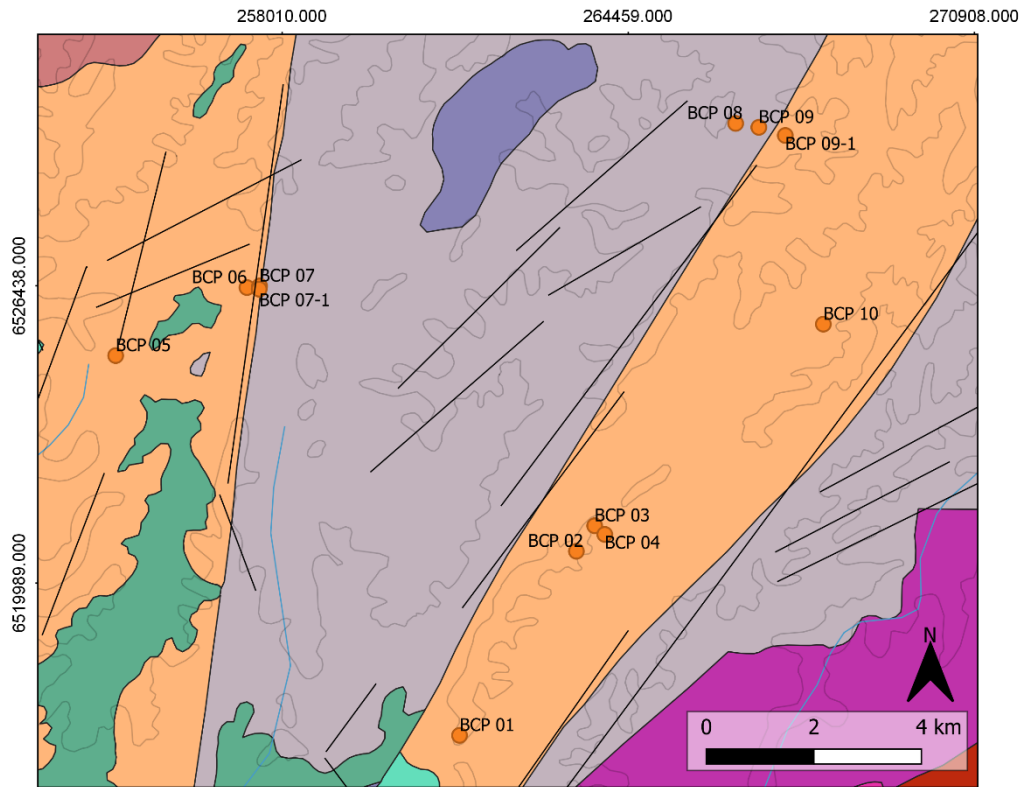
Figura 22: Seção BB' estratigráfica, estrutural e geomorfológica em direção EW da porção sul da área de trabalho.

Nas seções representadas nas figuras 21 e 22, é possível analisar a semelhança entre os fragmentos de bacia e o contato por falhas transcorrentes, como serão demonstradas a seguir, entre as faixas longitudinais aflorantes da Fm. Arroio dos Nobres e o Complexo Porongos.

5.2 Geologia estrutural e análise de lineamentos

Confrontando os dados de campo e imagem de satélite, é possível observar concordância entre os resultados obtidos e notar maior densidade de falhas e lineamentos próximos aos contatos. As falhas medidas em campo exibem o caráter sub-vertical, e cinemática dextral no ponto BCP-06, dos contatos entre as unidades, que pode ser extrapolado para as falhas representadas como lineamentos em imagem de satélite (Figura 23). Os lineamentos apresentam-se, na Bacia do Arroio Boici, relativamente paralelos a orientação das camadas sedimentares, destacando os limites das feições geomorfológicas escarpadas.

Os lineamentos observados na imagem de satélite SENTINEL-2B apresentam-se concentrados próximos aos contatos das porções da Formação Arroio dos Nobres com o Complexo Porongos e orientação preferencial NE-SW (Figura 22). Essas feições representam, principalmente, cristas alongadas, drenagens entalhadas em fraturas ou contatos litológicos e escarpas de *cuestas* e *hogbacks*. As orientações dos lineamentos demarcados na análise da imagem de satélite foram dispostas em diagrama de roseta (histograma) com orientação neutra, sem ponderação no comprimento das feições e com área proporcional (Figura 24).



- Elementos cartográficos**
- Perfil colunar
 - Drenagem
 - - Rede viária
 - Curvas de nível
- Elementos geológicos**
- Lineamento
- Bacia do Paraná**
- Fm. Taciba
 - Fm. Rio Bonito
- Bacia do Camaquã**
- Fm. Guaritas
 - Fm. Arroio dos Nobres
- Granitóides do CDF**
- Monzogranito Cerro Grande
 - Granito Chácara S. Jerônimo
- Complexo Porongos**
- Metavulcânicas
 - Metapelitos

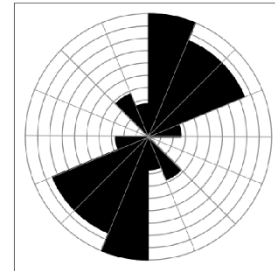


Figura 23: Mapa geológico com lineamentos e histograma (Modificado de CPRM, 1999).

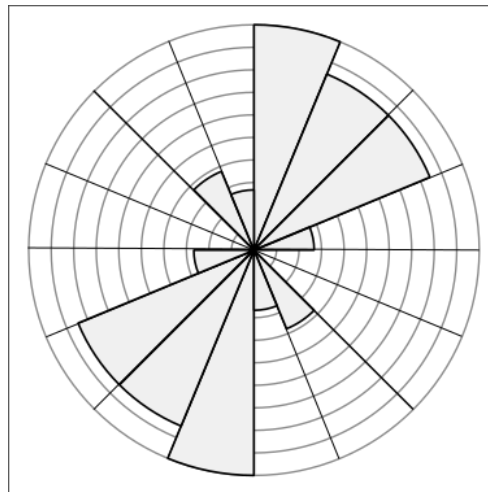


Figura 24: Histograma dos lineamentos da área de trabalho.

Os dados estruturais obtidos em campo foram: medidas de acamamento sedimentar (S_0) das unidades da Bacia do Camaquã; e b) atitude de estruturas rúpteis, como falhas, juntas e clivagens em afloramentos próximos dos contatos entre a Formação Arroio do Nobres e o Complexo Porongos. No total, foram coletadas 61 medidas estruturais, sendo 29 de estruturas rúpteis e 32 atitudes de S_0 .

As medidas de estruturas rúpteis aferidas próximas aos contatos da BC e CP, demonstram predominância de *trends* estruturais com orientação entre N-NE e E-SE no bloco Apati (pontos BCP-06 e BCP-07-1) e NE e SE-S no fragmento Boici (pontos BCP-08 e BCP-09), demarcados por falhas e juntas com mergulho subvertical (Fig. 25). Nas falhas ocorrentes no ponto BCP-06, é possível observar o fraturamento de grânulos e seixos paralelos à direção das falhas com cinemática dextral verificada a partir do movimento relativo entre as porções segmentadas de clastos com rejeito milimétrico e camadas de arenito e conglomerado com rejeitos milimétricos a centimétricos (Figura 26). Observando os dados dispostos em estereogramas, é possível notar os arranjos das fraturas em pares conjugados nos pontos BCP-06 e BCP-09, ausente nos pontos BCP-07-1 e BCP-08 (contato entre unidades). Esses arranjos indicam um eixo de tensão principal com direção média de NE-E no ponto BCP-06 (fragmento Apati) e N-NE no ponto BCP-09 (Bacia do Arroio Boici).

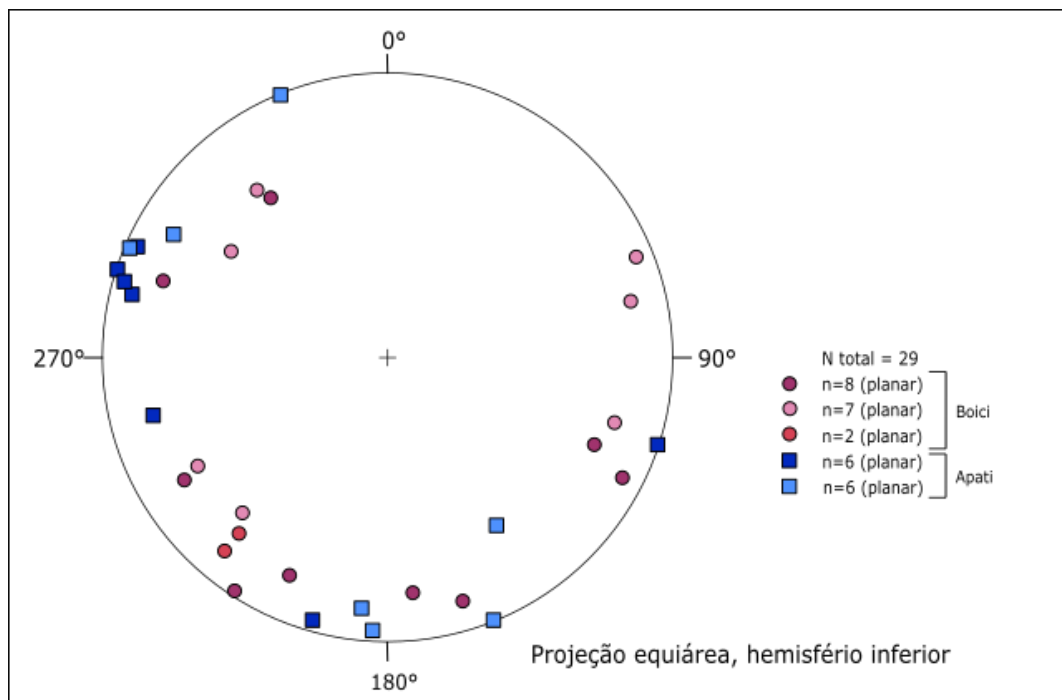


Figura 25: Estereograma das medidas estruturais de fraturas e clivagens dos pontos BCP-06 (fraturas em quadrados azuis claros), BCP-07-1 (fraturas em quadrados azuis escuros), BCP-08 (fraturas em círculos laranjas) e BCP-09 (clivagens representadas por círculos roxos e fraturas por círculos rosas).

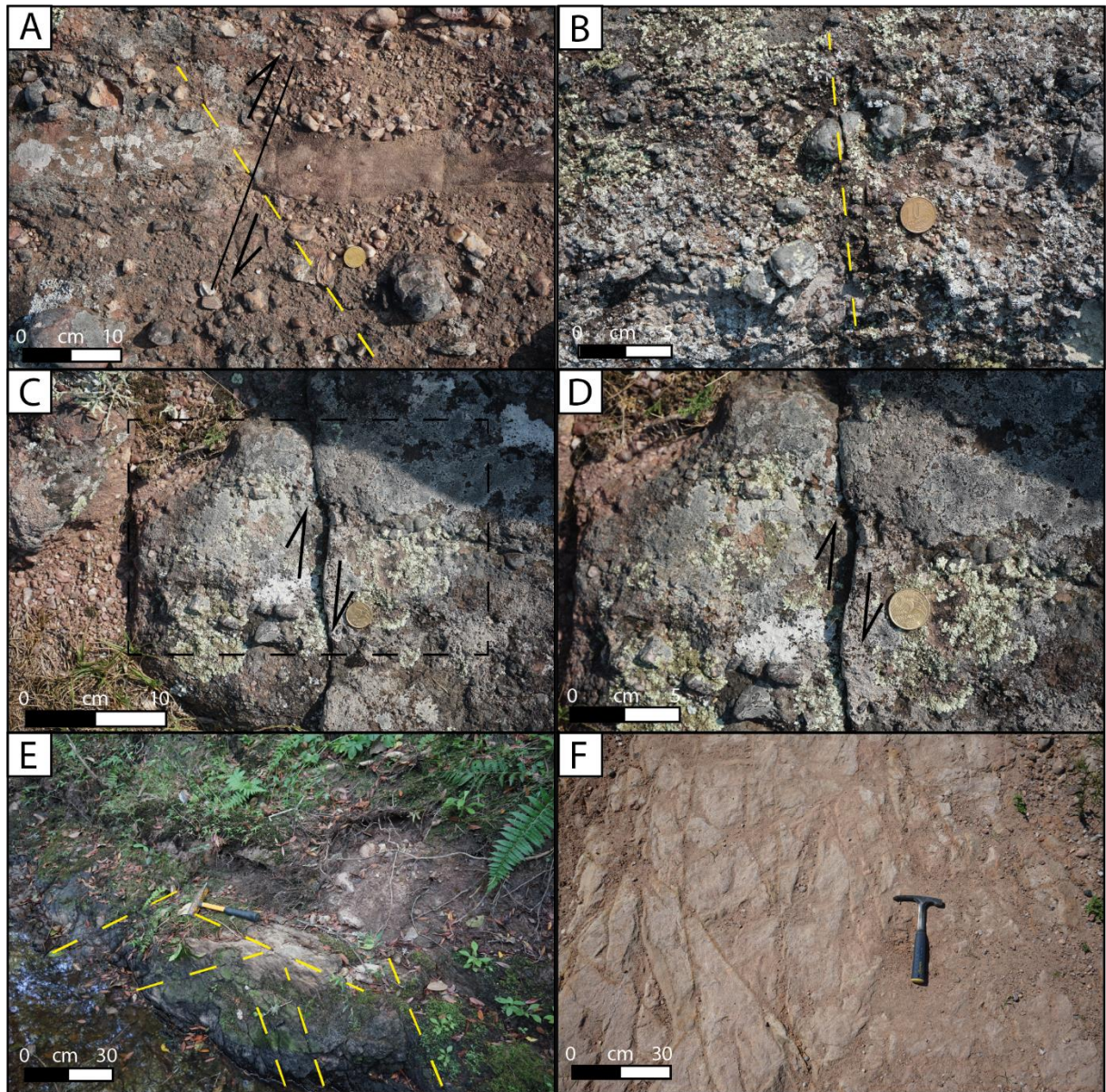


Figura 26: Fotos representativas das estruturas rúpteis observadas e medida em campo com as principais falhas, juntas e sentido de movimento destacados. A – Camada de arenito interceptada por falha transcorrente destal com rejeito centimétrico e fraturas em pares conjugados (ponto BCP-06); B – Clastos fraturados por falhas transcorrentes (ponto BCP-06); C – Camadas de arenito e conglomerado (mais delgada) com falha transcorrente destal com rejeito milimétrico (ponto BCP-06); D – Foto de detalhe da Figura 26C; E – Cataclasito no contato entre o fragmento Apati e o Complexo Porongos; F – Arenito fortemente fraturado no contato entre a Bacia do Arroio Boici e o Complexo Porongos.

Nos pontos BCP-02, BCP-05, BCP-06, BCP-09-1 e BCP-10, foram aferidas medidas de acamamento sedimentar em arenitos e conglomerados da Formação Arroio dos Nobres. Dispondo os dados de 32 medidas em estereograma (Fig. 27) é possível constatar a predominância de camadas com direção entre 207 e 306° e mergulho variando de 60° a 86° para NW nos conglomerados da Bacia do Arroio Boici e 42° para NW em arenitos da mesma área e 18° a 74° na sequência do fragmento de bacia Apati.

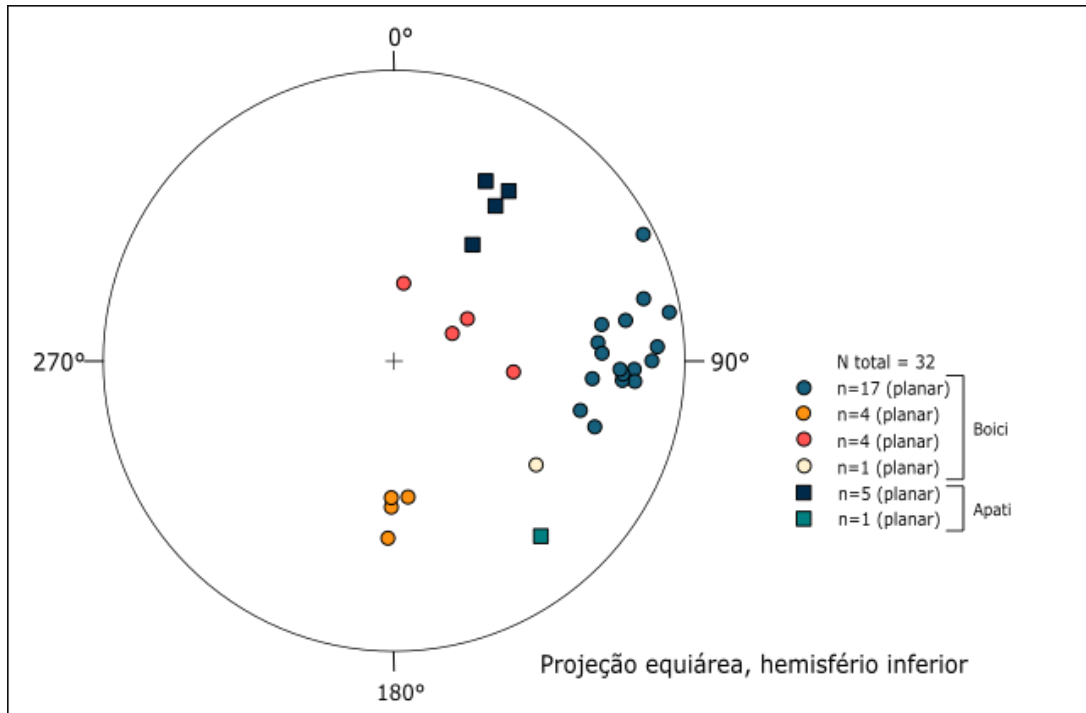


Figura 27: Estereograma das medidas de estruturas primária de acamamento sedimentar dos pontos BCP-02 (círculos azuis), BCP-04 (círculo bege), BCP-05 (quadrado azul claro), BCP-06 (quadrados azuis escuros), BCP-09-1 (círculos rosas) e BCP-10 (círculos laranjas).

5.3 Análise faciológica

A análise de fácies foi realizada por meio do levantamento de cinco perfis colunares dispostos ao longo de uma seção NE-SW e os resultados obtidos nesses levantamentos serão descritos a seguir.

Os pacotes sedimentares da Bacia do Camaquã, apuradas no fragmento Apati e na Bacia do Arroio Boici, apresentam-se com espessura entre 100 a 200 metros com exposições entrecortadas por cobertura vegetal. Os afloramentos ocorrem tipicamente em escarpas de *cuestas* e *hogbacks*, pequenos morros testemunhos e lajeados em topos de morro. Os perfis colunares do presente trabalho, levantados em afloramentos de melhor representação da sequência sedimentar, apresentam espessuras entre 28 e 100 m, com exceção de um pequeno perfil de 1,90 m. Nesses perfis, foram identificadas 14 litofácies em cada área, fragmento Apati e Bacia do Arroio Boici (Quadros 3 e 4) com o predomínio de litofácies areno-conglomeráticas e conglomeráticas tabulares, com estratificação plano-paralela.

Na porção leste (Bacia do Arroio Boici), foi observado adelgaçamento das camadas psamíticas de leste a oeste e comportamento inverso nas camadas de fácies conglomeráticas.

LITOFÁCIES DA BACIA DO ARROIO BOICI:

| Código | Descrição | Processo deposicional e forma de leito | Espessura (cm) | Foto (Figura) |
|----------------|---|--|----------------|---------------|
| Am-mg [eca] | Arenito médio a muito grosso, com níveis muito grossos no plano de estratificação cruzada acanalada, grãos subangulosos a subarredondados. Localmente, com gradação intraestratal. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 26-212 | - |
| Ag [epp] | Arenito grosso, subanguloso a subarredondado, de coloração rosada a bege, com estratificação plano-paralela. Clastos subangulosos a subarredondados de quartzo leitoso, xisto e riólito de tamanho seixo dispersos e grânulos alinhados na estratificação. Com pavimento de areia muito grossa a grânulos e raros blocos. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito plana | 294-750 | 28 - A |
| (sx)Ag [epp] | Arenito grosso, levemente seixoso, com estratificação plano-paralela, subanguloso a subarredondado. Seixos dispersos de xisto, quartzito, quartzo leitoso, riólito e metatufo ácido e porções de grânulos e areia grossa. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito plana | 288 | 28 - B |
| Amg [m] | Arenito muito grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e clastos esparsos, maciço. | Corrente trativa, desaceleração de fluxo, sem definição de forma de leito. | 23-240 | 28 - C |
| Amg [eca] | Arenito muito grosso com estratificação cruzada acanalada e seixos em níveis ou dispersos. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 62-278 | - |
| (gr)Amg [m] | Arenito muito grosso levemente cascalhoso, maciço. Clastos subangulosos a subarredondados de granitos e quartzo leitoso ($\varnothing_{\max}=7$ cm) | Corrente trativa, desaceleração de fluxo, sem definição de forma de leito | 31-174 | 28 - D |
| (gr)Amg [eca]i | Arenito muito grosso levemente granuloso, de coloração avermelhada a castanha-clara, com estratificação cruzada acanalada de médio porte. Clastos de seixos dispersos, subangulosos a subarredondados, de granito foliado e | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 77-230 | - |

| | | | | |
|--------------------|---|---|--------|--------|
| | quartzo leitoso e intraclastos lenticulares de conglomerado granuloso. | | | |
| (gr)Amg [ecp] | Arenito muito grosso levemente granuloso, com matriz subarredondada a subangulosa, estratificação cruzada plana e lentes seixosas. Clastos subangulosos a subarredondados de granitos e quartzo leitoso. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 2D | 135 | - |
| (gr)Amg [eba] | Arenito muito grosso levemente granuloso, com grãos subarredondados a subangulosos e estratificação cruzada de baixo ângulo marcada por seixos subangulosos a subarredondados; pavimento seixoso na base. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 2D | 40-160 | - |
| sxAmg [ecp] | Arenito muito grosso seixoso com estratificação cruzada plana e níveis mais arenosos. Clastos subangulosos a subarredondados de granito foliado e quartzo leitoso. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 2D | 185 | - |
| cg-sxAmg [m] | Arenito muito grosso cascalhoso seixoso com pavimento basal. Clastos de grânulos, seixos e blocos subangulosos a subarredondados de quartzo leitoso, granitos, xisto e gnaïsse, | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 23-35 | 28 - E |
| (a)Cg-gr [eca] | Conglomerado levemente arenoso de grânulos e seixos esparsos (níveis marcando a estratificação cruzada acanalada incipiente) em camadas lenticulares com fração de areia muito grossa. Clastos de bloco, seixo e grânulo subarredondados a subangulosos de granitos diversos e quartzo leitoso. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 43-491 | - |
| (a)Cg-gr-sx [m] | Conglomerado levemente arenoso de grânulos e seixos com níveis e lentes de seixos, blocos e matações alinhados de granitos e quartzo leitoso, subangulosos a subarredondados (alinhamento basal). | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 42-223 | - |
| aCg-sx-gr [m] | Conglomerado arenoso de seixos e grânulos em camada lenticular com fração de areia muito grossa. Clastos de seixo e grânulo, subangulosos a subarredondados, de quartzo leitoso, granitos, xistos e gnaïsse. Lentes de conglomerado blocoso. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 53-159 | 28 - F |

Quadro 3: Litofácies identificadas na Bacia do Arroio Boici e correspondentes códigos, descrições, processos deposicionais e formas de leito, espessura e foto.

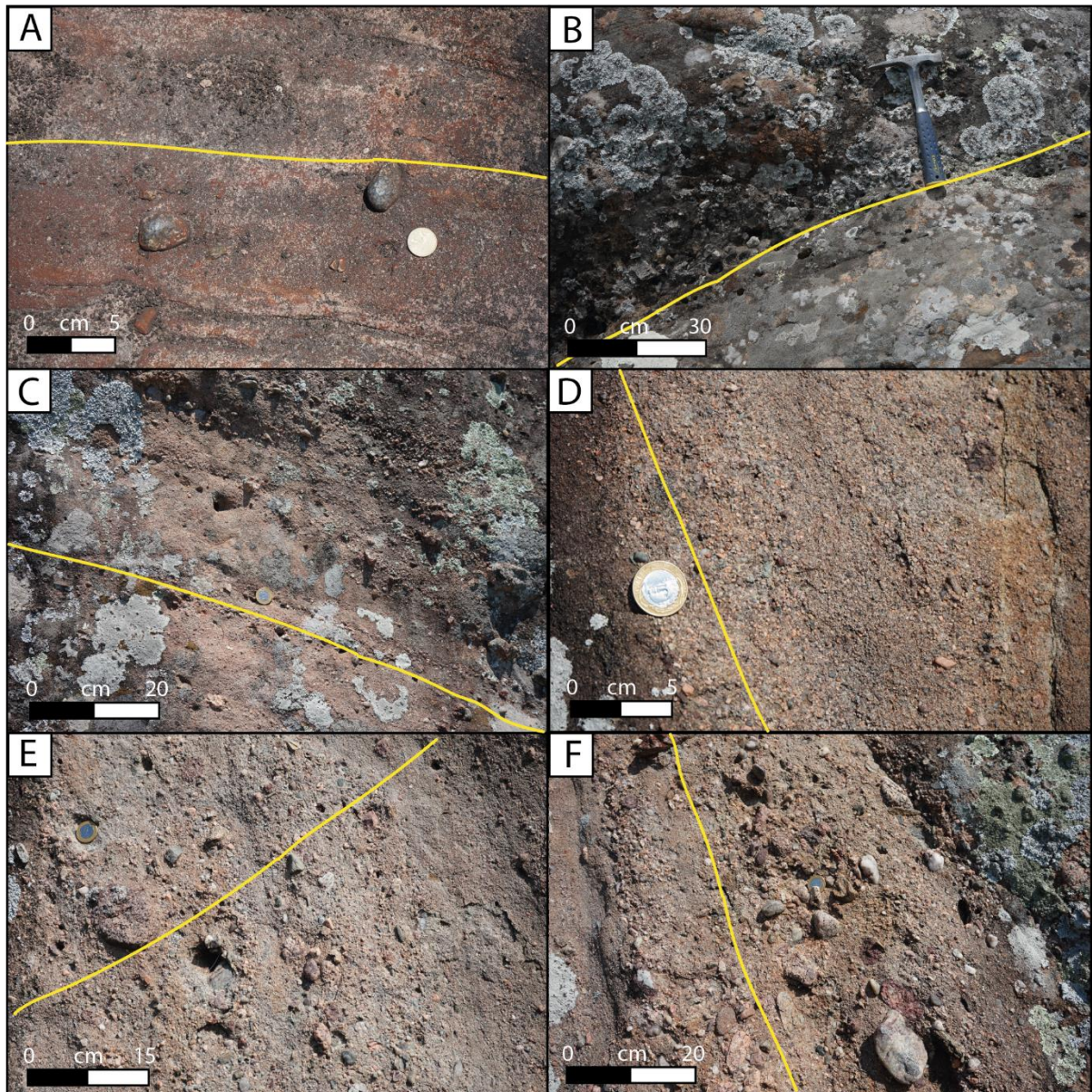


Figura 28: Fotos representativas das fácies da Bacia do Arroio Boici descritas acima com o acamamento sedimentar traçado em amarelo. A - Arenito grosso com estratificação plano paralela com clastos marcando plano de estratificação (Ag [epp]); B - Arenito grosso levemente seixoso com estratificação plano-paralela ((sx)Ag [epp]); C - Arenito muito grosso maciço (Amg [m]); D - Arenito muito grosso levemente cascalhoso, maciço ((gr)Amg [m]); E - Arenito muito grosso cascalhoso de seixos com pavimento basal (cg-sxAmg); F - Conglomerado arenoso de seixos e grânulos em camada lenticular com fração de areia muito grossa. (aCg-sx-gr [m]).

LITOFÁCIES DO FRAGMENTO APATI:

| Código | Descrição | Processo deposicional e forma de leito | Espessura (cm) | Foto (Figura) |
|-------------------|--|--|----------------|---------------|
| Ag-mg [eba] | Arenito muito grosso a grosso, com grãos subangulosos a subarredondados, estratificação cruzada de baixo ângulo e pavimento basal de clastos subangulosos a subarredondados imbricados e linhas de grânulos marcando a estratificação. Apresenta gradação inversa. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 2D | 17 | - |
| Amg [eca] | Arenito muito grosso com estratificação cruzada acanalada, e grânulos e seixos dispersos e alinhados. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 34 | - |
| (gr)Amg [m] | Arenito muito grosso, levemente cascalhoso, com lentes de grânulos e seixos, e blocos esparsos e alinhados. Clastos subarredondados a subangulosos de quartzo leitoso, K-feldspato granito e metatufo. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 50-490 | - |
| (gr)Amg [eba] | Arenito muito grosso levemente, granuloso, com estratificação cruzada de baixo ângulo e linha de grânulos subangulosos a subarredondados. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 2D | 8-25 | 29 - A |
| cg-sxAmg [m] | Arenito muito grosso cascalhoso com seixos. Com matriz subangulosa a subarredondada e clastos subangulosos de xisto e quartzo leitoso. | Corrente trativa, desaceleração de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 14 | - |
| (a)Cg-gr [m] | Conglomerado de grânulos levemente arenoso, com seixos dispersos, maciço | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 31-339 | 29 - B |
| (a)Cg-gr-sx [eca] | Conglomerado de grânulos levemente arenoso e estratificação cruzada acanalada. Com seixos subangulosos a subarredondados de quartzo leitoso, granito e xisto. | Corrente subaquosa trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 44-268 | - |
| aCg-gr-sx [m] | Conglomerado de grânulos e seixos arenoso, maciço, com clastos de xisto e quartzo leitoso. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 9-510 | 29 - C |
| (a)Cg-sx-gr [m] | Conglomerado de seixos e grânulos levemente arenoso, maciço. Clastos | Corrente trativa, desaceleração | 37-221 | 29 - D |

| | | | | |
|-------------------|--|--|---------|--------|
| | alinhados, subangulosos a subarredondados, de quartzo leitoso, K-feldspato granito e metatufo. | de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | | |
| (a)Cg-sx-gr [eca] | Conglomerado de seixos e grânulos, levemente arenoso, com estratificação cruzada acanalada. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 3D | 166 | - |
| aCg-sx [m] | Conglomerado de seixos arenoso, maciço, com blocos esparsos. Clastos subangulosos a subarredondados de quartzo leitoso, xisto e granitoides. | Corrente trativa, desaceleração de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 7-126 | 29 - E |
| aCg-sx-bl [m] | Conglomerado de seixos e blocos, arenoso, com clastos subangulosos a subarredondados. | Corrente trativa, desaceleração de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 204 | - |
| aCg-sx-mt [m] | Conglomerado de seixos e matacões, arenoso, maciço. Clastos subangulosos a subarredondados. | Corrente trativa, desaceleração de fluxo inferior, sem definição de forma de leito | 161 | 29 - F |
| aCg-sx-mt [eba] | Conglomerado de seixos e matacões, arenoso, com estratificação cruzada de baixo ângulo. Clastos subangulosos a subarredondados. | Corrente trativa, regime de fluxo inferior, forma de leito 2D | 211-461 | - |

Quadro 4: Litofácies identificadas na área denominada Apati e correspondentes códigos, descrições, processos deposicionais e formas de leito, espessura e foto.

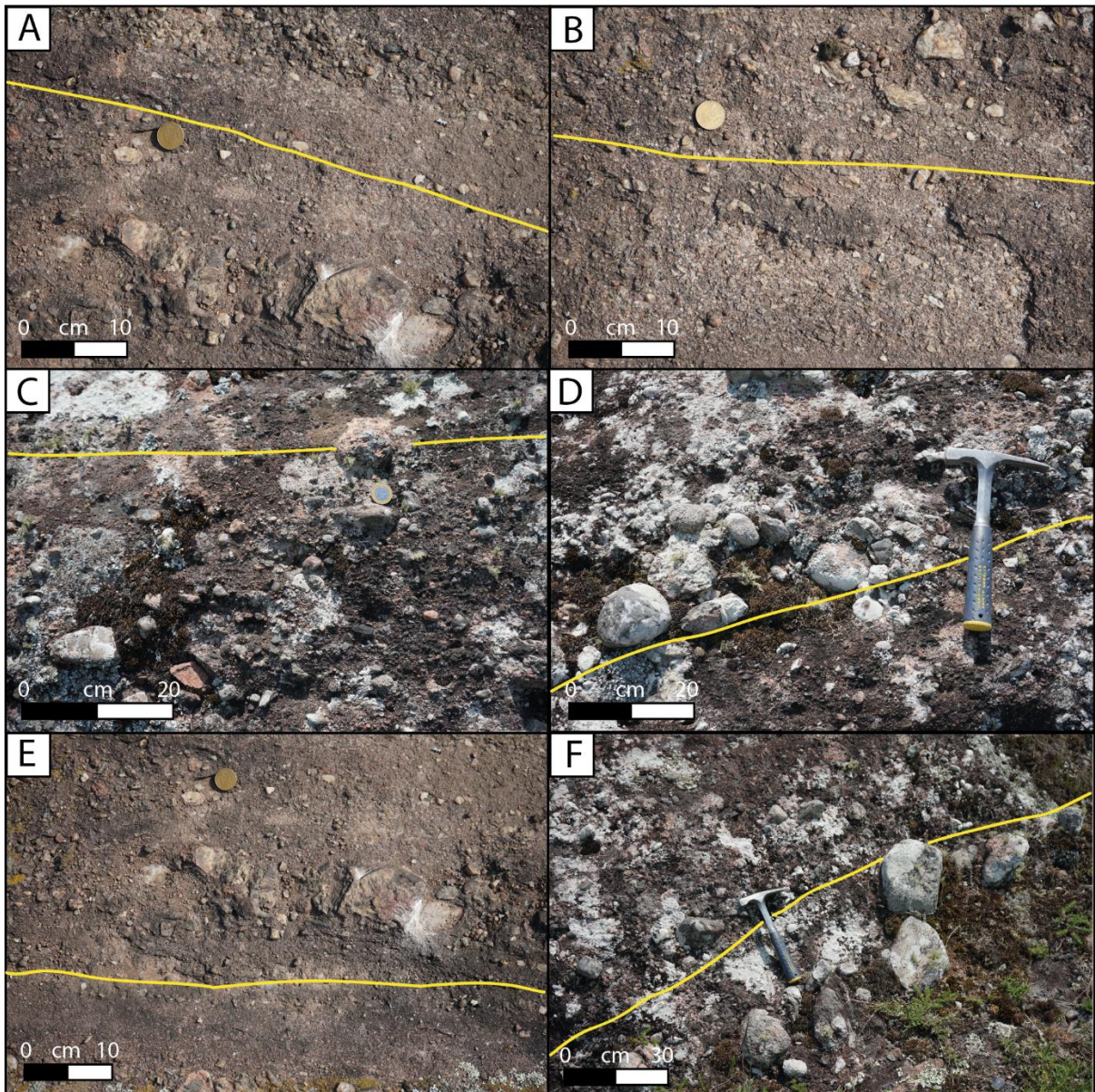


Figura 29: Fotos representativas das fácies da área denominada Apati, descritas acima com o acamamento sedimentar traçado em amarelo. A - Arenito muito grosso levemente cascalhoso com estratificação cruzada de baixo ângulo ((gr)Amg [eba]); B - Conglomerado de grânulos maciço levemente arenoso ((a)Cg-gr [m]); C - Conglomerado de grânulos e seixos, arenoso, maciço (aCg-gr-sx [m]); D - Conglomerado de seixos e grânulos, levemente arenoso ((a)Cg-sx-gr [m]); E - Conglomerado de seixos arenoso (aCg-sx [m]); F - Conglomerado de seixos e matacões arenoso (aCg-sx-mt [m]).

5.4 Associação de fácies

Com base na interpretação das fácies detalhadas acima, foram identificadas as seguintes associações de fácies:

AF3 – Associação de fácies de segregação de fração muito grossa:

Associação de Fácies AF3, formada por espessas camadas de fácies grossas representada por conglomerados seixosos granulosos suportados por fração arenosa, como (a)Cg-sx-gr [eca], aCg-sx [m], (a)Cg-gr-sx [m], (a)Cg-gr [m] e eventualmente fácies de arenito muito grossos, (gr)Amg [m] e Amg [eca], intercaladas com fácies conglomeráticas seixosas e matacosas, como aCg-sx-bl [eba] e aCg-sx-bl [m], formando ciclos granodecrescentes ascendentes de até 8 m de espessura. Localmente, ocorrem intercaladas fácies conglomeráticas seixosas matacosas, da porção proximal (aCg-sx-mt [eba]). Identificam processos de fluxos gravitacionais de frações muito grossas, ainda pouco segregadas e suportadas por matriz de frações granulosas de porções proximais intermediárias de fluxos turbidíticos deltaicos com fluxos turbidíticos e separação da porção mais grossa. A grande extensibilidade e tabularidade aponta para morfologias abertas e sobreposição de depósitos cascalhosos com estratificação de baixo ângulo.

AF4 – Associação de fácies de fluxo granular grosso com linhas de clastos:

Associação de Fácies AF4, enfeixando fácies cascalhosas, como (a)Cg-sx-gr [m], aCg-gr-sx [m], (a)Cg-gr-sx [eca], (a)Cg-gr [m], intercaladas com fácies arenosas muito grossas, como (gr)Amg [m] e (gr)Amg [ecp] em ciclos granodecrescentes acendentes curtos. Localmente, apresenta camada de conglomerado mais grosso como, aCg-sx-mt [eba]. Refletem as porções proximais e medianas de depósitos de fluxos turbidíticos deltaicos, originando fácies maciças, com ocorrência de fácies conglomeráticas de mais 2 m. Identificam processos de desaceleração rápida de fluxos e aumento dos processos de segregação de grão entre as frações cascalhosas e arenosas muito grossas, porém sem retrabalhamento que resulte em maior eficiência segregativa. Ausência de feições erosivas e grande extensibilidade das camadas tabulares geralmente não muito espessas sugerem morfologias bem abertas.

AF5 – Associação de Fácies de fluxos granular médio com linhas de clastos:

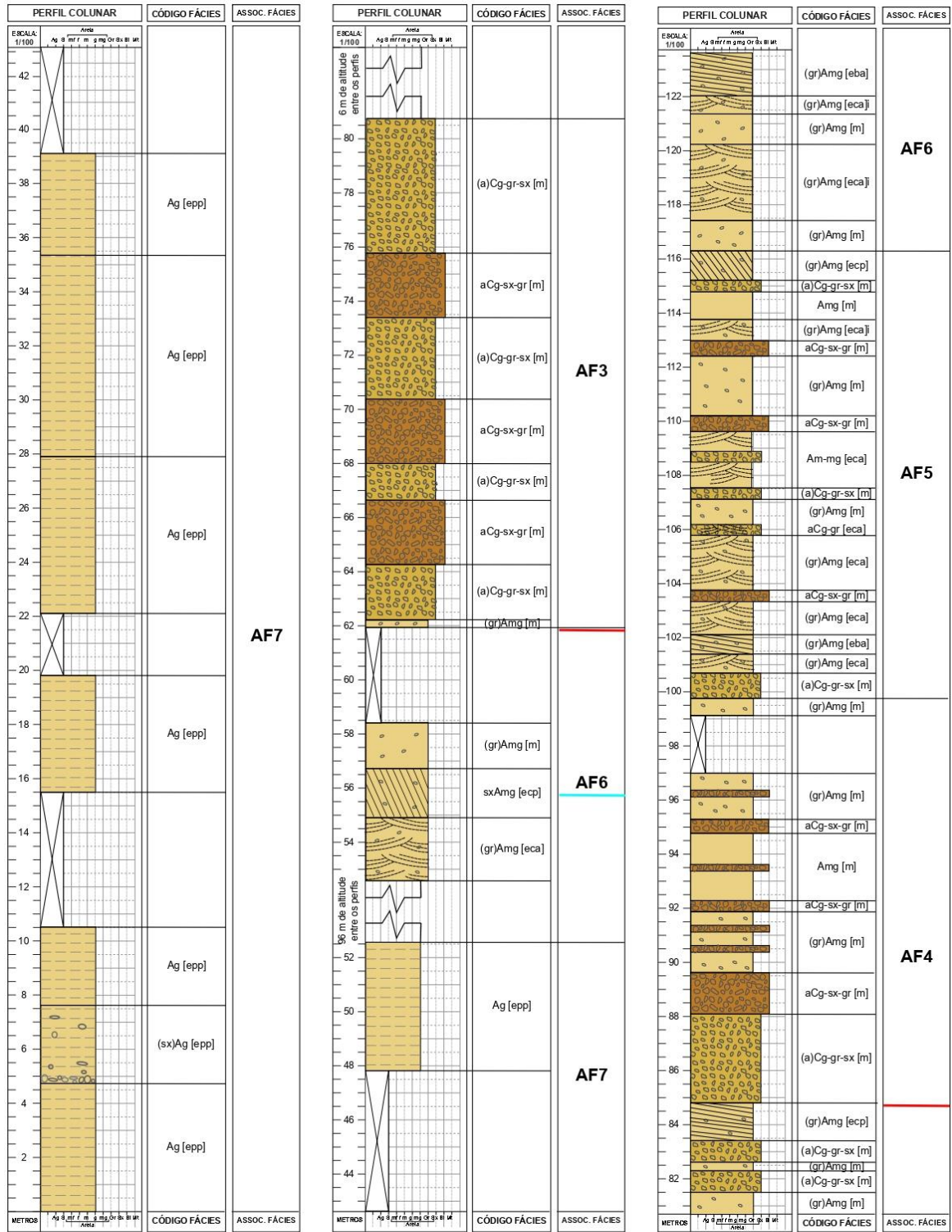
Associação de Fácies AF5, formada por espessas camadas de fácies Am-mg [eca], Amg [m], (gr)Amg [m], (gr)Amg [eca], (gr)Amg [eca]i, (gr)Amg [eba] e (gr)Amg [ecp], intercaladas com camadas delgadas de fácies (a)Cg-gr-sx [m], aCg-gr [eca] e aCg-sx-gr [m] em ciclos granodescrescentes ascendentes de até 8 m de espessura. Identificam processos das porções proximais intermediárias de fluxos turbidíticos deltaicos, com fluxos em desaceleração. A ausência de feições erosivas e extensionalidade das camadas, associada com o fato de serem conglomerados seixosos a granulosos suportados pela fração arenosa identifica processos trativos em que a segregação de grãos não se completou.

AF6 – Associação de fácies retrabalhada por sobrepassagem de fluxos:

Associação de Fácies AF6 representa a porção mediana de leques turbidíticos deltaicos retrabalhamento de depósitos residuais do fluxo granular. Predominam formas de leito 3D lençoides, eventualmente 2D e maciços. É constituída por fácies arenosas muito grossas a granulosas em que predomina a estratificação cruzada acanalada, mas também com ocorrência de estratificação cruzada plana e cruzada de baixo ângulo e, ainda, eventualmente maciça. Engloba fácies médias grossas, como (gr)Amg [eca], (gr)Amg [eba] e (gr)Amg [m]. Ocorrência de ciclos granodescrescentes acendentes curtos de pavimentos seixosos-granulosos que rapidamente transicionam para formas de leitos 3D arenosos muito grossos, com faces de frontais de deslizamento pouco espessas. A ausência de feições erosivas e tabularidade das camadas mostra que se trata de ondulações tipo '*sand waves*' de grande extensão, em locais de morfologia aberta e plana.

AF7 – Associação de fácies de tapetes trativos:

Associação de fácies AF7 é formada majoritariamente por fácies Ag [epp] gerada por fluxos desconfinados, rápidos, em morfologias abertas e planas. Apresenta eventuais intercalações de (sx)Ag [epp] representando retrabalhamento de depósitos anteriores, com segregação trativa mais eficiente e formação de pavimentos basais com gradação normal.



| LEGENDA | | | |
|---------|---|--|--|
| | Arenito médio a muito grosso | | Estratificação plano-paralela |
| | Arenito médio a muito grosso com fração de grânulos | | Estratificação cruzada acanalada |
| | Conglomerado granuloso | | Estratificação cruzada de baixo ângulo |
| | Conglomerado seixoso | | Estratificação cruzada plana |
| | Conglomerado blocoso a matacoso | | Superfície de Rebaixamento (Nível Baixo) |
| | Superfície de Máxima Inundação | | |

Figura 30: Perfil colunar composto da Bacia Boici com o levantamento de perfil colunar de três afloramentos (BCP-10, BCP-01 e BCP-02), como demonstrado na Figura 29, e as respectivas fácies e associações de fácies.

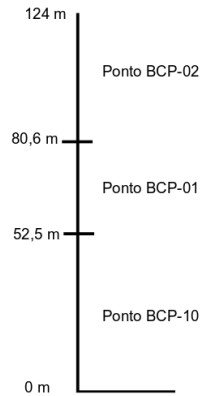


Figura 31: Perfil de referência com os pontos descritos no perfil colunar composto da figura 28.

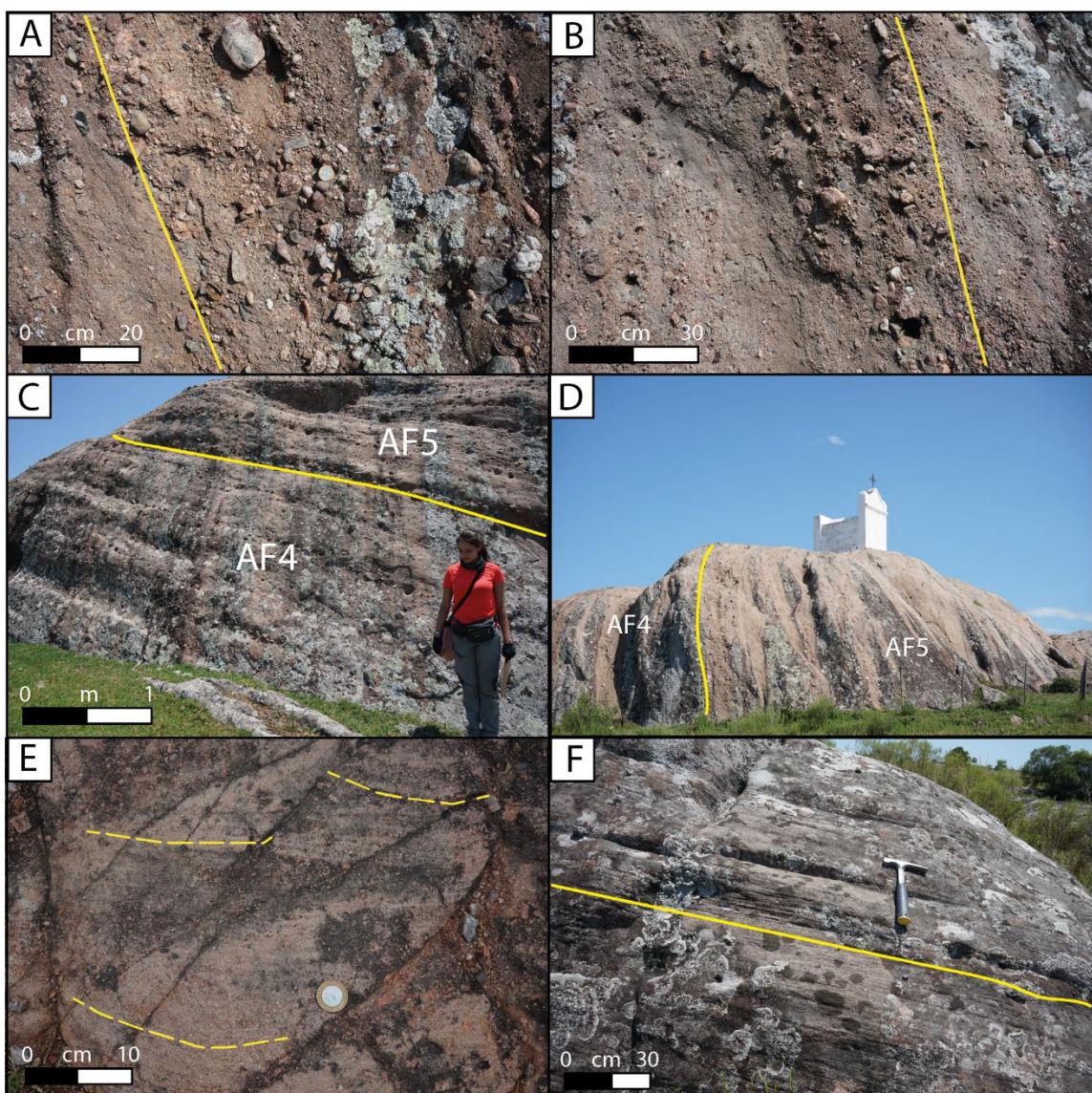


Figura 32: Fotos representativas das associações de fácies descritas na Bacia do Arroio Boici com o acamamento sedimentar traçado em amarelo contínuo. A – Associação de fácies de fluxo granular grosso com linhas de clastos (AF4) no ponto BCP-02; B - Associação de Fácies de fluxos granular médio com linhas de clastos (AF5) no ponto BCP-02; C e D – Fotos do afloramento do ponto BCP-02 no contato entre as associações AF4 e AF5; E - Associação de fácies retrabalhada por sobrepassagem de fluxos (AF6) no ponto BCP-01; F - Associação de fácies de tapetes trativos (AF7) no ponto BCP-10 com estratificação cruzada acanalada marcada em traço amarelo segmentado.

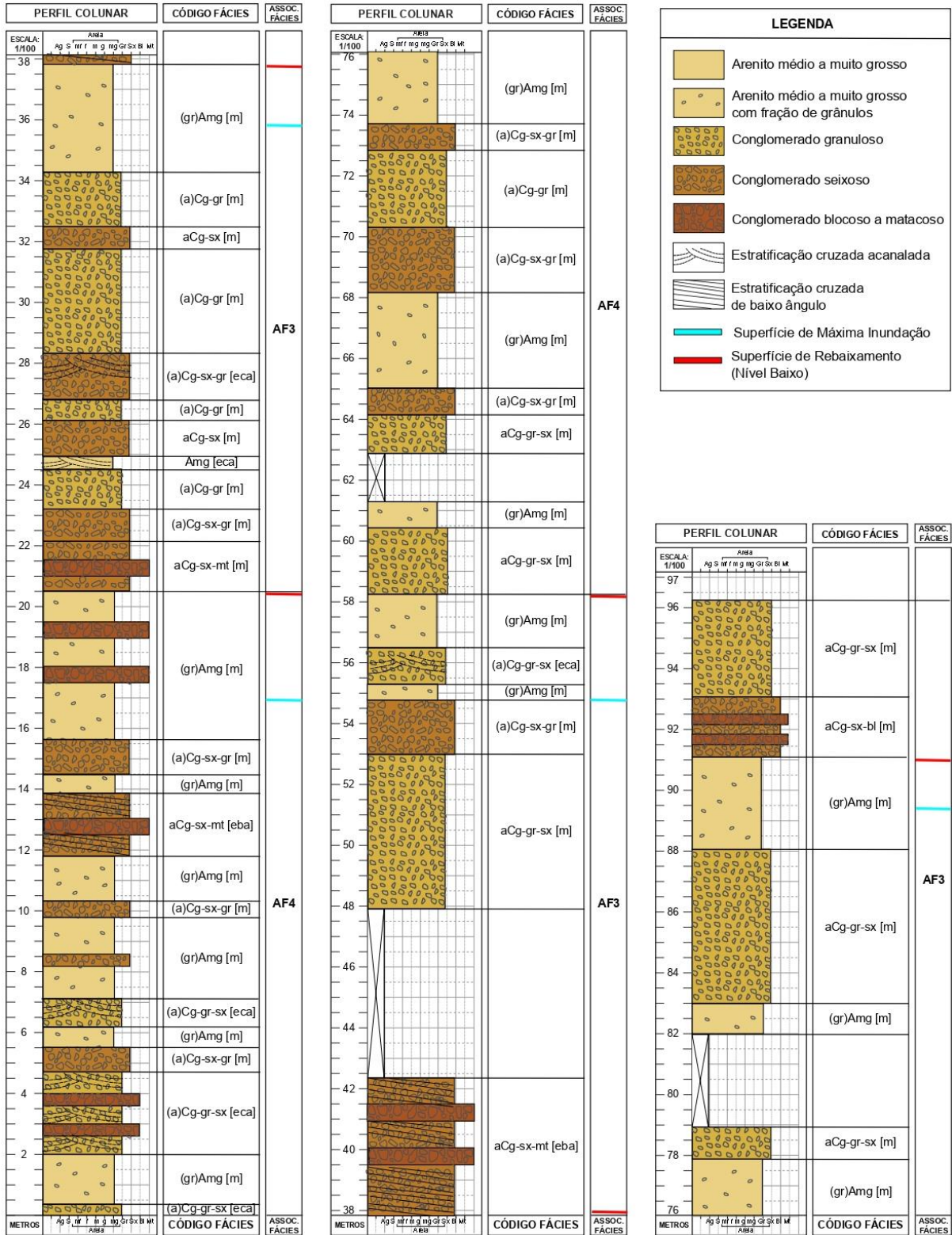


Figura 33: Perfil colunar de 96 metros confeccionado no afloramento do ponto BCP-05 relativo ao bloco Apati e as respectivas fácies e associações de fácies.

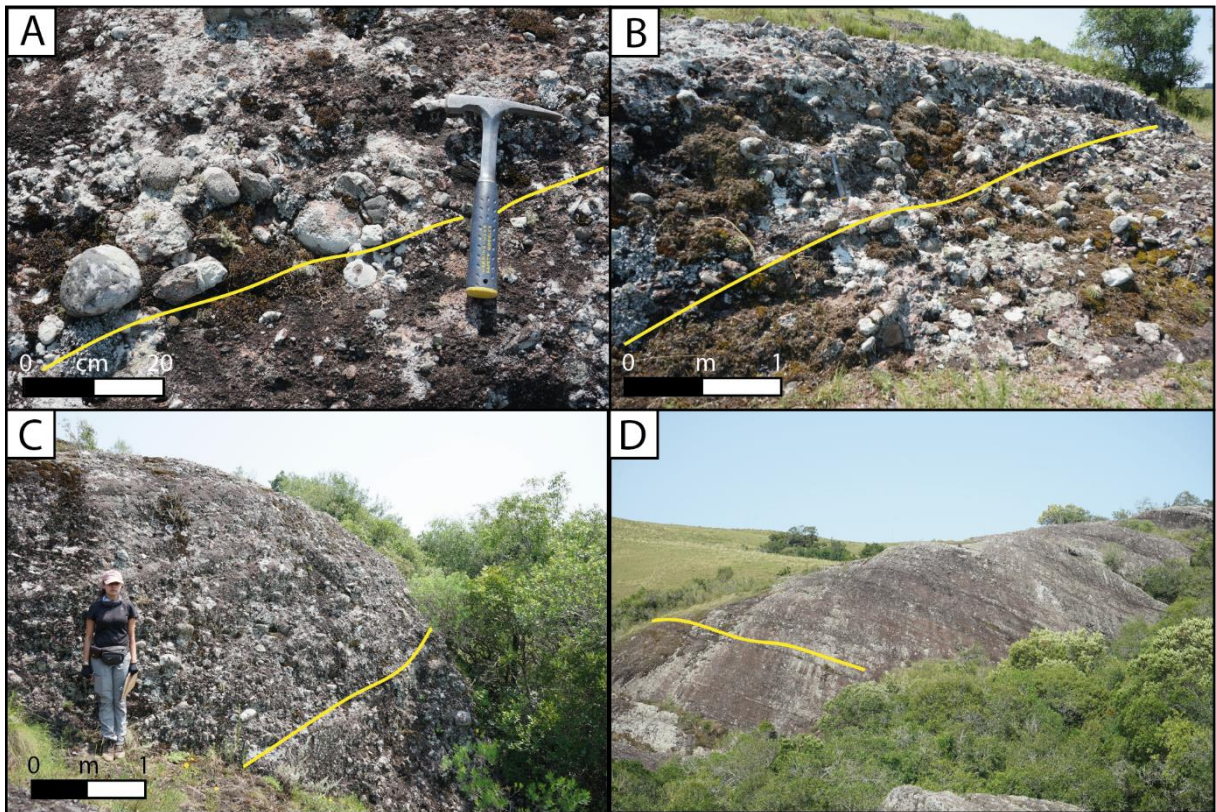


Figura 34: Fotos representativas da Associação de fácies de segregação de fração muito grossa (AF3) no ponto BCP-05 com o acamamento sedimentar traçado em amarelo. A – Foto de detalhe de conglomerado de seixos e grânulos, levemente arenoso ((a)Cg-sx-gr [m]) da associação de fácies AF4; B - Conglomerado de seixos e matacões arenoso (aCg-sx-mt [m]) da associação de fácies AF3; C e D – Fotos de afloramento da associação de fácies AF4.

5.5 Estudo de proveniência com clastos

A contagem de clastos em campo e por foto propiciou analisar qualitativamente e semiquantitativamente a origem dos sedimentos cascalhosos de três fácies em dois afloramentos nas áreas da Bacia do Arroio Boici (a leste) e bloco Apati. Foram considerados dois aspectos para o estudo de proveniência da fração cascalhosa do arcabouço sedimentar, que são: a composição (tipo de rocha) e o tamanho (grânulos, seixo, bloco e matacão).

Nas contagens executadas por meio da análise de fotografias das fácies aCg-sx-gr [m] e (a)Cg-gr-sx [m] do afloramento BCP-02 (Bacia do Arroio Boici), foi observada a predominância de grânulos e seixos de quartzo, seguido por granitoides, metapelitos e granitoides deformados. A fração de blocos da fácies aCg-sx-gr [m] analisada apresenta apenas clastos de granitoides.

A contagem realizada em campo possui amostragem menor, assim, possuindo caráter mais qualitativo para o estudo de proveniência. Esse procedimento foi efetuado na fácies aCg-sx [m] no afloramento BCP-05, na área do fragmento Apati. Nessa contagem, a fração seixosa é formada majoritariamente por clastos de quartzo e, em menor quantidade, por granitoides deformados e riolito. Os blocos eram compostos, principalmente, por rochas plutônicas e, localmente, por quartzo. O clastos de rochas plutônicas não deformados foram descritos como biotita granito e K-feldspato granito.

No Quadro 5 está enunciado o comparativo entre as contagens de clastos das três fácies analisadas em dois afloramentos na Bacia do Arroio Boici e bloco Apati.

| Tipo de análise | | Fotografia | | | | | Campo | |
|-----------------|----------------------|---------------|-------|-------|-----------------|-------|------------|-------|
| Ponto | | BCP-02 | | | | | BCP-05 | |
| Fácies | | aCg-sx-gr [m] | | | (a)Cg-gr-sx [m] | | aCg-sx [m] | |
| Amostragem | | 210 x 135 cm | | | 30 x 20 cm | | 50 x 50 cm | |
| Granulometria | | Grânulo | Seixo | Bloco | Grânulo | Seixo | Seixo | Bloco |
| Composição | Quartzo | 276 | 57 | 0 | 95 | 57 | 8 | 1 |
| | Granitoide | 227 | 44 | 5 | 17 | 45 | 0 | 3 |
| | Granitoide deformado | 0 | 0 | 0 | 1 | 6 | 2 | 0 |
| | Vulcânica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| | Quartzito | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | Metapelito | 26 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Não identificado | 133 | 43 | 2 | 46 | 51 | 0 | 0 |
| | Total | 663 | 147 | 7 | 159 | 160 | 11 | 4 |

Quadro 5: Quadro comparativo das contagens de clastos, quanto à composição e granulometria, das fácies aCg-sx-gr [m] e (a)Cg-gr-sx [m] (afloramento BCP-02, Bacia do Arroio Boici) e aCg-sx [m] (afloramento BCP-05, fragmento Apati).

5.6 Estudo de proveniência com minerais pesados (MEV)

A análise dos dados adquiridos por meio do mapeamento de *mount* de concentrado de minerais pesados (MP) com MEV-EDS, apontam assembleia mineralógica formada pelos seguintes minerais em ordem decrescente de quantidade na amostra analisada: Apatita, Almandina, Zircão, Rutilo, Titanita, Piroxênio, Espessartita e Anfibólio (Quadro 6). No gráfico apresentado abaixo (Fig. 33), é possível observar as diferentes proporções de espécies minerais na amostra.

Os resultados foram obtidos com concentrado de minerais pesados adquirido com os métodos descritos no capítulo de metodologia. Devido a interrupção das atividades no Núcleo de Preparação de Amostras (IGEO-UFRGS) durante a pandemia de COVID-19, não foi possível dar seguimento às análises em todos os mounts preparados e obter um resultado quantitativo significativo.

Com essa alteração no cronograma do projeto, também não foi possível empregar o uso do separador magnético nas amostras, assim, impactando na contaminação por uma quantidade expressiva de óxidos de ferro. Também foi observada a presença outros minerais sem importância para o estudo de proveniência, como por exemplo, feldspatos e quartzo. Com a presença desses contaminantes, inválidos para esse estudo, a contagem de minerais pesados passou a ter um caráter mais qualitativo, e não estatístico (como previsto inicialmente) por não contabilizar o número mínimo de minerais pesados. Os minerais contabilizados apresentam-se coloridos nas imagens a seguir, enquanto os minerais não contabilizados permanecem em sua coloração original (Figura 34).

| Espécie mineral | BCP-03A | |
|-----------------|----------|----|
| | Contagem | % |
| Almandina | 17 | 19 |
| Anfibólio | 1 | 1 |
| Apatita | 39 | 44 |
| Espessartita | 1 | 1 |
| Piroxênio | 1 | 1 |
| Rutilo | 7 | 8 |
| Titanita | 1 | 1 |
| Zircão | 13 | 15 |

Quadro 6: Assembleias de minerais pesados com as porcentagens presentes na amostra BCP-03A.

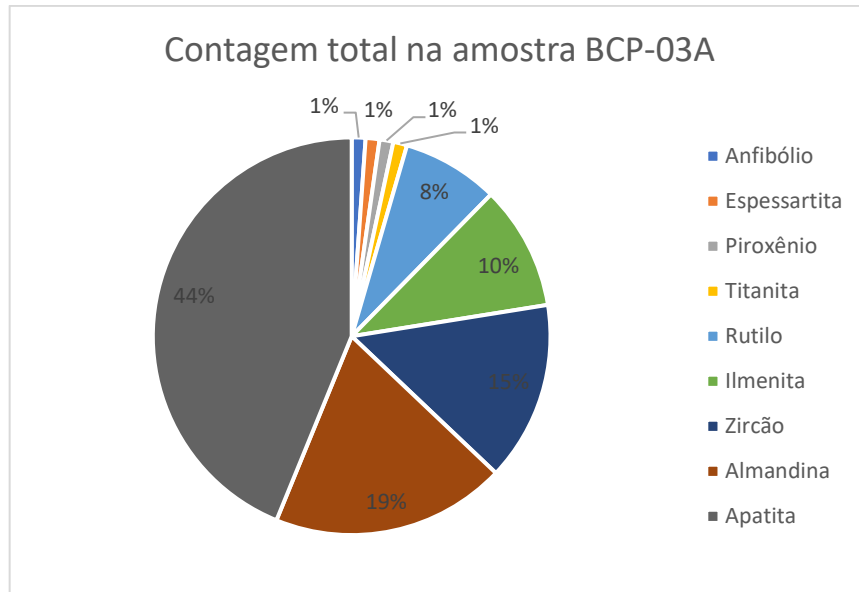


Figura 35: Gráfico de pizza com a contagem de minerais pesados em porcentagem na amostra BCP-03A.

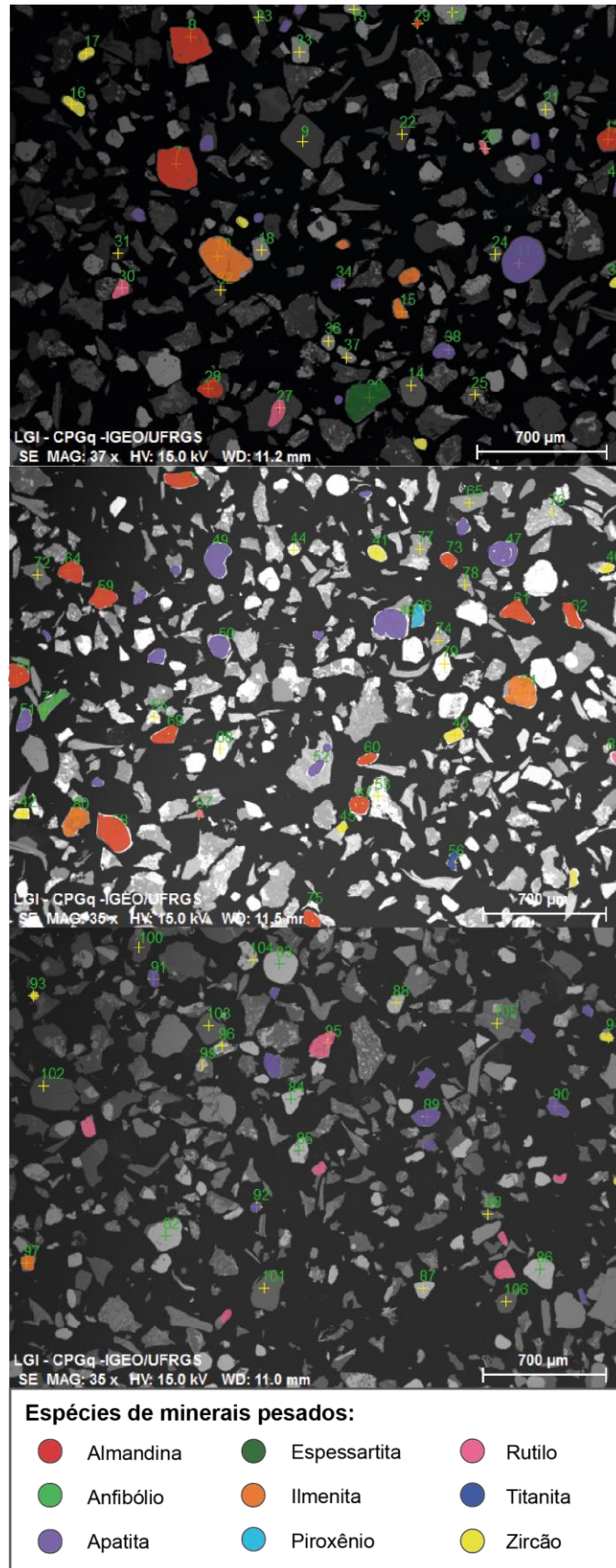


Figura 36: Quadro de imagens em MEV do concentrado de minerais pesados da amostra BCP-03A após interpretação de análises composicionais pontuais e em mapas.

A análise detalhada dos minerais pesados por meio da petrografia não foi viabilizada devido à paralisação das atividades de laboratório. No entanto, utilizando as imagens de MEV, foi possível efetuar uma análise simplificada do aspecto morfológico, tamanho e textura (arredondamento e esfericidade), dos grãos de minerais pesados. Nos mapas realizados na amostra BCP-03A, foi notado maior granulometria e esfericidade (média a alta) nos grãos de apatita e granadas (almandina e espessartita). O arredondamento de ambas as espécies minerais é variável entre subanguloso a muito arredondado. Os grãos de zircão, ilmenita e rutilo, encontrados em menor quantidade (15, 10 e 8%, respectivamente), apresentam diâmetro menor em relação aos demais minerais pesados encontrados, média a baixa esfericidade e subarredondados a muito arredondados. Os demais minerais pesados encontrados (anfíbólio, piroxênio e titanita) apresentam baixa esfericidade e arredondamento subangular a subarredondado.

6 DISCUSSÕES

6.1 Análise de fácies e Modelo Depositional dos fragmentos Apati e Boici

Apesar das variações da fração cascalhosa nas fácies da Bacia do Arroio Boici e fragmento Apati, interpreta-se, nesse trabalho, que as sequências presentes em ambas são pertencentes ao Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres, como descrito na Carta Geológica da folha Pedro Osório (CPRM, 1999) e no Mapa geológico da folha Hulha Negra (CPRM, 2017). Esses autores consideram esse registro como tendo sido formado por depósitos areníticos e conglomeráticos de modelo aluvio-deltaico, como interpretado por Fragoso-César (1991); Sayeg (1993) e Paim *et al.* (2014).

As litofácies identificadas nos perfis e caracterizadas no capítulo anterior indicam transporte de sedimentos por meio de fluxos gravitacionais subaquosos, definidos por Zavala & Arcuri (2016) como processos turbidíticos. As formas de leito observadas são, em grande maioria, bidimensionais não canalizadas e, localmente, tridimensionais. A associação das fácies descritas indica modelo tipo turbidito deltaico. Porém, não foram observadas as fácies proximais desse modelo (subaéreas), tampouco as distais mais finas. Desse modo, prefere-se considerar que se trata de um modelo de fluxos turbidíticos os quais, a partir da desagregação de massas grossas (AF3), passam a constituir-se em fluxos granulosos hiperdensos grossos (AF4) a médios com formação de linhas de clastos, quando então, tais fluxos passam a retrabalhar depósitos arenosos grossos (AF6) podendo gerar tapetes trativos (AF7).

Assim, considera-se aqui que os pacotes de conglomerados e arenitos conglomeráticos foram depositados em ambiente de leques turbidíticos deltaicos com fluxo hiperpicnal correspondendo a sedimentação de turbiditos deltaicos e sem feição aérea observada. Essa interpretação de ambiente deposicional também está presente no trabalho de Janikian *et al.* (2003), que descreve a sequência na região de Bom Jardim, e a identifica como Fm Cerro da Angélica. Essa formação é caracterizada pela deposição de turbiditos de alta densidade, leques subaquáticos externos e deltas, como descrito por Janikian *et al.* (2003). Apesar da Fm. Cerro da Angélica estar contida no Grupo Bom Jardim (GBJ), os autores não incluem, nessa classificação, as

sequências estudadas no presente trabalho e anteriormente descritas como Fm. Arroio dos Nobres inclusa no GBJ sensu CPRM (1999) e CPRM (2017).

Nos trabalhos de Fambrini *et al.* (2005) e Janikian *et al.* (2003, 2008), a área estudada nesse trabalho estão descritas como pertencentes ao Grupo Santa Bárbara (GSB). Entretanto, os mapeamentos realizados pela CPRM (1999; 2017) excluem a possibilidade dos conglomerados do Membro Vargas serem incluídos no GSB tendo em vista que essa última unidade se apresenta superposta na área de estudo. Porém, se desconsidera a extrapolação do GSB e descrições de fácies para os fragmentos Apati e Bacia do Arroio Boici, pois consideramos que essas deposições ocorreram em bacia transcorrente, diferentemente de Fambrini *et al.* (2005), que consideram bacias de extensão. De tal modo, é possível comparar os resultados obtidos, do ponto de vista de modelo deposicional, com as conclusões acerca da Fm. Cerro da Angélica, sensu Janikian *et al.* (2003), inclusa no GBJ assim como a Fm. Arroio dos Nobres.

6.2 Proveniência sedimentar da Bacia do Arroio Boici e fragmento Apati

Interpretando os resultados obtidos com a análise petrográfica de clastos em conglomerados da Bacia do Arroio Boici é possível concluir que as principais áreas-fonte são os terrenos Pelotas, como indicado pelos clastos de granitoides não deformados e quartzo, e Tijucas, indicado pela presença de clastos de quartzito e metapelito em menor quantidade.

A ausência de clastos vulcânicos oriundo do Terreno Pelotas indicam que o nível crustal profundo exposto deste Terreno durante a evolução desses fragmentos de bacia. Portanto, sugere que a idade dessas sequências sedimentares seja mais recente do que as datações relativas datadas por Janikian *et al.* (2008) para outra região do GBJ.

Os raros clastos de rochas metamórficas contabilizadas, indicam que o Complexo Porongos na região não era uma área-fonte de grande importância, possivelmente por estar em desenvolvimento de suas sequências sedimentares ou já metamorfozadas, porém, em um nível crustal profundo.

Os minerais pesados serviram de forma qualitativa no estudo de proveniência, não podendo ser considerados como estudo estatístico. Os resultados obtidos

corroboram com a forte influência de granitoides do Terreno Pelotas e, minoritariamente, rochas metamórficas do Complexo Porongos no aporte sedimentar. Essas áreas-fonte são indicadas pela presença significativa de apatita, zircão, rutilo e almandina. A relação dos granitos do ESRG e Complexo Porongos com a granada da espécie Almandina é demonstrada em Knobelock-Santos *et al.* (2018), onde são apresentadas diferentes unidades do ESRG e as respectivas composições de granadas presentes.

Dessa forma, destaca-se as rochas graníticas do Terreno Pelotas como principais altos estruturais e áreas-fonte durante a deposição das sequências estudadas e o Complexo Porongos com menor contribuição para a disponibilização de aporte sedimentar.

6.3 Implicações Tectônicas e Relação com Complexo Porongos

Apesar das possíveis reativações que os lineamentos podem sofrer em regiões de escudo, as suas orientações podem indicar falhamentos e/ou dobramentos formados durante estágios iniciais da evolução das exposições de unidades da Bacia do Camaquã e porção sul do Complexo Porongos. As falhas observadas em campo nos pontos de contato entre sequência da Formação Arroio dos Nobres e CP e com orientação paralela aos lineamentos em imagem de satélite indicam que a relação de contato entre as unidades é tectônica e essas unidades foram colocadas lateralmente por contato tectônico rúptil após a deposição e diagênese. Sendo assim, o contato não é discordante, não havendo deposição da sequência sedimentar sobre o CP.

Reunindo as interpretações acerca do estudo de proveniência e estrutural, pode-se propor duas hipóteses em relação à idade aproximada das sequências sedimentares dos fragmentos Apati e Boici. Tendo em vista a grande contribuição granítica (e não vulcânica) do Terreno Pelotas no aporte sedimentar e a parcela consideravelmente reduzida de clastos metamórficos do Terreno Tijucas no registro, é possível deduzir que essas rochas foram depositadas após a idade de 630 a 600,5 Ma, como proposto por Janikian *et al.* (2008) para a Fm. Cerro da Angélica considerando que, na região do presente trabalho, nessa idade estaria havendo a deposição do Complexo Porongos (unidade que apresenta pequena contribuição no ascabouço sedimentar). Apesar de mais recente, os fragmentos Apati e Boici não

devem ser incluídos no Grupo Santa Bárbara sensu Fambrini *et al.* (2005), pois esse Grupo é característico de regime extensional, enquanto os fragmentos estudados apresentam evidências de regime transtrativo dominante.

Interpreta-se esse regime tectônico devido aos limites de alto ângulo que essas sequências apresentam com o Complexo Porongos, presença de cataclasitos nos contatos e ausência de deformação plástica ao longo da sequência, assim como a inexistência de sedimentos finos pode indicar uma segunda fase de deposição em bacia de transcorrência, havendo retrabalhamento dos sedimentos e retirada dos finos.

Dessa forma, é possível propor que os fragmentos de bacia Apati e Boici são posteriores ao Grupo Bom Jardim (GBJ), podendo ser da idade do GSB. Entretanto, não são correlacionáveis a nível estratigráfico e tectônico com o último grupo devido ao regime tectônico diferente entre ambas. Essas interpretações levam às seguintes hipóteses: (1) os fragmentos Apati e Boici são registros de bacia transtrativa tardia, posterior ao GBJ, independente e não correlacionáveis aos registros do GSB e (2) os fragmentos são correlacionáveis ao GBJ em uma etapa transtrativa.

7 CONCLUSÕES

DA ANÁLISE DE FÁCIES E MODELOS DEPOSICIONAIS

Foram identificadas 28 fácies, 14 em cada fragmento de bacia, em que predominam geometrias tabulares, texturas entre arenito médio a conglomerado seixoso granuloso (Boici) e arenito grosso a conglomerado seixoso matacoso (Apati) a e estruturas planas e acanaladas, representando formas de leito 2D e 3D e processos trativos.

Identificaram-se cinco associações de fácies que tipificam porções medianas de leques turbidíticos cascalhosos arenosos, estando ausentes associações de fácies mais proximais e também mais distais.

As associações de fácies dão suporte a modelos deposicionais do tipo leques turbidíticos arenosos-cascalhosos onde os fluxos gravitacionais subaquosos são característicos da desagregação de massas cascalhosas para arenosas, com a consequente formação de fluxos granulados densos e retrabalhamentos de depósitos por fluxos sobrepassantes.

DO ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO

- A geologia da área de estudo é correspondente à unidade Formação Arroio do Nobres, como descrita no relatório da Carta Geológica da folha Pedro Osório (CPRM, 1999). Porém, não encontra correlação com os pacotes dessa formação descritos na região Bom Jardim e Cerro da Angélica. Nesse sentido, ela é correlacionável com a Formação Passo da Capela de Fambrini et al. (2005). Porém não se assume as interpretações deste quando ao posicionamento cronoestratigráfico correlato ao GSB e dos mecanismos tectônicos da Bacia Boici-Piquiri.

DO CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA

- Os contatos com o Complexo Porongos com ocorrência de cataclastos indicam colocação dessas unidades lateralmente posterior à deposição e diagênese
- As seqüências sedimentares estudadas não apresentam relação de continuidade com os paleossedimentos do Complexo Porongos.

- Essa unidade é mais recente que o Complexo Porongos, não sendo tampouco correlata temporalmente com outras porções do Grupo Bom Jardim datadas segundo idade relativa com intrusões em outras regiões.
- O estudo de proveniência demonstra que os sedimentos que preencheram a Bacia do Arroio Boici e o fragmento Apati são, predominantemente, oriundos de rochas graníticas do Terreno Pelotas. A ausência de clastos vulcânicos indica que, no momento de formação dessas sequências, o Terreno Pelotas estava com um nível crustal profundo exposto e as rochas vulcânicas já haviam sido erodidas. Também apresenta contribuição de clastos metamórficos, possivelmente derivados do Terreno Tijucas (Complexo Porongos). O que corrobora a possibilidade de o Complexo Porongos ter sido uma área-fonte de menor importância devido ao desenvolvimento da paleobacia contemporâneo a Formação Arroio dos Nobres ou por estar inserido parcialmente em um nível crustal inferior durante o metamorfismo.
- A Formação Arroio dos Nobres possivelmente apresenta idade mais recente que o Grupo Bom Jardim, mas não está inserida no contexto extensivo do Grupo Santa Bárbara, podendo representar uma zona transtrativa tardia ativa.

8 REFERÊNCIAS

Adobe Inc. Adobe Illustrator [Internet]. 2019. Disponível em: <https://adobe.com/products/illustrator>

Almeida, D.P.M, Chemale-Junior, F. & Machado, A. 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: *Petrology - New Perspectives and Applications*.

Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, p. 291–329.

Borba, A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozoico e Paleozoico inferior do Escudo Sul-Rio-Grandense, S, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borba, A.W., Maraschin, A.J., Noronha, F.L., Casagrande, J. & Mizusaki, A.M.P. 2007. Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, Southern Brazil): Evidence from petrography, geochemistry and neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14(1), p. 25-42.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Onoe, A.T. & Hartmann, L.A. 2008. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: Constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, 20(3), p. 359–375.

Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Porto Alegre, 66, p. 1-72.

CPRM. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 1999. *Folha Pedro Osório SH.22-Y-C*. Serviço Geológico do Brasil, Porto Alegre, escala 1:250.000.

CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2006. *Mapa Geológico Do Estado Do Rio Grande Do Sul*. Serviço Geológico do Brasil, Porto Alegre, escala 1:750.000

Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C. & Cedeño, D.G. 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.

De Oliveira, C.H.E., Chemale-Junior, F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M. & Philipp, R.P. 2014. U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the dom feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246, p. 240–255, 2014.

Equipe de Desenvolvimento QGIS. 2009. Sistema de Informação Geográfica QGIS. Fundação Geoespacial de Código Aberto. Disponível em: <http://qgis.org>

Fambrini, G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico Iii) Da Bacia Do Camaquã, Rio Grande Do Sul*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Fambrini, G.L., Almeida, R.P. & Fragoso-César, A.R.S. 2005. O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) Na Sub-Bacia Camaquã Central, Rs: Estratigrafia E Sistemas Depositionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2), p. 227–238.
- Farrell, K.M., Harris, W.B., Mallinson, D.J., Culver, S.J., Riggs, S.R., Person, J., Self-Trail, J.M. & Lautier J.C. 2012. Standardizing texture and facies codes for a process-based classification of clastic sediment and rock. *Journal of Sedimentary Research*, 82(6), p. 364–378.
- 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 I-Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), p. 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*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gruber, L., Porcher, C.C., Lenz, C. & Fernandes, L.A.D. 2011. Proveniência de metassedimentos das sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzito Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista, RS. *Pesquisas em Geociências UFRGS*, 38(3), p. 205–224.
- Gruber, L. 2016. *Geocronologia do Complexo Metamórfico Porongos e Suíte Metamórfica Várzea Do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, sul do Brasil: implicações para a evolução ocidental*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hinrichs, R. 2014. *Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do Rio Grande do Sul*. 1. ed. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C. & Frantz, J.C. 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306, p. 189–208.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R.P., Basei, M.A.S & Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*. Springer International Publishing. p. 267–302.
- Ingersoll, R.V. 2011. *Tectonics of Sedimentary Basins, with Revised Nomenclature*.
- James, N.P. & Dalrymple, R.W. 2010. *Facies Models 4*. Ottawa: Geological Association of Canada, 586p.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-César, A.R.S. & Fambrini, G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua área-tipo: Litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3), p. 347–360.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-César, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L. & Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, 20(4), p. 259–266.

- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-César, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21(2–3), p. 466–482.
- Kearey, P., Klepeis, K.A. & Vine, F.J. 2014. *Tectônica Global*. 3. ed. Porto Alegre: Bookman.
- Kelly, S.B. & Olsen, H. 1993. Terminal fans—a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85(1–4), p. 339–374.
- Knobelock-Santos, G.M.N., Porcher, C.C., Remus, M.V.D., Gomes, M.E.B., Koester, E., Vignol, M.L. & Dani, N. 2018. Petrografia e Química Mineral de Granadas Ígneas e Metamórficas dos Domínios Central, Oriental e Bloco Taquerembó do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 49., 2018, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.1, p. 1818.
- 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 Sciences*, 105.
- Mange, M.A. & Mauer, H.F.W. 1993. Heavy minerals in colour. 1. ed. Springer-Science+Business Media, B.V., v. 30.
- Mange, M.A. & Morton, A.C. 2007. Geochemistry of Heavy Minerals. In: *Developments in Sedimentology*. 58p., 345–391.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90(3–4), p. 241–256.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2. ed. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Paim, P.S.G., Chemale-Junior, F. & Wildner, W. 2014. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36(3).
- Pelosi, A.P.M.R. & Fragoso-César, A.R.S. 2003. Proposta lito estratigráfica e consid paleoambientais Gr Marica Neoproterozoico III. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2), p. 137-148.
- Pertille, J., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. & Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, 59(12), p. 1532–1560.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale-Junior, F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46, p. 83–104.
- Porcher, C.C., Lenz, C., Koester, E., Bastos, V.A., Olmo-Barbosa, L.D., Vieira, D.T., Ramos, R.C., Pinto, V.M., Bertotti, A.L. & Fernandes, L.A.D. 2021. O Terreno Pelotas e a orogênese Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, da evolução magmática e tectônica. 2021.

- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações Embasamento/"Cobertura" na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um Esboço Estrutural. *Pesquisas em Geociências UFRGS*, 17(2), p. 72–84.
- Ramos, R.C., Koester, E. & Vieira, D.T. 2020. Sm–Nd systematics of metaultramafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11(6), p. 2287–2296.
- Reed, S.J.B. 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. 2. ed. New York: Cambridge University Press.
- Remus, M.V.D., Souza, R. S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N. & Vignol-Lelarge, M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, p. 166–185.
- Roller, K. & Trepmann, C.A. 2003. Stereo32 1.0.3. Institut für Geologie - Ruhr University Bochum: Bochum, DE.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143(1), p. 59–88.
- Sayeg, H.S. 1993. *A Evolução Geológica Brasileira da Região Do Arroio Boici , RS*. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation and Science: U.S. Geological Survey database. Disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov>
- Vanderhaeghe, O. 2012. The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, 56–57, p. 124–145.
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 2020. SHRIMP U-Pb zircon 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, p. 102603.
- Walker, R.G.; James, N.P. 1992. *Facies Models: response to sea level changes*. Ottawa: Geological Association of Canada.
- Zavala, C. & Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337, p. 36–54.