

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

Gabriel Martins Fontoura

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DOS DIQUES
MÁFICOS DO FAROL DE SANTA MARTA, SC**

Florianópolis

2024

Gabriel Martins Fontoura

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DOS DIQUES
MÁFICOS DO FAROL DE SANTA MARTA, SC**

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

Orientadora: Prof. (a), Dr. (a) Luana Moreira Florisbal

Florianópolis

2024

Fontoura, Gabriel Martins

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DOS DIQUES
MÁFICOS DO FAROL DE SANTA MARTA, SC. / Gabriel Martins
Fontoura ; orientadora, Luana Moreira Florisbal, 2024.
117 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2024.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Diques Básicos. 3. Magmatismo
Toleítico. 4. Província Magmática Paraná. 5. Sistema
alimentador de Lavas. I. Florisbal, Luana Moreira. II.
Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em
Geologia. III. Título.

Gabriel Martins Fontoura

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DOS DIQUES
MÁFICOS DO FAROL DE SANTA MARTA, SC**

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

Florianópolis, 05 de Dezembro de 2024.



Prof., Dr. Roberto Sacks de Campos
Coordenação do Curso

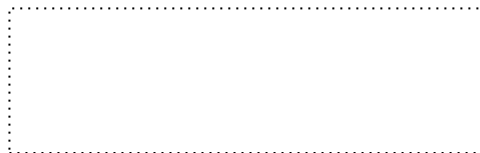
Banca examinadora



Prof.(a), Dr.(a) Luana Moreira Florisbal
Orientador(a)



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



Prof., Dr. Fabio Braz Machado
Universidade Federal do Paraná

Florianópolis, 2024.

As pessoas, que a partir do acesso ao conhecimento e a informação, puderam ou vão encontrar a liberdade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a vida, pela oportunidade de estar aqui e poder desempenhar o meu papel como ser humano nesta trajetória.

Agradeço a família, que se mostrou ser uma unidade estrutural fiel e necessária que proveu todo apoio para que eu pudesse trilhar meus caminhos e aceitou as minhas escolhas. Quero começar pela minha avó, Adalgisa, que é um exemplo para mim de pessoa, mulher, símbolo de força e luta, que me sustentou durante boa parte da graduação e sem isso não seria nada possível. A minha mãe, Ilda, além de me dar a vida, por me ensinar desde sempre o valor do estudo, e trabalhou muito para me dar condições de estudar, pois, acreditava no meu desenvolvimento acadêmico me incentivando ao ponto de poder frequentar a universidade pública. Ao meu pai, Gilson, que me deu uma educação muito boa e além de me ensinar o valor do esforço e do trabalho me impulsionou a ler e escrever ainda criança. A minha irmã, Yasmin, que foi minha companheira e fiel confidente por vezes, e me ensinou a desenvolver senso crítico em inúmeras situações e desenvolver relações de confiança e cumplicidade, além de ser alguém que me espelho. A minha tia Solange que me auxiliou financeiramente em alguns períodos. Agradeço também aos outros familiares que torceram por mim ou apoiaram de alguma forma para, ou, aqueles que desejaram o sucesso.

Agradeço a universidade pública, gratuita e de qualidade, Universidade Federal de Santa Catarina, por fomentar toda estrutura para o ensino, provendo alimentação e abrigando os estudantes e fomentando o pensar científico.

Aos amigos, a família que escolhi conviver por anos onde aprendi e tive inúmeras trocas de conhecimento e vivência em todos os aspectos. Agradeço em especial ao Leonardo Athaides, por me abrigar nos meus primeiros meses em Florianópolis ao Luis Henrique por me acolher durante os primeiros semestres da graduação e ao Jaime, por me permitir ter uma moradia. Agradeço a todes colegas de graduação, mestres e doutores.

As professoras do corpo docente, em especial a professora, amiga e orientadora Luana por ministrar as bases da geologia e despertar o desejo de ficar e ter a oportunidade de conhecer o saber desta ciência. A professora Liliana por não medir esforços e me incentivar a participar dos primeiros congressos científicos e também a professora Manoela por me abrir as portas do Laboratório de Geologia de Reservatórios.

Agradeço ao apoio financeiro ao projeto temático da FAPESP “A Província Magmática Paraná: petrogênese, cronologia, impacto ambiental do magmatismo toleítico, alcalino e silícico Cretáceo na Plataforma Brasileira”, PROC 19/22084-8.

RESUMO

O Enxame de Diques de Florianópolis (EDF), compõe o sistema alimentador da pilha de lavas da Província Magmática Paraná (PMP) de idade Eo-Cretácea (*ca.* 134 Ma), que representa uma das maiores expressões dos derrames das Províncias Basálticas Continentais (PBCs), com expressivo volume de rochas toleíticas. Ao sul do estado de Santa Catarina, próximo ao município de Laguna, na região do Farol de Santa Marta (FSM), em meio aos promontórios rochosos costeiros ocorrem intrusões de corpos ígneos tabulares verticais a subverticais na forma de diques básicos de direção principal N-NE, com espessuras variadas, desenvolvendo contatos retilíneos à abruptos, que seccionam as rochas graníticas neoproterozoicas pertencentes ao Batólito Florianópolis (BF). Este trabalho apresenta novos dados geológicos, petrográficos e geoquímicos de rocha total dos diques da região e de uma soleira identificada na Praia do Gi. Os dados petrográficos demonstram a ocorrência de basaltos de texturas predominantemente afírica a microporfírica nas margens resfriadas, e os centros dos diques com textura equigranular fina a média com textura ofítica, por vezes texturas glomeroporfíricas são identificadas. A soleira tem textura equigranular fina sem variação granulométrica lateral ou vertical. Os dados geoquímicos permitem a classificação das rochas estudadas como basaltos dos grupos alto-TiO₂ (ATi) correspondente ao magma-tipo Urubici e o grupo baixo-TiO₂ (BTi), que correspondem ao magma-tipo Esmeralda, nos diques, grupo baixo-TiO₂ (BTi), magma-tipo Gramado na soleira, relacionadas ao magmatismo da Província Magmática Paraná.

Palavras-chave: Diques básicos, magmatismo toleítico, Província Magmática Paraná, sistema alimentador de lavas.

ABSTRACT

The Florianópolis Dyke Swarm (FDS) is part of the plumbing system of the lava of the Paraná Magmatic Province (PMP), of EoCretaceous age (ca.134 Ma), which represents one of the largest expressions in the Continental Flood Basalts (CFB) with large volume of tholeiitic rocks. The south of Santa Catarina, close to Laguna municipality, in the region of Farol de Santa Marta, among the coastal rocky promontories, outcrop vertical to sub-vertical tabular igneous intrusions as basic dikes, with N-NNE main directions, with varying thicknesses, with straight to abrupt contacts, that crosscut the rocks of the Neoproterozoic basement that belongs to the Florianópolis Batholith (FB). This study present new geological, petrographic and Whole rock geochemical data for the dikes of the region and for one sill identified at Praia do Gi. The petrographic data show the occurrence of basalts with textures predominantly aphyric to microporphyritic on the chilled margins, and fine to medium grained equigranular textures with subophitic texture in the centers, sometimes glomeroporphyritic textures were also identified. The sill has fine grained equigranular texture with no lateral or vertical granulometric variation. The geochemical data allow the rocks classification as high-TiO₂ (ATi) basalts corresponding to the Urubici-type magma and the low-TiO₂ (BTi) basalts, related to the Esmeralda-type magma for the dikes, and low-TiO₂ (BTi), Gramado-type magma for the sill, all related to the Paraná Magmatic Province.

Keywords: Basic Dikes; tholeiitic magmatism; Paraná Magmatic Province; lava pile plumbing system.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização e principais vias de acesso para área de estudo. (A) Localização de Santa Catarina, Brasil. (B) Localização do Farol de Santa Marta. (C) Rota até a área de estudo do Projeto Farol de Santa Marta-PFS. (D) Imagem aérea do Farol de Santa Marta. (E) Imagem 3D do <i>Google Earth</i> ilustrando os costões onde os diques ocorrem. Fonte: <i>Google Earth pro</i> . Do autor, 2024.	20
Figura 2: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. O segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui o orógeno Dom Feliciano, onde encontra-se a área desse estudo.	21
Figura 3: Mapa geológico com as principais unidades geotectônicas no Sul do Brasil e Uruguai e compartimentação da Província Mantiqueira Meridional.	22
Figura 4: Localização e configuração geológica do Cinturão Dom Feliciano. (A) Sul do Brasil e Uruguai; (B) Unidades geológicas e principais características tectônicas no estado de Santa Catarina, Brasil. ...	24
Figura 5: Mapa da Bacia do Paraná, onde são assinaladas as principais feições estruturais e a área de abrangência da bacia na América do Sul.	27
Figura 6: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná, com destaque o Grupo Serra Geral (<i>sensu</i> Rossetti <i>et al.</i> , 2018).	28
Figura 7: Compartimentação da Província Costeira de Santa Catarina.	31
Figura 8: Compartimentação dos depósitos da Planície Costeira de Santa Catarina.	32
Figura 9: Classificação das Grandes Províncias Ígneas (LIP's).	34
Figura 10: Modelo conceitual dos quatro membros finais de ascensão, posicionamento e possível interação dos magmas em províncias basálticas continentais.	37
Figura 11: Mapa geológico da PMP, demonstrando a distribuição das rochas vulcânicas da PMP, juntamente com a localização das amostras datadas por métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb ID-TIMS das rochas intrusivas.	41
Figura 12: Diagramas binários ilustrativos dos critérios para discriminar os diferentes tipos de basaltos da PMP. (I) TiO_2 vs MgO e Ti/Zr vs. Ti/Y para divisão dos basaltos alto-Ti e baixo-Ti que ocorrem na PMP. (II) TiO_2 vs. Fe_2O_3 e Sr vs Zr/Y para divisão dos basaltos $\text{TiO}_2 > 2$. (III). Ti/Zr vs Zr/Y e Sr vs. Ti/Y para basaltos com $\text{TiO}_2 < 2$	46
Figura 13: Perfil esquemático dos sistemas alimentadores de lavas, demonstrando a rede de canais do transporte e as câmaras de armazenamento dos magmas desde o manto terrestre até a superfície. Diferentes tipos de corpos magmáticos podem ser configurados, sua formação e forma dependem da configuração tectônica, da quantidade de magma disponível, além das suas propriedades e interações com as rochas encaixantes.	51
Figura 14: Fluxograma com a metodologia do presente estudo.	52
Figura 15: Localização dos pontos estudados. (A) Localização dos pontos ao longo da região costeira, ao N soleira da Praia do Gi e a S distribuição dos pontos realizados nos diques. (B) Disposição espacial dos diques básicos do Farol de Santa Marta e regiões adjacentes. (C) Vista aérea oblíqua da Soleira da Praia do Gi. (D) Vista frontal da soleira da Praia do Gi, exibindo disjunções colunares verticais bem desenvolvidas. (E) Vista aérea do PFS-01. (F) Vista frontal do ponto PFS-01. (G) Vista aérea dos pontos PFS-06 e PFS-07 com diques de menor	

expressão (60 centímetros e 2 metros). (H) Vista frontal do ponto PFS-06. (I) Vista aérea do ponto PFS-05 com o dique de maior expressão (aprox. 60 metros). (J) Vista frontal do ponto PFS-05. Fonte: Do autor, 2024. 56

Figura 16: (A) Vista aérea dos pontos realizados (PFS-02; PFS-03; PFS-04) nos costões do GBL, encaixantes dos diques básicos. (B) Afloramento do GBL em contato retilíneo com Dique (PFS-03). (C) Afloramento do GBL porfirítico em contato reto e uniforme com diabásio. Detalhe para o emm arredondado alojado dentro da hospedeira granítica. (PSF-03). (D) Afloramento do GBL em contato difuso na borda leste do dique (PFS-02) (E) Afloramento do GBL após o processo de fusão na borda leste do dique (PFS-02). 57

Figura 17: (A) (1) Afloramento de Dique com textura equigranular fina desenvolvendo contatos retos e uniformes. (2) Borda de resfriamento de aproximadamente 80cm. (3) Encaixante granítica bem preservada. (B) Afloramento de Dique em contato abrupto com a encaixante (PFS-06). (C) Borda de resfriamento afanítica com disjunções colunares bem apertadas e pouco espaçadas (PSF-09). (D) Afloramento de Dique em contato retilíneos e em degrau com a encaixante (PFS-08). (E) Xenólito granítico parcialmente assimilado. (F) Veios e vênulas nas bordas em contato com as encaixantes. 59

Figura 18: (A) Porção central do dique uniforme com textura equigranular com disjunções colunares bem desenvolvidas (PSF-01). (B) Amostra macroscópica do centro do dique de textura equigranular fina (PSF-01). (C) Afloramento do centro do dique com disjunções colunares bem desenvolvidas. (PSF-05) (D) Amostra macroscópica do centro do dique de textura equigranular média (PSF-05). 60

Figura 19: Croqui esquemático PFS-02. (A) Afloramento da borda do dique com contato retilíneo e margem resfriada bem desenvolvidas com textura microporfirítica. (B) Centro porfirítico com amígdalas preenchidas. (C) Centro porfirítico com vesículas. (D) Borda afanítica oeste de aproximadamente 20 cm. (E) Centro equigranular com disjunções colunares bem desenvolvidas. (F) Borda afanítica leste de aproximadamente 20 cm. (G) Borda com assimilação parcial de granito. Fonte: Do autor, 2024. 62

Figura 20: (A) Vista lateral da soleira com disjunções colunares bem definidas e apertadas. (B) Vista oblíqua da soleira com disjunções colunares bem definidas e apertadas de dimensões decamétricas, detalhe para textura equigranular fina. (C) Afloramento da porção central da soleira com disjunções colunares bem desenvolvidas e apertadas. (D) Vista frontal da soleira em seu eixo principal demonstrando as dunas recobrimo parcialmente o afloramento em contato com o embasamento granítico. (E) Afloramento da porção central da soleira com disjunções colunares bem desenvolvidas e apertadas. Detalhe para a uniformidade textural evidenciada lateralmente ao longo da soleira. (F) Encaixante granítica neoproterozoica representando o embasamento cristalino. Fonte: Do autor, 2024. 64

Figura 21: Mapa de pontos do projeto Farol de Santa Marta. 65

Figura 22: Mapa geológico da região do projeto Farol de Santa Marta entre as praias do Cardoso (S) e a praia da Galheta (N). 66

Figura 23: Aspectos texturais e mineralógicos do GBL porfirítico de matriz equigranular média. (A) Textura porfirítica heterogranular com megacristais de k-feldspato de 1,5cm em amostra de mão. Todas as demais figuras são fotomicrografias, sendo C em luz plano polarizada e as demais com polarizadores cruzados. (B) Textura heterogranular da matriz e megacristais de KF com macla xadrez, apatita e allanita. (C) Proporção média de 60:40 megacristais: matriz e biotita vermelha na forma de agregados e cristais maiores isolados. (D) Cristais de k-feldspato com macla xadrez e pertitas, quartzo com *bulding*, diminutos de zircão os minerais opacos em

agregados ao longo dos limites dos grãos. (E) Pertitas do tipo fios no k- feldspato, com macla do tipo Carlsbad. (F) Cristais de plagioclásios parcialmente sericitizados e biotitas parcialmente substituídos por clorita. 69

Figura 24: Aspectos texturais e mineralógicos do GBL inequigranular em zonas de fusão parcial no PFS-02. (A) Relações de contato entre o granito encaixante parcialmente fundido e o dique básico: (1) margem resfriada do dique básico, (2) xenólito de granito parcialmente assimilado na borda do dique básico. (3) encaixante granítica com efeito de fusão. (B) Detalhe da textura inequigranular alotriomórfica no granito da borda. Todas as demais figuras são fotomicrografias, sendo C e E em luz plano polarizada e as demais com polarizadores cruzados. (C) Textura inequigranular com cristais reliquiares de quartzo e feldspato xenomórficos, cristais de feldspatos argilizados, matriz fina. (D) Textura inequigranular com cristais reliquiares de quartzo e feldspato xenomórficos, cristais de quartzo com extinção ondulante, opacos disseminados na matriz fina formada por granófiros. (E) Detalhe dos cristais de quartzo e de K-feldspato xenomórficos e minerais opacos esqueletais na matriz. (F) Detalhe dos cristais de quartzo e de K-feldspato xenomórficos e matriz granofírica. 70

Figura 25: Aspectos texturais e mineralógicos das margens resfriadas dos diques básicos com textura equigranular fina e/ou muito fina, microporfírica à glomeroporfírica. Fotomicrografias, A, C, E em luz plano polarizada e B, D, F são as fotomicrografias equivalentes às anteriores tomadas com polarizadores cruzados. (A e B) Textura micro porfírica de matriz vítrea. Detalhe para vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo e calcita. (C) Textura microporfírica de matriz fina definida por megacristais de plagioclásio euédricos em matriz fina com plagioclásios e piroxênios ripiformes e opacos esqueletais. (D) Textura microporfírica de matriz fina. Destaque para as inclusões de cpx nos cristais de pl. (E e F) Textura glomeroporfírica monomineralica de pl. Detalhe para as inclusões de pigeonita(?). 73

Figura 26: Aspectos texturais e mineralógicos das bordas dos diques básicos. Fotomicrografias A, C em luz plano polarizada B e D, com polarizadores cruzados. (A) Minerais opacos e vidro vulcânico em aglomerados na matriz. (B) Minerais opacos e vidro vulcânico em aglomerados na matriz. Destaque para os cristais de pl com terminações ocas. (C) Destaque para os cristais aglomerados de pl englobando cristais diminutos de cpx (D) Alterações secundárias dos minerais máficos. 75

Figura 27: Aspectos texturais e mineralógicos dos diques básicos (PFS-02). Fotomicrografias, A, C, E, G em luz plano polarizada e B, D, F, H com polarizadores cruzados. (A) Textura microporfírica de matriz fina a vítrea, com vesículas e amígdalas com preenchimento total ou parcial, vênulas com preenchimento quartzoso na margem resfriada. (B) Textura microporfírica com amígdalas com preenchimento total ou parcial por quartzo, carbonato e celadonita na margem resfriada. (C) Textura microporfírica de matriz fina a vítrea com cristais ripiformes com terminações irregulares de plagioclásio e vesículas no centro do dique. (D) Textura microporfírica com cristais de plagioclásio e clinopiroxênio aglomerados no centro dos diques. (E) e (F) Textura glomeroporfírica com cristais de tabulares de plagioclásio no centro do dique. (G) e (H) Matriz com alto conteúdo de vidro vulcânico com cristais reliquiares de quartzo. Detalhe para celadonita no interstício dos grãos. 77

Figura 28: Aspectos texturais e mineralógicos dos centros dos diques básicos. Fotomicrografias, A, E, H, em luz plano polarizada e B, C, D, F, H, com polarizadores cruzados. (A) Textura equigranular média, opacos em agregados e disseminados. (B) Textura equigranular média, subofítica. (C) Textura poiquilítica ofítica. (D) Textura pilotaxítica. Detalhe macla em “ampulheta” da titanogaugita. (E) Apatita acicular e cristais de olivina já totalmente substituídos por iddingizita. (F) Cristal de Olivina bem preservado. (G) Cristal de ortopiroxênio com

cor de interferência de 1º ordem e clinopiroxênios com cores de interferência de 2º ordem. (H) Clinopiroxênio em alteração para biotita.	80
Figura 29: Aspectos texturais e mineralógicos da soleira com textura intergranular, microporfírica e glomeroporfírica. Fotomicrografias, A, E, G em luz plano polarizada e B, F, H são as fotomicrografias equivalentes às anteriores tomadas com polarizadores cruzados. Fotomicrografias C, D tomadas com polarizadores cruzados. (A, B) Textura intergranular de matriz fina. (C) Textura microporfírica de matriz fina definida por megacristais de plagioclásio subédricos e <i>quench</i> . (D) Textura intersetal desenvolvida por pl e cpx. (E, F) Textura microporfírica e glomeroporfírica. Detalhe para o mineral opaco incluso no cristal pl. (G) Opacos de formatos cúbicos. Detalhe para feições de devitrificação na matriz. (H) Opacos cúbicos disseminados na matriz.	82
Figura 30: Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) demonstrando a classificação das rochas básicas a intermediárias do Farol de Santa Marta e ilustrando o caráter subalcalino à alcalino dos diques máficos.	86
Figura 31: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) ilustrando o caráter toleítico das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta.	87
Figura 32: Diagrama de Shand (1943), A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) vs A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) ilustrando o caráter metaluminoso dos diques máficos do Farol de Santa Marta.	88
Figura 33: Diagramas binários ilustrativos dos critérios para discriminar os diferentes tipos de basaltos da PMP. (A) TiO_2 vs MgO (B) Ti/Zr vs. Ti/Y para divisão dos basaltos alto-Ti e baixo-Ti que ocorrem no FSM. (C) TiO_2 vs. Fe_2O_3 (D) Sr vs Zr/Y para divisão dos basaltos $TiO_2 > 2$. (E) Ti/Zr vs Zr/Y e (F) Sr vs. Ti/Y para basaltos com $TiO_2 < 2$	89
Figura 34: Diagrama bivalente para os elementos maiores utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta.	91
Figura 35: Diagrama bivalente para os elementos menores e traços utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta.	93
Figura 36: Diagrama de elementos terras raras normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) para as rochas básicas a intermediárias intrusivas do Farol de Santa Marta.	94
Figura 37: Granito Barra da Laguna com texturas próximas aos contatos com os diques básicos do Farol de Santa Marta. (A) GBL com textura inequigranular porfírica. Detalhe para megacristais de k-feldspato de até 2cm. (B) GBL com textura inequigranular porfírica. Detalhe para os enclaves microgranulares máficos (emm) arredondados. (C) Granito com textura inequigranular alotriomórfica (D) Granito parcialmente assimilado, próximo a zona de fusão.	96
Figura 38: Diagrama bivalente para os elementos maiores utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta (presente trabalho) comparado as rochas do EDF (Floribal et al., 2018; Marques et al., 2018) e da pilha de lavas da PMP (Peate & Hakesworth, 1996; Peate et al., 1999; Rossetti et al., 2021).	100
Figura 39: Diagrama bivalente para os elementos traços utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta (presente trabalho) comparado as rochas do EDF (Floribal et al., 2018; Marques et al., 2018) e da pilha de lavas da PMP (Peate & Hakesworth, 1996; Peate et al., 1999; Rossetti et al., 2021).	101

Figura 40: Diagramas para os elementos terra raras normalizados pelo condrito (Boyton,1984) das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta (presente trabalho) comparado as rochas do EDF (Florisbal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018) e da pilha de lavas da PMP (Peate *et al.*, 1999; Rossetti *et al.*, 2021). 103

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Estratigrafia geral da Planície Costeira de Santa Catarina..... 32

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Critérios geoquímicos de classificação dos magmas-tipo, segundo Peate et al. 1992. 43

Tabela 2: resultados analíticos para elementos maiores dos diques máficos do Farol de Santa Marta e soleira do Gi, óxidos expressos em peso %. Fonte: Do autor, 2024..... 84

Tabela 3: Resultados analíticos para elementos menores, traços e terras raras dos diques máficos do FSM e soleira do Gi. Valores expressos em ppm. Fonte: Do autor, 2024..... 85

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AFC – *Assimilation Fractional Crystallization*

Al₂O₃ – Óxido de alumínio

All – Allanita

An – Anortita

Ap – Apatita

Aug – Augita

ATi – Alto Titânio

Ba – Bário

BF – Batólito Florianópolis

BTi – Baixo Titânio

Bt – Biotita

CaO – Óxido de cálcio

Cb – Carbonato

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro

CDF – Cinturão Dom Feliciano

Cel – Celadonita

Chl – Clorita

Cpx – Clinopiróxênio

Cr – Cromo

E – Leste

EC – Escudo Catarinense

EDF – Enxame de Diques Florianópolis

FSM – Farol de Santa Marta

FeOt – Ferro total

FR-X – Fluorescência de Raio-X

Gbl – Granito Barra da Laguna

GSG – Grupo Serra Geral

HFSE – *High Field Strength Elements*

ID- TIMS – *Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*

IUGS – *International Union of Geological Society*

Kfs – K-feldspato

K₂O – Óxido de potássio
LabLam – Laboratório de Laminação
LILE – *Large Ion Lithophile Elements*
MgO – Óxido de magnésio
MnO – Óxido de manganês
Na₂O – Óxido de Sódio
N – Norte
NE – Nordeste
Ni – Níquel
Ol – Olivina
Op – Opacos
Opx – Ortopiroxênio
Or – Ortoclásio
Os – Ósmio
PBC's – Províncias Basálticas Continentais
Pl – Plagioclásio
PM – Província Mantiqueira
PMP – Província Magmática Paraná
P₂O₅ – Óxido de Fósforo
Qz – Quartzo
Rb – Rúbido
REE – *Rare Earth Elements*
Re – Rénio
SiO₂ – Óxido de silício
Sr – Estrôncio
SPG – Suíte Pedras Grandes
Ti – Titânio
TiO₂ – Óxido de Titânio
W – Oeste
Wt% – Peso (%)
Y – Ítrio
ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino
ZCIP – Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó
Zr – Zircônio

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	18
1.1	OBJETIVOS	19
1.2	JUSTIFICATIVA	19
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	20
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
2.1	PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	21
2.1.1	Cinturão Dom Feliciano (CDF).....	22
2.1.2	Escudo Catarinense (EC).....	23
2.1.3	Batólito Florianópolis (BF)	25
2.2	BACIA DO PARANÁ (BP).....	26
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	29
3.1.1	Granito Barra da Laguna (Gbl).....	29
3.1.2	Magmatismo Serra Geral (GSG)	29
3.1.3	Depósitos Eólicos (Q2e).....	30
4.	REFERENCIAL TEÓRICO	33
4.1	PROVINCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS (PBC)	33
5.	PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ (PMP)	37
5.1.1	Basaltos da PMP – Aspectos petrográficos, texturais e geoquímicos	42
5.1.2	Enxame de Diques Florianópolis (EDF)	47
5.1.3	Sistema Alimentador de Lavas (<i>Plumbing System</i>).....	50
6.	MATERIAIS E MÉTODOS	52
6.1.1	Revisão bibliográfica	53
6.1.2	Análise de imagens aéreas	53
6.1.3	Etapa de campo.....	53
6.1.4	Análise petrográfica.....	54
6.1.5	Análises geoquímicas	54
6.1.6	Integração e análise dos dados.....	54
7.	RESULTADOS	55
7.1.1	GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO FAROL DE SANTA MARTA.....	55
7.1.2	Petrografia e Mineralogia do Granito Barra da Laguna (GBL).....	67
7.1.3	Petrografia e Mineralogia dos Diques Básicos e Soleira do Gi.....	72

7.1.4	<i>Bordas dos diques</i> - texturas equigranulares finas e/ou muito finas, microporfíricas à glomeroporfíricas.....	72
7.1.5	Dique de textura afanítica à porfírica com vesículas e amígdalas (PFS-02).....	75
7.1.6	Centros dos diques – Texturas equigranulares.	78
7.1.7	Soleira equigranular fina.	81
8.	GEOQUÍMICA ELEMENTAL	83
8.1.1	Diagramas classificatórios	86
8.1.2	Diagramas bivariantes (MgO)	90
8.1.3	Elementos Terras Raras	94
9.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	95
9.1.1	Geologia do Granito Barra da Laguna (GBL)	95
9.1.2	Geologia dos diques básicos estudados e sua relação com o EDF.	96
9.1.3	Geoquímica dos diques básicos estudados e sua relação com o EDF e a pilha de lavas PMP.....	98
9.1.4	Diagramas multielementares ETR's (<i>Spidergrams</i>).	102
10.	CONCLUSÕES	104
	REFERÊNCIAS	106
11	APÊNDICE A – RELAÇÃO DE PONTOS E COORDENADAS, LÂMINAS PRODUZIDAS E ANÁLISES GEOQUÍMICAS REALIZADAS.	117

1. INTRODUÇÃO

Diques são intrusões de corpos ígneos tabulares, vulcânicos a sub-vulcanicos, discordantes de suas encaixantes, em geral de direção vertical a subvertical. De ocorrência ampla, variam em escalas de dimensões centimétricas a quilométricas e também em composição, conforme suas fontes e regimes tectônicos. Podem ocorrer como corpos isolados ou em enxames (Ernst *et al.*, 2005).

São comumente associados à regimes tectônicos distensivos rúpteis em escala litosférica, que ocasionaram a fragmentação de supercontinentes ligados a formação das Grandes Províncias Igneas (LIP's) que constituem as Províncias Basálticas Continentais (PBC's) (Ernst *et al.*, 2005, Coffin e Eldhom, 1991). Neste contexto, são responsáveis por registrar a história de ascensão e transporte dos magmas que compõem a pilha de lavas (Gudmundsson *et al.*, 1999). Compostas de rochas de composições variadas, as LIP's, são objetos de estudo indispensáveis na compreensão da gênese, cronologia e colocação dos corpos básicos onde é possível observar diversos processos de cristalização agindo de forma direta ou indireta, influenciando nas composições finais de distintos pulsos de magmas (Bryan *et al.*, 2010).

Expressos por extensos enxames de diques, diversos autores investigam a ligação entre os principais enxames (Serra do mar ou Santos-Rio de Janeiro, Ponta Grossa e Florianópolis), que configuram parte do sistema alimentador, representando os condutos das pilhas de lavas nos sistemas magmáticos da Província Magmática Paraná, como proposto anteriormente por Raposo *et al.* (1998), Peate *et al.* (1992, 1997, 1999) e Florisbal *et al.* (2014, 2018).

Na região do Farol de Santa Marta, sul de Santa Catarina, ocorrem diversos diques básicos interpretados como pertencentes ao magmatismo básico da Província Paraná (Horn *et al.*, 2017), contudo, estudos de caracterização geológica destes diques são ainda inéditos. Neste cenário, o presente trabalho apresenta dados geológicos, petrográficos e geoquímicos dos diques básicos ocorrentes na região.

Foram mapeados 09 diques, de direção preferencial N-NE, com margens resfriadas e centros com texturas distintas e composições similares. São rochas básicas toleíticas, que variam de composições básicas a intermediárias, abrangendo basaltos, andesito-basaltos, traqui basaltos e traqui-andesito basáltico, de alto e baixo conteúdo de titânio, correspondente aos magmas-tipo Urubici e Esmeralda. Ainda, uma soleira localizada na Praia do Gi também identificada sendo correlacionada ao magmatismo de baixo-Ti, tipo Gramado.

1.1 OBJETIVOS

- (i) Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica dos diques básicos da região costeira do Farol de Santa Marta e de uma soleira na Praia do Gi;
- (ii) Comparar as rochas básicas descritas com os dados pré-existentes dos magmas tipos da Província Magmática Paraná e rochas intrusivas do Enxame de Diques Florianópolis.

1.2 JUSTIFICATIVA

Embora existam muitos trabalhos sobre o Enxame de Diques de Florianópolis (EDF), a maior parte destes é concentrada nas regiões da Ilha de Santa Catarina e região continental, como na praia da Pinheira, Garopaba e Imbituba (Raposo 1997; Raposo *et al.*, 1998; Marques, 1993; 2001; Marques *et al.*, 2018, Florisbal *et al.*, 2005; 2014; Tomazolli e Pellerin 2015; Florisbal *et al.*, 2018). Apesar dos muitos diques aflorantes no litoral catarinense, as ocorrências destes são mais escassas em direção ao sul do estado, uma vez que a cobertura de sedimentos recentes é ampla e os costões rochosos onde os diques ocorrem são mais esparsos.

Na região do Farol de Santa Marta, sul de Santa Catarina, a ocorrência de diques básicos está registrada apenas em mapas de escala regional, (Silva e Leite, 2000); (CPRM, 2014), e em trabalhos focalizados nos depósitos quaternários (Horn *et al.*, 2017; Alessandretti *et al.*, 2023). Assim, estes diques são apenas cartografados quando em escalas compatíveis, mas não existem informações sobre a tipologia destes diques e sua composição geoquímica.

Tendo em vista que umas das últimas expressões das rochas básicas que ocorrem na forma de corpos ígneo intrusivos na região litorânea de Santa Catarina são registradas na área de estudo, algumas perguntas surgem como, por exemplo:

- (i) Estes diques podem ser relacionados ao EDF?
- (ii) Os diques são colocados em episódios únicos em relação às encaixantes ou é possível inferir episódios de múltiplas intrusões considerando suas geometrias, disposição de margens resfriadas, texturas e composição química?
- (iii) Os magmas que deram origem aos diques registram composições da fonte similares às lavas de mesma tipologia da Província Magmática Paraná ou registram processos de contaminação em condutos?

- (iv) Os diques estudados podem ser classificados de acordo com os magmas tipo da literatura?

Assim, a partir do mapeamento geológico, análise petrográfica e dados geoquímicos, este trabalho busca caracterizar as rochas básicas na área de estudo em detalhe, classificar os magmas tipos que ocorrem e correlacionar estes diques com a pilha de lavas.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo está situada no município de Laguna, região sul do estado de Santa Catarina (Fig. 1A), aproximadamente 187km a sul da capital Florianópolis (Fig. 1B, 1C), no Cabo de Santa Marta (Fig. 1D), nas adjacências das praias do Farol de Santa Marta, Prainha, Praia Grande e Praia da Galheta.

Para chegar ao local de estudo, é necessário seguir sentido sul, saindo de Florianópolis, ao longo da Rodovia BR-101, entrar à direita na rampa de acesso (km 350), para chegar até a SC-442, sentido Jaguaruna. Após seguir na SC-442, ingressar no acesso à SC-100, onde são aproximadamente 25km até a Estrada Geral do Farol, seguindo por mais 3km até a Rua Mirante Por do Sol (Fig. 1C). Para acessar os afloramentos, deve-se seguir em pequenas trilhas paralelas a linha de costa até os costões, em direção ao norte.

Figura 1: Localização e principais vias de acesso para área de estudo. (A) Localização de Santa Catarina, Brasil. (B) Localização do Farol de Santa Marta. (C) Rota até a área de estudo do Projeto Farol de Santa Marta-PFS. (D) Imagem aérea do Farol de Santa Marta. (E) Imagem 3D do *Google Earth* ilustrando os costões onde os diques ocorrem. Fonte: *Google Earth pro*. Do autor, 2024.



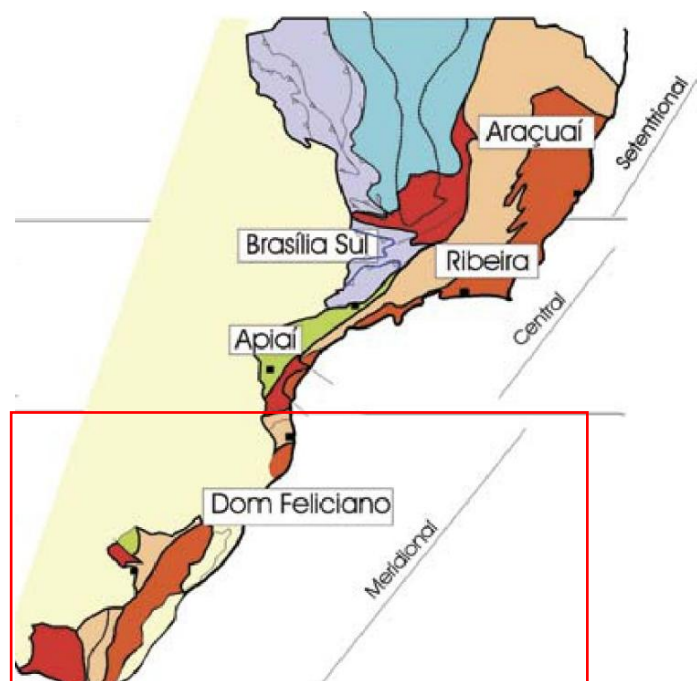
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A área objeto deste estudo, está inserida na Província Mantiqueira (PM), (e.g Almeida *et al.*, 1967), um sistema orogênico neoproterozoico que se prolonga desde o sul do estado da Bahia até o Rio Grande do Sul ao longo da costa atlântica. Esta província é caracterizada por uma faixa de orientação NE-SW, com cerca de 3000km de comprimento, composta por formações ígneas e metamórficas, subdividida em três principais domínios; setentrional, central e meridional (Almeida; Hasui, 1984) (Fig. 2).

Na porção meridional, no sul do Brasil, a PM é representada principalmente pelo Cinturão Dom Feliciano que aflora na porção sul brasileira e se estende até o Uruguai, composta por rochas que foram fortemente afetadas pelo Ciclo Brasileiro (*ca.* 1000 a 470 Ma) (Heilbron *et al.*, 2004).

Figura 2: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. O segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui o orógeno Dom Feliciano, onde encontra-se a área desse estudo.



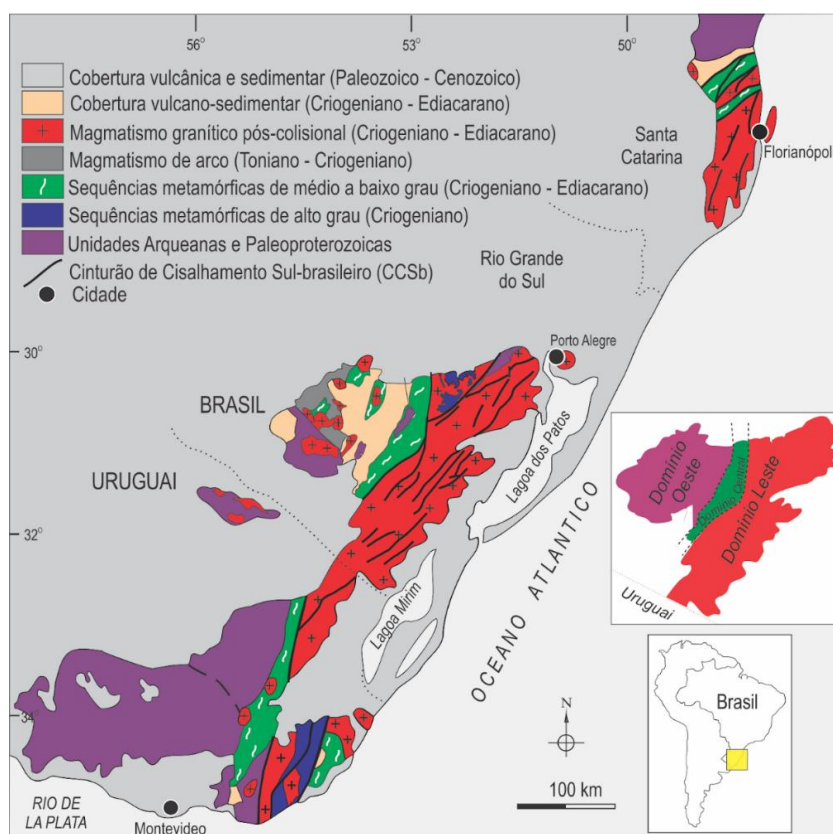
Fonte: Extraído de Heilbron *et al.*, 2004.

2.1.1 Cinturão Dom Feliciano (CDF)

O Cinturão Dom Feliciano (CDF), definido por Fragoso Cesar (1980), para a região sul brasileira, se estende desde Santa Catarina até o Uruguai. Compõe uma faixa de direção NE, com 1200 km de comprimento e 150 km de largura (Basei, 1985; Basei *et al.*, 2000; Philipp *et al.*, 2016). O cinturão é constituído por uma colagem de domínios oceânicos e fragmentos continentais, tem sua origem relacionada a uma colisão oblíqua, que evoluiu para um sistema transpressional durante a amalgamação do Gondwana Ocidental envolvendo os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari (De Toni *et al.*, 2020).

As principais rochas que o compõe, são compartimentadas em 3 domínios, denominados Domínio Oeste, Domínio Central e Domínio Leste (Fig. 3). No Domínio Leste, afloram as rochas graníticas que compõe o Batólito Florianópolis no Escudo Catarinense, Batólito Pelotas no Escudo Sul rio-grandense, e Batólito Aiguá no Escudo Uruguaio, separados por coberturas sedimentares da Bacia do Paraná.

Figura 3: Mapa geológico com as principais unidades geotectônicas no Sul do Brasil e Uruguai e compartimentação da Província Mantiqueira Meridional



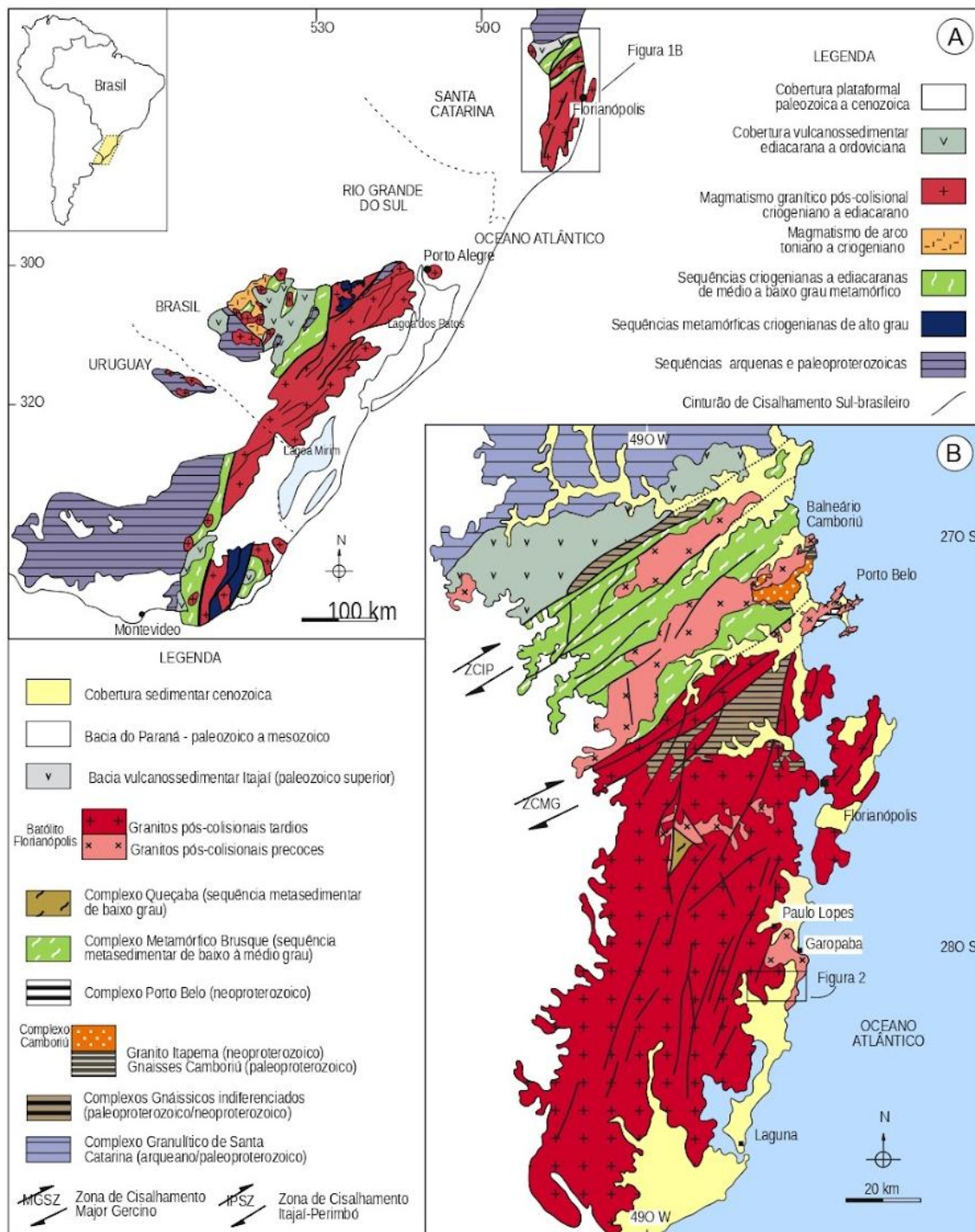
Fonte: Traduzido de De Toni *et al.*, 2020.

2.1.2 Escudo Catarinense (EC)

O Escudo Catarinense (EC), teve a sua primeira compartimentação realizada por Basei (1985), separados em Domínio Externo, Intermediário e Interno, intersectados por duas zonas de cisalhamento principais; Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP – Silva *et al.*, 1981) e a Zona de cisalhamento Major Gercino (ZCMG – Bitencourt *et al.*, 1989), que constituem lineamentos expressivos pertencentes ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – Bitencourt, 1996; Bitencourt e Nardi, 2000). Basei (1985) interpretou estas zonas de cisalhamento como estruturas de falhas inversas, a qual a ZCMG representaria a sutura de uma subducção do arco magmático, decorrente de um evento colisional em *ca.* 590 Ma (Basei e Teixeira, 1987), em contrapartida, Bitencourt *et al.* (1989) atribuem a ZCMG um caráter dúctil-rúptil de complexa evolução cinemática como uma estrutura de escala translitosférica fundamental no controle e ascensão do magmatismo granítico que compõe o Batólito Florianópolis.

Florisbal (2011) adotou a compartimentação de forma equivalente a Basei (1985), renomeando os Domínios Externo, Intermediário e Interno para Norte, Central e Sul a fim de desvincular a nomenclatura utilizada que implica em interpretações geotectônicas dos modelos pré-existentes. Assim, o Domínio Norte é composto pelas rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e a rochas da Bacia do Itajaí, limitado a sul pela ZCIP. O Domínio Central engloba as rochas pertencentes ao Complexo Metamórfico Brusque e o Complexo Camboriú, com corpos graníticos associados e seu limite norte é definido pela ZCMG. Por fim, o Domínio Sul é composto principalmente pelas rochas graníticas do Batólito Florianópolis, além de algumas porções remanescentes do Complexo Águas Mornas e Complexo Queçaba (Fig. 4). Este domínio é limitado ao norte pela ZCMG e tem as porções a oeste e a sul encobertos pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná (BP).

Figura 4: Localização e configuração geológica do Cinturão Dom Feliciano. (A) Sul do Brasil e Uruguai; (B) Unidades geológicas e principais características tectônicas no estado de Santa Catarina, Brasil.



Fonte: Modificado de De Toni *et al.*, 2020.

2.1.3 Batólito Florianópolis (BF)

O Batólito Florianópolis (BF) (Silva *et al.*, 1997), está localizado na porção sul do Escudo Catarinense, a sul da ZCMG, com aproximadamente 200 km de comprimento e 60 km de largura, ocorre principalmente na região leste do estado de SC, em uma faixa de orientação E-NE (Florisbal, 2011), composto por rochas plutônicas e vulcânicas, pelas Suítes São Pedro de Alcântara, Paulo Lopes, Pedras Grandes e Suíte Plutono-vulcânica Cambirela (Zanini *et al.*, 1997; Basei, 2000; Bitencourt *et al.*, 2008) provenientes de um evento de longa duração (ca. 650-590 Ma) e ampla variação composicional, com um magmatismo calcialcalino nas suas primeiras manifestações tendendo a alcalino e supersaturado em sílica em suas fases finais, responsável por originar um grande volume de rochas graníticas do estado. As interpretações relacionadas a gênese do BF ainda são controversas e objeto de discussão.

Para alguns autores como Trainini *et al.* (1978), Fragoso Cesar (1980), Basei (1985; 2000), Passareli *et al.* (1995; 2010) e Chemale Jr. *et al.* (2012), sugerem que sua origem seja vinculada a raiz de arco magmático continental, produzido pela subducção de uma crosta oceânica neoproterozoica para leste. Por outro lado, outros autores como (Bitencourt e Nardi 1993; 2000), (Florisbal *et al.* 2009; 2012, Florisbal, 2011), Martini *et al.* (2019), Santos *et al.* (2019), Peruchi *et al.* (2021), De Toni *et al.* (2020; 2023) e Moraes *et al.* (2023), interpretam o BF como resultado no magmatismo pós colisional com diferentes fases associadas, controladas pelas descontinuidades de escala litosférica expressa pela ZCMG.

O BF abrange granitoides calcialcalinos de alto-K ou toleítico (Bitencourt e Nardi, 1993; 2000), (ca. 630-620 Ma, Florisbal *et al.* 2012) com componentes dioríticos menores, além dos granitoides sintectônicos peraluminosos (ca. 615 Ma, Florisbal *et al.*, 2012), posteriormente o magmatismo plutônico de afinidade shoshonítica, (ca. 612 Ma, Peruchi *et al.* (2021)), culminando magmatismo tardio plutônico e vulcânico e sub-vulcânico saturado em sílica de afinidade alcalina (ca. 590-580 Ma, Chemale *et al.*, 2012; Moraes *et al.*, 2023). A fase precoce do magmatismo é caracterizada por associações graníticas sintectônicas, controladas por zonas de cisalhamento com diferentes campos tensionais, com idades entre ca. 630-612 Ma (Bitencourt e Nardi, 2000; Florisbal *et al.*, 2009, 2012; Florisbal, 2011). A fase tardia compreende um grande volume de rochas graníticas isotrópicas de natureza levemente alcalina de alto-K associado a variedades vulcânicas e/ou subvulcânicas (Bitencourt, 1996; Bitencourt *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2019; Moraes *et al.* 2023), isotrópicas a fracamente foliadas de idade ca. 590 Ma (Chemale *et al.*, 2012, Moraes *et al.*, 2023).

A área de estudo situa-se ao sul do BF, onde ocorrem os granitoides pertencentes a Suíte Pedras Grandes (Zanini *et al.* 1997), que abrange rochas graníticas leucocráticas de composição homogênea e estrutura maciça. O termo Suíte Pedras Grandes foi mencionado primeiramente por Teixeira (1969), posteriormente, (Trainini *et al.* 1978), definiram o termo Suíte Intrusiva Pedras Grandes para um conjunto de rochas graníticas de quimismo alcalino e composição similar. Esta Suíte, de acordo com a proposta de Zanini *et al.* (1997) abrange os granitos isotrópicos, homogêneos, leucocráticos variando em termos equigranulares médios a grossos, ocasionalmente porfiríticos, comumente de cores róseas a avermelhadas.

Silva & Leite, (2000) descrevem as rochas graníticas da suíte como corpos graníticos de dimensões variadas, conformando desde *stocks* até massas batolíticas de composição variando de sieno-monzogranitos porfiríticos de granulação média a grossa, geralmente pegmatóide.

2.2 BACIA DO PARANÁ (BP)

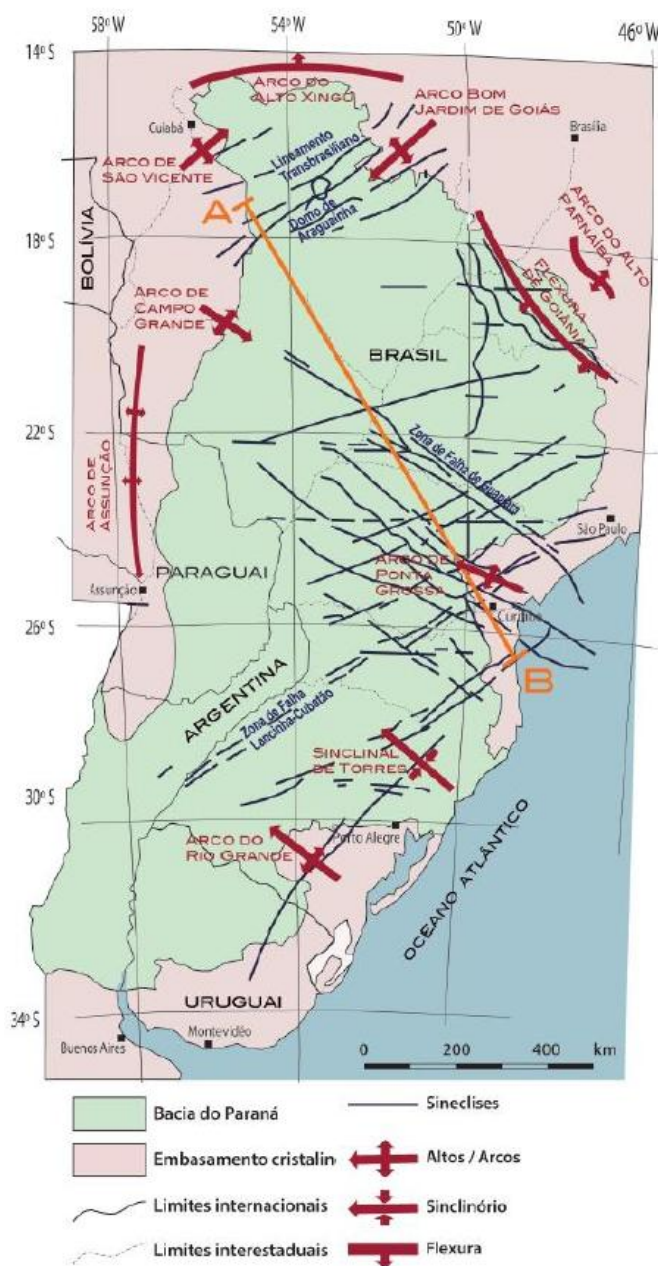
A Bacia do Paraná compreende uma extensa província sedimentar-magmática situada ao sudoeste da plataforma sul americana, com um amplo registro estratigráfico desenvolvido sob a crosta continental, que compreende rochas desde os períodos do Paleozoico até o Mesozoico (Milani *et al.* 2007). Com uma geometria alongada no sentido N-S, a bacia ocupa uma vasta área no Brasil de aproximadamente 1.100.000 km², e cerca de 300.000 km² no nordeste da Argentina, oeste do Paraguai e norte-nordeste do Uruguai (Petri & Fulfaro, 1983; Milani, 1997; Milani *et al.* 2007; Pereira *et al.*, 2012). Seus limites geográficos são de natureza erosiva e estão associados aos eventos tectônicos que atuaram na Plataforma Sul Americana com grande influência durante o Eo-Cretáceo, relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul. O arcabouço estratigráfico da bacia pode atingir espessuras de 7km no seu depocentro, que coincide com a calha principal do Rio Paraná (Milani, 1997; Milani *et al.* 2007).

A configuração estrutural da BP é caracterizada por três sistemas de falhas principais: NW-SE, NE-SW e E-W (Zálan *et al.* 1990; Quintas *et al.*, 1995), (Fig. 5) com os lineamentos principais de direção NW-SE e NE-SW, ligados aos processos de reativação tectônica das estruturas do embasamento e o lineamento E-W associados aos esforços litosféricos da abertura do oceano Atlântico Sul.

O arcabouço estratigráfico da BP é definido nos princípios de Supersequências de Vail *et al.* (1977). Milani *et al.* (2007), compartimenta a bacia em seis supersequências de ampla

escala: *Supersequência Rio Ivaí* (Ordoviciano-Siluriano), *Supersequência Paraná* (Devoniano), *Supersequência Gondwana I* (Carbonífero-Eotriássico), *Supersequência Gondwana II* (Meso a Neotriássico), *Supersequência Gondwana III* (Neojurássico-Eocretácio) e a *Supersequência Bauru* (Neocretácio). O registro completo abrange o intervalo de *ca. 450 Ma* a *65 Ma*, e contém diversos hiatos que separam as supersequências.

Figura 5: Mapa da Bacia do Paraná, onde são assinaladas as principais feições estruturais e a área de abrangência da bacia na América do Sul.



Fonte: Modificado de Northfleet *et al.*, 1969; Almeida 1986; Extraído de: Pereira *et al.*, 2012.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

3.1.1 Granito Barra da Laguna (Gbl)

O Granito Barra da Laguna, distribui-se no extremo leste da Folha Criciúma (SH-22-X-B), em uma faixa estreita a nordeste, à beira do Oceano Atlântico, que se estende desde as proximidades de Laguna até o Farol de Santa Marta, formando pontais graníticos isolados, em meio a planície costeira, com um total de 6km² (Silva e Leite, 2000).

Segundo Silva e Leite (2000), o Granito Barra da Laguna é constituído de sieno- a monzogranitos, de cor cinza claro a rosa, leucocráticos, com fenocristais esparsos subédricos de feldspato alcalino peritítico de dimensões entre 1 e 3 cm e teores entre 15 e 40% em volume da rocha. Estão imersos em uma matriz quartzo-feldspática média a fina, predominante em relação aos fenocristais. A biotita é o mineral máfico (variando entre <5% e 10%), e os acessórios são; titanita, apatita, zircão e opacos. Apresenta localmente uma orientação incipiente dos fenocristais de K feldspato e da biotita. Raros enclaves magmáticos também ocorrem localmente e seus contatos são transicionais. Não há datações geocronológicas para esta unidade, porém infere-se que seja relacionada a granitogênese neoproterozoica tardia.

3.1.2 Magmatismo Serra Geral (GSG)

O termo Serra Geral foi cunhado pioneiramente por White (1908), utilizado com conotação estratigráfica para indicar uma espessa sequência de rochas básicas e inúmeras intrusões na forma de soleiras e diques que recobrem ou intrudem os sedimentos da BP, recobertos por sedimentos mesozoicos e cenozoicos. As rochas vulcânicas resultam de um intenso magmatismo fissural, correspondendo ao encerramento da evolução gonduânica na bacia. A seção-tipo localiza-se na Serra Geral, ao longo da estrada que liga as cidades catarinenses de Lauro Muller e São Joaquim (SC-438), e apresenta uma distribuição generalizada no estado de SC, com os derrames atingindo uma espessura média aflorante de aproximadamente 600m estimada por White (1908), na Serra do Rio do Rastro.

As rochas vulcânicas caracterizam-se pelo predomínio de basaltos toleíticos a dois piroxênios, com cerca de 90% em volume, segundo Mincato (1994). Segundo (Bellieni *et al.*, 1984; 1986a, 1986b) os basaltos ocorrem associados as lavas ácidas (aproximadamente 3%),

riodacitos, riolitos e as rochas intermediárias (cerca de 7%) como andesitos (Piccirillo *et al.*, 1988).

Segundo (Silva e Leite, 2000), na área estudada ocorrem basaltos com textura predominantemente equigranular fina a afanítica, raras vezes apresentando tipos porfíricos de granulação grossa (gabros), em forma de bolsões ou lentes irregulares. As litologias exibem coloração cinza-escuro a preta, com tonalidades esverdeadas, quando intemperizadas mostram um solo argiloso castanho-avermelhado, característico da unidade.

Na região do FSM, segundo Horn *et al.* (2017), as intrusões de diabásio estão em contato com o Granito Barra da Laguna, além dos depósitos eólicos holocênicos. Os diabásios apresentam coloração cinza médio escura, textura fanerítica fina, com presença dos minerais como augita, hornblenda e anortita.

O Magmatismo do Serra Geral, segundo Peate (1990) a partir da revisão de dados geocronológicos Ar-Ar mostrou que a maioria das datações se situa no intervalo 135 Ma a 115 Ma, já Turner *et al.*, (1994) estabelecem idades Ar-Ar entre 127 Ma a 137 Ma, assim pertencentes ao período de transição Juro-Cretáceo ou cretáceo inferior.

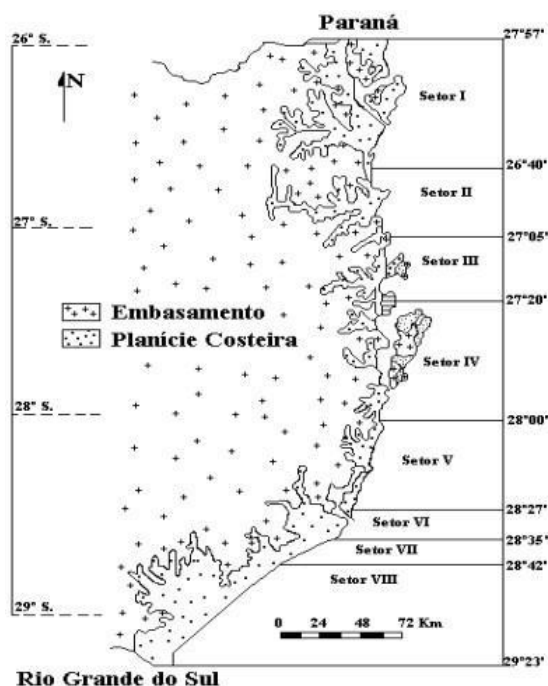
Os autores Gomes e Vasconcelos (2021), realizaram a compilação de diversos estudos (citados no trabalho mencionado) que incluem idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (n=378) e U/Pb (n=32) com recálculo e filtragem dos dados, situando os estágios eruptivos iniciais em 135.0 ± 0.6 Ma, com a extrusão dos magmas máficos de baixo-Ti de *Tafelkop*. A atividade vulcânica atingiu o pico de 134.4 ± 0.1 Ma com a contínua colocação de magmas de baixo-Ti com o início do vulcanismo máfico e silícico alto-Ti ao norte, ocorrendo grandes eventos com duração até 133.2 ± 0.3 Ma. As erupções principais possivelmente cessaram por volta de 132.0 ± 0.2 Ma, confirmando a curta duração (1,6-3,0 Ma) da fase principal do vulcanismo Paraná-Etendeka. Os autores também observam que a atividade ígnea, principalmente na forma de diques, aparentemente persistiu por mais de 10 Ma.

Recentemente, Florisbal *et al.*, (2014) e Rocha *et al.*, (2023) obtiveram idades U-Pb ID-TIMS de 134-132 Ma nos diques do Enxame de Diques de Florianópolis em Garopaba, Pinheira e Ilha de Santa Catarina.

3.1.3 Depósitos Eólicos (Q2e)

Os depósitos Eólicos estão inseridos na Província Costeira de Santa Catarina (Diehl & Horn Filho (1996), que englobam as bacias de Pelotas e Santos (Fig. 7).

Figura 7: Compartimentação da Província Costeira de Santa Catarina



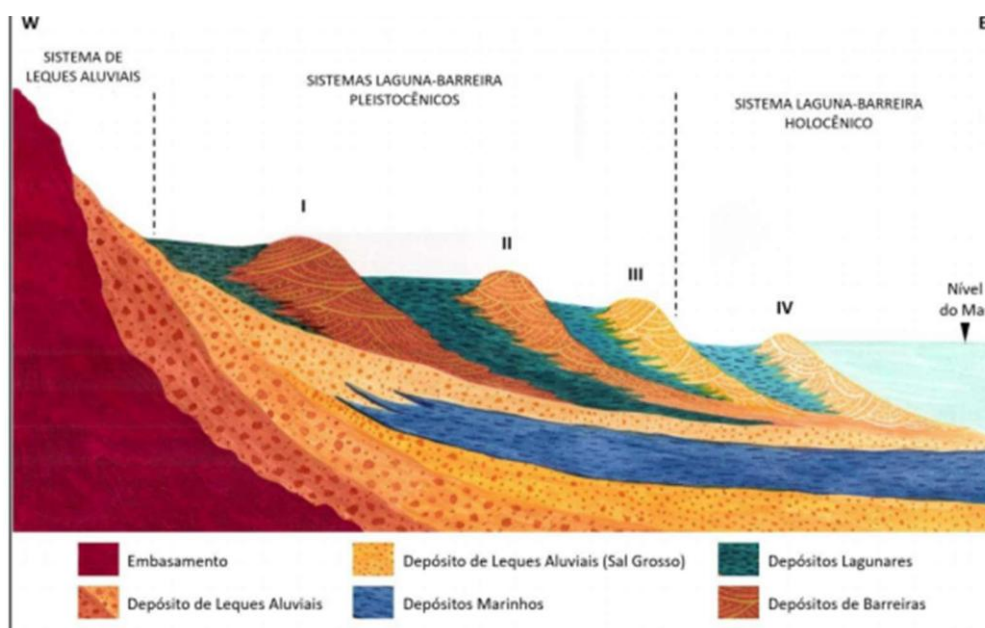
Fonte: Extraído de Diehl & Horn Filho (1996).

Tratam-se de sistemas costeiros que ocorrem como depósitos do tipo laguna-barreira, contidos no sistema deposicional transicional, que possuem relação direta ou indireta com as variações relativas do nível do mar durante o Quaternário, apesar da mesma gênese, podem ser diferenciados pela sua idade em pleistocênicos e holocênicos.

Na região do entorno do FSM (setor VII), compreendem depósitos pertencentes ao Pleistoceno Superior (Sistema III) e Holoceno (Sistema IV), semelhantes aos sistemas reconhecidos no Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986), conforme demonstra a figura 9 (Horn Filho, 2003) subdivididos em depósitos marinho raso, eólico, lagunar e paludial, que apresentam sucessivamente como formas de relevos terraços submarinos, dunas, cordões regressivos e planícies, de acordo com a figura 8.

Na área de estudo o Depósito Eólico Pleistocênico encontra-se sotoposto ao Depósito Eólico Holoceno e sobreposto às rochas graníticas. Segundo Horn *et al.* (2017), ocupam uma expressiva área no FSM e em seu entorno aflora uma extensa faixa orientada NE-SE, recobrindo grande parte das rochas do embasamento cristalino e o contato se faz predominantemente com os depósitos marinho praiado, fluvial e do tipo sambaqui. Ocorrem adjacente à linha de costa atual, na forma de dunas estrelas e barcanóides e campos de dunas móveis sem vegetação, mas também na forma de dunas fixas e vegetadas, bem desenvolvidas e estruturadas sobre os cordões litorâneos.

Figura 8: Compartimentação dos depósitos da Planície Costeira de Santa Catarina.



Fonte: Collischon, 2018. Desenhista Mariah Xavier Rocha (Modificado de Tomazelli, Villwock (2000)).

Quadro 1: Estratigrafia geral da Planície Costeira de Santa Catarina

BACIAS DE SANTOS E PELOTAS				
Ambiente	Sistema	Idade	Depósito	Forma
Planície Costeira	Marinho	Holoceno	Marinho	Terraço
		Quinário	Tecnógeno	Colina
	Costeiro	Holoceno	Marinho	Terraço
			Eólico Lagunar Paludial	Cordão Planície Duna
	Continental	Pleistoceno	Marinho	Terraço
Lagunar Eólico			Cordão Planície Duna	
		Terciário e Quaternário Indiferenciado	Coluvial Leque Aluvial	Tálus Leque Canal Planície Barra
EMBASAMENTO				

Fonte: Extraído de Horn Filho, 2003.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

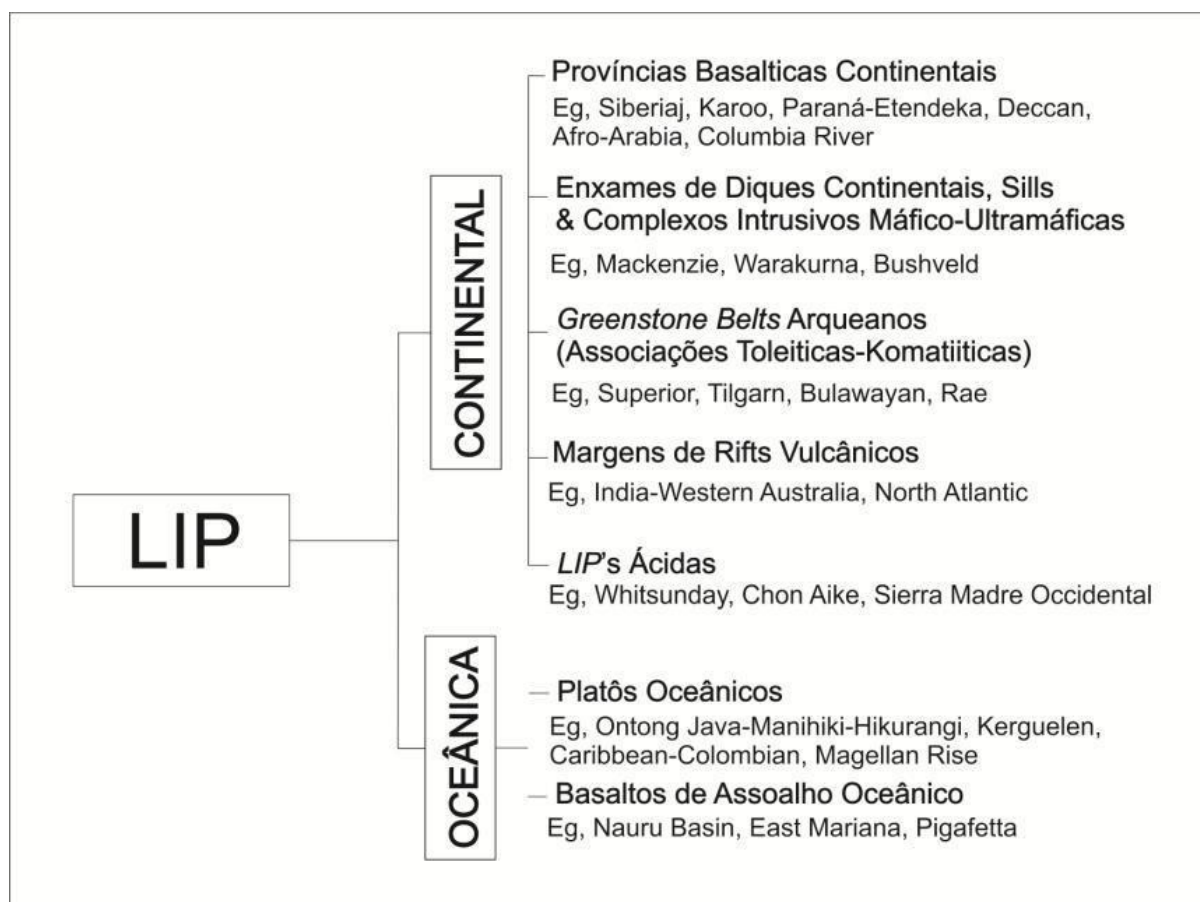
4.1 PROVINCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS (PBC)

As Províncias Basálticas Continentais (PBC's), compõe as *Large Igneous Provinces* (LIP's), (Coffin e Eldholm, 1991;1994), ou as Grandes Províncias Magmáticas. De amplo objeto de estudo, pois, guardam um dos melhores registros associado as rochas vulcânicas máficas (ricas em Fe e Mg) intrusivas e extrusivas em superfície geradas a partir de eventos magmáticos de grande extensão ($>0,1\text{Mkm}^2$) com volumes superiores a $>0,1\text{Mkm}^3$, de curta duração ($<1-5\text{ Ma}$), podendo atingir até $<50\text{ Ma}$, (Self *et al.*, 1998; Bryan & Ernst, 2008). As LIPs se desenvolvem em ambientes geotectônicos intraplaca, com origem associada a esforços tensionais distensivos na crosta, em geral ligadas aos episódios de fragmentação de supercontinentes ao longo da história da Terra.

Estes tipos de províncias distinguem-se na forma em que ocorrem; derrames continentais espessos, margens vulcânicas passivas, platos oceânicos, cordilheiras submarinas, cadeias de montes marinhos e raramente derrames basálticos oceânicos (Coffin e Eldholm, 2005), além de seus contextos geodinâmicos, ambientes geotectônicos, duração dos eventos, na composição, assim como na colocação dos magmas, (Bryan & Ernst, 2008; Bryan *et al.*, 2010) (Fig. 9).

Nas PBC's predominam rochas básicas e ácidas, geralmente de afinidade toleítica que expressam as manifestações físicas dos processos mantélicos, que demonstram a interface da interação com os sistemas ígneos de crosta rasa. Estes sistemas ígneos configuram os reservatórios que canalizam e transportam os magmas até a sua ascensão a partir da conexão plutono-vulcânica (Burchardt, 2018), constituindo o sistema alimentador da pilha de lavas.

Figura 9: Classificação das Grandes Províncias Ígneas (LIP's).



Fonte: Traduzido de Bryan & Ernst (2008).

As PBC's estão distribuídas em diversas parte do globo, em vários continentes, entre elas destacam-se: Siberian Traps, Karoo, Paraná-Etendeka, Deccan, Afro-Arabia e Columbia River. A origem do magmatismo das PBC's ainda é amplamente discutida e diversos são os modelos propostos para a gênese dos derrames e os seus equivalentes intrusivos (enxames de diques, soleiras e complexos de soleiras).

Algumas PBC's têm sua origem geralmente impulsionados por superplumas (White e McKenzie, 1995), relacionadas com os movimentos distensivos causados pelo adelgaçamento crustal durante o processo de rifteamento na ruptura continental. Entretanto, (White e McKenzie, 1989; Coffin & Eldhom, 1994) propõem que a atividade ígnea estaria relacionada a processos ígneos ocasionados pela distensão da litosfera que precederia o magmatismo, podendo progredir para a abertura de oceanos, gerando fusão por descompressão adiabática havendo então a atuação da anomalia térmica de forma passiva. Alguns autores seguindo o modelo de plumas, destacam que as assinaturas geoquímicas e isotópicas deveriam ser

compatíveis com uma contribuição dominante de manto astenosférico na gênese dos basaltos (Campbell & Griffiths, 1990; Arndt & Christenses, 1992). Arndt *et al.*, (1993) indica a origem em plumas mantélicas com alguma contribuição de crosta pela sua composição isotópica assim como suas particularidades de elementos traço. A interpretação de isótopos de Re-Os de Rocha-Júnior *et al.*, (2012), indica o predomínio de manto astenosférico na geração dos líquidos basálticos. Além dos modelos expostos acima, outros autores ainda propõem a origem no manto litosférico com assinatura geoquímica e isotópicas distintas das plumas para explicar características dos basaltos alto-TiO₂ como na PBC Paraná-Etendeka (Piccirillo & Melfi, 1988; Peate & Hawkesworth, 1996; Marques *et al.*, 1999; Florisbal *et al.*, 2018).

Bryan *et al.* (2010) consideram que a ampla variedade e volume das erupções basálticas e silícicas nas LIP's podem ser idealizados em um modelo conceitual de quatro *end members* de ascensão que demonstram a evolução petrogenética dos magmas básicos e ácidos oriundos de PBCs, divididos em A, B, C e D, conforme ilustrado na figura 10. Estes autores demonstram que o modelo mostra os possíveis caminhos dos magmas e os ambientes de armazenamento alojados previamente a extrusão final. Neste modelo, os processos de diferenciação variam conforme a profundidade, e conseqüentemente a pressão, incorrendo em cristalização fracionada e assimilação crustal em pressões mais elevadas e em complexos de sill colocados em profundidades rasas.

No primeiro grupo (A), os magmas basálticos são considerados primitivos em função da sua composição, extraídos diretamente da região de fusão no manto inferior para a superfície através de *vents* e fissuras, com sua assinatura geoquímica e isotópica muito semelhante em relação a fontes astenosféricas e pouco ou nenhum indício de contaminação crustal por magmas que residiram em ambientes de *underplate* máfico de baixa pressão de cristalização, tendo seu armazenamento ou interação temporária em zonas do manto superior, com erupções de baixo a moderado volume de composições ligeiramente alcalinas à toleíticas.

O grupo B, representa os magmas basálticos mais suscetíveis a processos de interação que resultam na modificação original dos magmas. A formação de complexos de soleiras e diques que compõe o sistema alimentador alojados em câmaras magmáticas nas porções basais da crosta até sua ascensão ocorrem comumente no contexto dos derrames basálticos. Armazenados em profundidades variadas, conforme mostra a figura 10 (B3) e 10 (B1), resultam em magmas mais propensos à um maior nível de assimilação, até as zonas de degaseificação, tendendo a gerar lavas com menor conteúdo de MgO, em termos de basaltos-andesíticos afíricos até os ricos em fenocristais de plagioclásio. Em contrapartida, na figura 10 (B2), o magma estocado em reservatórios mais profundos da crosta, pertenceriam aos basaltos mais primitivos,

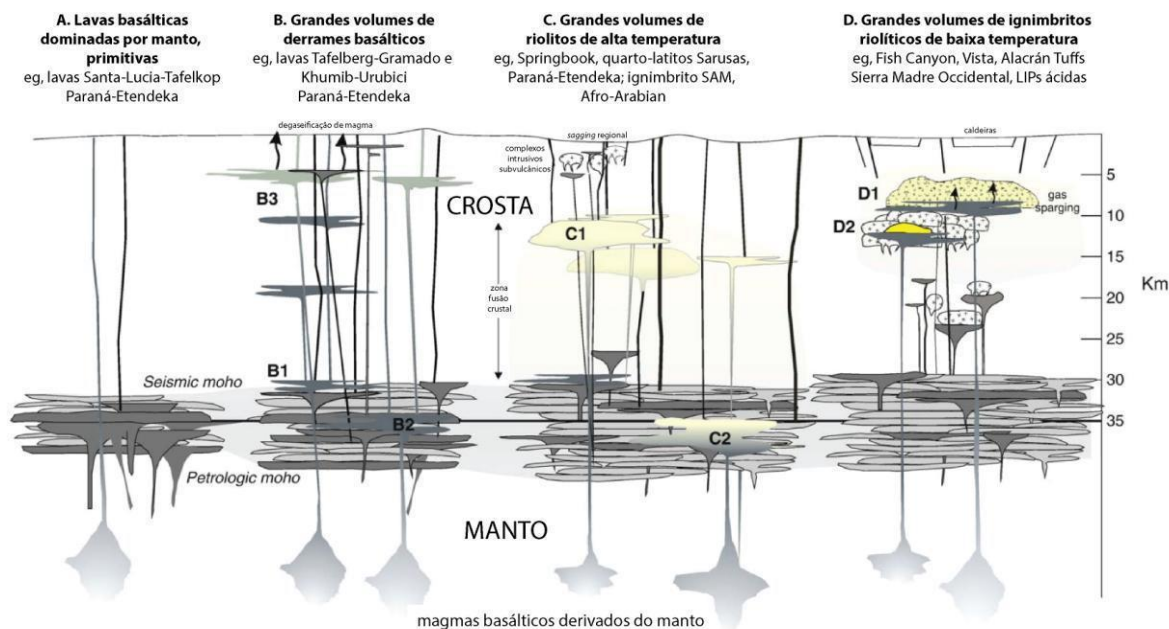
com evidências que indicam que sua interação é restrita as zonas de *underplate* gerado por fusão de intrusões máficas que tendem a diluir os indicadores geoquímicos de contaminação crustal uma vez que nestes reservatórios os processos seriam dominados pela cristalização fracionada, potencialmente com mistura dos magmas de composições similares.

Para o grupo C, os magmas tendem a ser mais enriquecidos em SiO_2 , resultando em riolitos de alta temperatura, tendo sua origem atribuída a processos de *AFC* em grande escala motivada pela contribuição de fusão e/ ou refusão com maior assimilação da crosta inferior granulítica (C1). Considerando o *input* de magmas ácidos e básicos que poderiam ficar armazenados em porções médias a superiores da crosta gerando riolitos pobres em cristais em resposta ao *underplate* basáltico com a adição da recarga máfica. Por outro lado, em (C2), seriam dominantes as rochas com pouco envolvimento crustal ocorrendo próximo ao limite manto crosta com níveis médios de armazenamento gerados por processos de mistura de magmas ou assimilação com os termos ácidos que não extravasaram.

Por fim, o grupo D, é descrito como as rochas com mais altos teores de SiO_2 em termos ignimbriticos de grande volume, ricos em cristais e baixa temperatura que seriam encontrados em LIPS's ácidas. Refletem os processos de batólitos supracrustais (D1) com remobilização dos magmas próximos a linha *solidus* através das intrusões rasas e *underplate* de magmas máficos basálticos, impulsionados por movimentos extensionais ativos, fornecendo a contribuição térmica e aumento no conteúdo de voláteis, propiciando o desenvolvimento de caldeiras bem definidas. Em contrapartida, já em (D2) as intrusões basálticas ocorreriam em profundidades crustais superiores, através da refusão de rochas plutônicas altamente diferenciadas atuando na geração e erupção de volumes moderados de riolitos pobres em cristais que antecederam o evento do magmatismo das *LIP's*.

A condução dos magmas desde os reservatórios de origem mantélica até a ascensão na crosta rasa expressos por gigantes enxames de diques e intrusões associadas na forma de soleiras compõem o sistema alimentador da pilha de lavas. Estes sistemas constituem o registro do vulcanismo basáltico das *LIP's* comumente exposto após remoção do material gerado pela erosão das carapaças vulcânicas. Logo, estudos mais detalhados que explorem a conexão petrogenética das rochas intrusivas com os produtos eruptivos gerados a interações e níveis crustais distintos são necessários.

Figura 10: Modelo conceitual dos quatro membros finais de ascensão, posicionamento e possível integração dos magmas em províncias basálticas continentais.



Fonte: Traduzido de Bryan *et al.* (2010), extraído de Sarmento (2017).

5. PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ (PMP)

Um dos melhores exemplos de províncias basálticas continentais na América do Sul (~90%) é a Província Magmática Paraná-Etendeka (PMP), que ocupa uma área de aproximadamente $1,3 \times 10^6$ km², que ocorre tanto no sul, sudeste e centro oeste do Brasil, além de uma porção do Uruguai, Argentina, Paraguai, e Namíbia no lado africano. Milani *et al.*, (2004; 2007) aponta que as rochas vulcânicas na BP, abrangem uma extensão de aproximadamente 917.000km² e 450.000km³ em volume.

No Brasil, a província engloba os estados desde os Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, sudeste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás, sudeste do Mato e sudoeste de Minas Gerais.

Os litotipos vulcânicos são reunidos na BP, estratigraficamente na sua primeira denominação como Formação Serra Geral, descrita por White (1908), e denominada por Gordon Jr. *et al.* (1947). Estudos recentes de Rosseti *et al.* (2018), com base em trabalhos de maior detalhe fundamentado em arquitetura de fácies, analisando a morfologia dos derrames, dados petrográficos e geoquímicos, sugeriram novos modelos estratigráficos propondo assim

uma nomenclatura formal elevando hierarquicamente a unidade, renomeando Grupo Serra Geral (GSG), que inclui as rochas da Formação Botucatu e os derrames de lavas.

As rochas vulcânicas constituem uma sequência de derrames com espessura máxima de 1.700 metros (Almeida *et al.*, 1986, 2012; Marques e Ernesto, 2004), composto predominantemente por rochas básicas variando em termos basálticos a andesitos basálticos de afinidade toleítica (Melfi *et al.*, 1988). Os litotipos ácidos ocorrem de forma subordinada no topo da sequência vulcânica, principalmente no extremo sul do Brasil.

A PMP é formada por expressivos volumes de rochas vulcânicas, além dos derrames basálticos, as rochas intrusivas ocorrem na forma de enxames de diques, soleiras e complexos de soleiras que constituem a conexão entre os sistemas plutono-vulcânico rasos, de diversas composições que são associados ao evento geológico da PMP (*e.g.*, Almeida 1986 *et al.*, Piccirillo *et al.*, 1987; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983, 1988, 1992, 2007, Duncan *et al.*, 1989; Peate *et al.*, 1992; Renne *et al.*, 1996) geralmente associados a descontinuidades estruturais da BP. Os diques tendem a ser paralelos a subparalelos aos *trends* regionais associados aos cinturões móveis do neoproterozoico nos quais são intrusivos, e também podem seguir zonas mais antigas de fraquezas (*e.g.* Sistemas de fraturas, altos do embasamento) cortando a foliação do embasamento. Quando registrados nas unidades sedimentares e vulcânicas da BP, os diques ocorrem como corpos subverticais de orientação variada e seccionam as estratificações destas rochas.

As soleiras são principalmente intrudidas nas unidades sedimentares na parte nordeste da Bacia do Paraná e tem um volume estimado de pelo menos 112.000 km³ (Frank *et al.*, 2009). Na região sul e sudeste do Brasil, ocorrem três enxames de diques com direções tanto paralelas quanto transversais à costa do Oceano Atlântico, e podem ser separados em Enxames de Diques Serra do Mar (Santos-Rio de Janeiro) (Deckart *et al.* 1998), Enxame de Diques Ponta Grossa (PR) (Piccirillo *et al.* 1990), e o Enxame de Diques Florianópolis (SC) (Marques 1989; Raposo *et al.*, 1998; Tomazzoli e Lima, 2006; Coutinho, 2008; Tomazoli e Pelerrin, 2008; 2015; Florisbal *et al.*, 2014, 2018). Os diques expressos nestes enxames são para alguns autores (Piccirillo *et al.*, 1990); (Coutinho, 2008) os constituintes dos braços norte, sul e leste de um sistema de junção tríplice centrado na costa do estado do Paraná e relacionado à abertura inicial do Oceano Atlântico Sul. Estes diques ocorrem concentrados na forma de enxames posicionados ao longo das direções: N-S (Enxame de Diques de Florianópolis, braço sul, na costa Paraná-Santa Catarina), NW-SE (Enxame de Diques de Ponta Grossa, arco de Ponta Grossa) e NE-SW (Enxame de Diques São Paulo-Rio de Janeiro, braço norte na costa de São Paulo-Rio de Janeiro).

Existem diversas estimativas de duração do vulcanismo da PMP no Brasil, os primeiros dados geocronológicos obtidos pelas rochas vulcânicas e os corpos intrusivos associados da província foram determinados por métodos K/Ar e Rb/Sr, os quais os resultados atingiram um alcance variado de ~150-90 Ma com o pico da maior atividade magmática entre ~135-120 Ma (Creer *et al.*, 1965; Amaral *et al.*, 1967; Cordani *et al.*, 1980; Fodor 1983,1985; Piccirilo 1987), porém, as idades demonstram certa imprecisão e erros elevados em função das limitações dos métodos.

O principal volume de dados da PMP corresponde a datações utilizando o método de fusão total $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996) propuseram que o vulcanismo durou ao menos 11 Ma (~140-129 Ma) enquanto outros autores citam que as lavas pertencem ao intervalo de 115-135 Ma (Erlank *et al.*, 1984; Rocha-Campos *et al.*, 1988).

Após o recálculo dos patamares das idades obtidas por autores supracitados a partir do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por *stepped heating* realizado por Thiede & Vasconcelos (2010), obtiveram idades muito semelhantes (134.2 e 134.8) para duas amostras que haviam demonstrado idades mais antigas e mais novas respectivamente (~138 Ma e 128 Ma) assim, evidenciando a inconsistência dos resultados pelo método de fusão total e confirmando os resultados prévios de Renne *et al.* (1992) que sugeriram que o pico do magmatismo ocorreu de forma mais rápida (~1 Ma) e mais recente (~133 Ma), entretanto com um número de amostras limitados de rochas pertencentes a PMP no Brasil (onze ao todo) o que dificulta estimar com precisão a idade e duração exata do vulcanismo.

Ernesto *et al.* (1999) estimaram em aproximadamente 3 Ma a duração mínima do magmatismo considerando as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtidas na porção norte da província, corroborando com os modelos estratigráficos indicando que os basaltos Alto-Ti seriam as manifestações mais jovens.

Apesar dos avanços das técnicas analíticas na geocronologia, ainda persistem discrepâncias entre idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996; Thiede e Vasconcelos, 2010) e idades U-Pb SHRIMP e ID-TIMS (Pinto *et al.*, 2011; Janasi *et al.*, 2011; Florisbal *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2020, 2023). Essas diferenças indicam discrepâncias intrínsecas entre os resultados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb (Renne *et al.*, 1992; Mincato 2000; Rocha *et al.* 2020, 2023) que ainda necessitam de resolução a fim de alcançar idades mais acuradas do magmatismo basáltico da PMP.

Janasi *et al.* (2011), através da datação de derrames pelo método U/Pb ID-TIMS obtido em zircão e badeleíta de um dacito tipo Chapecó, obtiveram a idade de 134.3 ± 0.8 Ma, segundo estes autores, o dacito é ligeiramente mais velho do que os basaltos A-Ti sobrejacentes (133,6-

131,5 Ma) e os dados obtidos indicam um período de tempo ~ 3 Ma para a construção da sequência A-Ti da BP. Além disso, os autores destacam que os valores encontrados no dacito coincidem com os de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (134,8-134,1 Ma) obtidos nos basalto B-Ti (Gramado e Esmeralda) o que confirma as interpretações prévias (Thiede & Vasconcelos, 2010) de que a sequência vulcânica baixo-Ti, foi construída em menos de 1 Ma com a rápida sucessão pela sequência de alto-Ti.

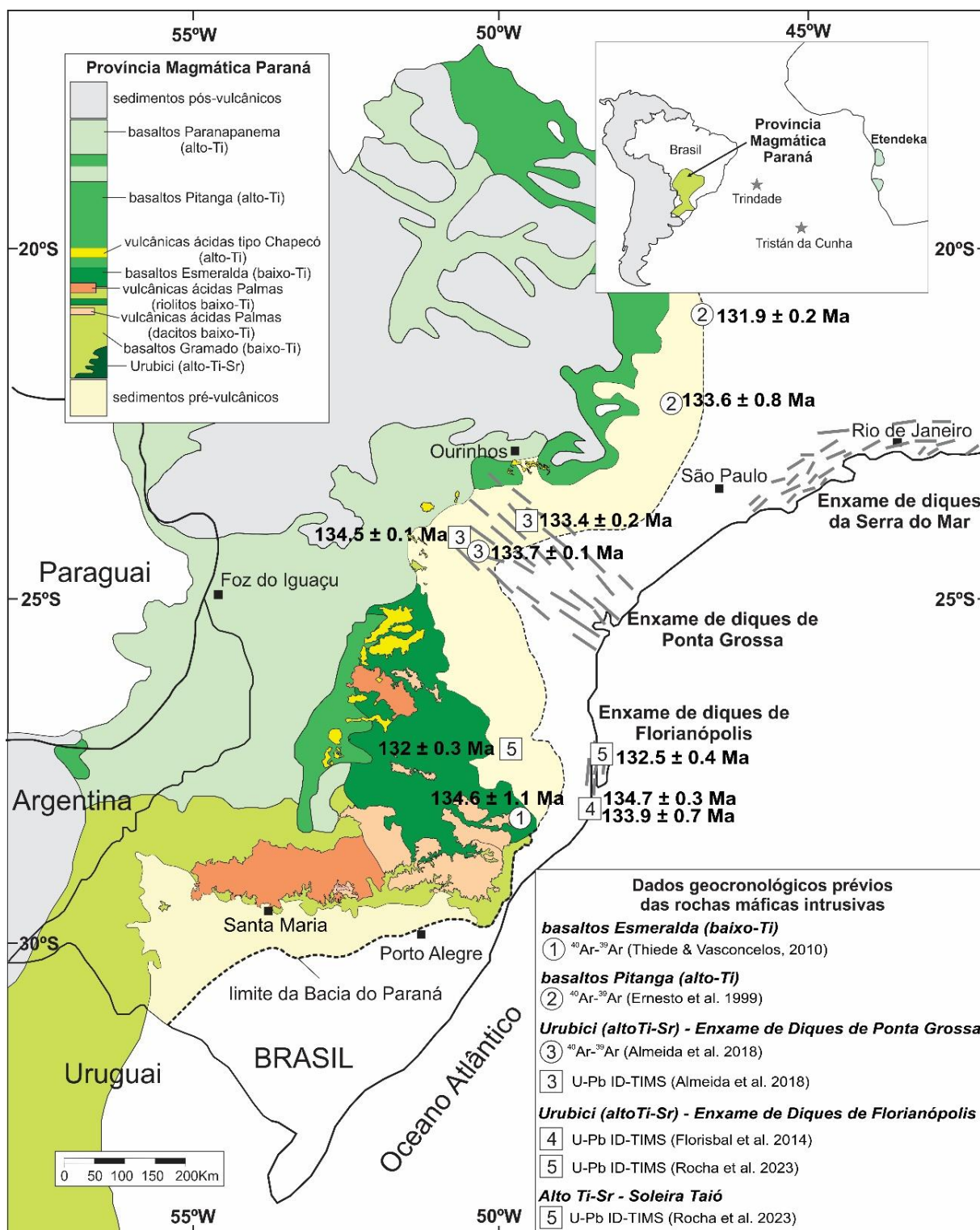
Com relação a idade das rochas basálticas da PMP, Bruckman (2015), através do método U-Pb USP-SHRIMP-Ile aponta para um magmatismo entre 134.5 ± 2.1 Ma e 119.3 ± 0.95 Ma, com intervalo aproximado de 16Ma.

Para o presente estudo são considerados os valores obtidos por (Florisbal *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2023) de *ca.* 134-132 Ma via ID-TIMS em badeleíta e zircão, nos diques básicos e compostos da Praia da Pinheira, Garopaba e Ilha de Santa Catarina.

Ainda há certa controvérsia acerca da estratigrafia da PMP uma vez que a o nível de erosão é descontínuo e não é o suficiente para expor as sequências inferiores na base, além das suas discontinuidades serem marcadas por limites erosivos, portanto, as colunas estratigráficas mais aceitas são baseadas na correlação de furos de sondagem e poços voltados as pesquisas petrolíferas com o uso da geoquímica de basaltos para correlação magmas tipos (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997).

A figura 11 mostra os limites da província sul e central e os principais enxames de diques associados a bacia na porção sul americana, juntamente com a estratigrafia conhecida da porção sul e central da PMP e as idades atualizadas por métodos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb via ID-TIMS para as rochas máficas intrusivas.

Figura 11: Mapa geológico da PMP, demonstrando a distribuição das rochas vulcânicas da PMP, juntamente com a localização das amostras datadas por métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb ID-TIMS das rochas intrusivas.



Fonte: Traduzido de B.C Rocha *et al.*, 2023.

5.1.1 Basaltos da PMP – Aspectos petrográficos, texturais e geoquímicos

A ampla maioria dos derrames basálticos possuem características de acordo com os estilos eruptivos que influenciam nos aspectos texturais e petrográficos e refletem suas composições.

Segundo Cox (1980) os derrames basálticos possuem texturas afíricas a sub-afíricas predominante e são variavelmente porfiríticos, com conteúdo total de fenocristais até aproximadamente 25%, como nas províncias Columbia River e Paraná. Cristais de plagioclásio ocorrem de forma comumente acompanhados de augita, pigeonita e Ti-magnetita e magnetita, além de raras olivinas. Esta assembleia mineralógica sugere que os magmas foram envolvidos em processos de cristalização fracionada de baixa pressão, o que o autor considera ser o reflexo de uma complexa série de eventos polibáricos em variações de 0-15Kbar.

Para aspectos descritivos, as lavas da PMP são predominantemente afíricas a sub-afíricas e abrangem composicionalmente basaltos à riolitos. Os termos basálticos e basaltos andesitos contém cristais de plagioclásio (An_{83-50}), augita e pigeonita acompanhada por rara Ti-magnetita e olivina. É notável que os basaltos andesíticos com altos conteúdos de P_2O_5 e TiO_2 não contém pigeonita (Wilson, 1989). A autora também destaca a comum ocorrência de piroxênios pobres e ricos em Ca, a raridade de olivina e a concentração dos óxidos de Fe-Ti que são típicas da maioria das suítes vulcânicas toleíticas.

A proposta de classificação com enfoque na composição química das rochas auxiliou a designar os critérios para definir os magmas tipos da PMP. Os trabalhos pioneiros da província, subdividiam as rochas segundo o conteúdo de SiO_2 <62% em basaltos e as com SiO_2 >64% de riolitos. Segundo Peate (1992) a ausência “virtual” de rochas com teores de SiO_2 entre 60 e 64 % em peso foi utilizada como marcador composicional.

A fim de favorecer a organização espacial dos dados obtidos em relação ao território que abrange a PMP alguns autores (e.g Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; Petrini *et al.*, 1987) compartimentaram em três setores, limitadas por lineamentos tectônicos em escala regional de direção E-W, sendo: i) Setor-sul: a sul do lineamento Uruguai, ii) Setor-central: entre os lineamentos Uruguai e Rio Piqueri e iii) Setor-norte: ao norte do lineamento Rio Piqueri. Contudo, apesar destes divisores geográficos passarem a serem considerados também divisores geoquímicos, Peate *et al.* (1992) enfatizaram que os lineamentos não têm um controle claro sobre a influência, natureza e distribuição dos tipos de magma em superfície, sendo

necessários estudos geoquímicos e isotópicos mais detalhados, para estabelecer uma tipologia mais adequada para os basaltos.

Diversos trabalhos baseados em dados químicos (Bellieni *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985; Piccirillo & Melfi, 1988; Piccirillo *et al.*, 1989; Marques *et al.*, 1989;) foram utilizados para subdividir as rochas vulcânicas básicas e intermediárias em dois grandes grupos, com base na concentração de Ti: basaltos alto-Ti (ATi), com teores de $\text{TiO}_2 > 2\%$ que predominam na porção central e ao norte da província e basaltos baixo-Ti (BTi) com teores de $\text{TiO}_2 < 2\%$ que são mais abundantes na porção sul da província (com exceção do Magma tipo Ribeira).

Desse modo, (Fodor *et al.*, 1985, Petrini *et al.*, 1987, Piccirillo *et al.*, 1987, 1988b, 1988c, Peate, 1990, Peate *et al.*, 1992, 1999) e Peate (1997), propuseram as subdivisões de seis magmas tipos (**Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira, Esmeralda e Gramado**) com base principalmente na abundância de elementos maiores, menores e traços incompatíveis além das razões elementos-chave (Tabela 1), assim, esta classificação é amplamente utilizada tanto para rochas básicas quanto para as rochas ácidas da PMP (fig. 11).

Tabela 1: Critérios geoquímicos de classificação dos magmas-tipo, segundo Peate et al. 1992.

	Alto-Ti			Baixo-Ti		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
SiO_2 (%)	>49	>47	48-53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO_2 (%)	>3,3	>2,8	1,7 - 3,2	1,5 - 2,3	1,1 - 2,3	0,7 - 2,0
P_2O_5 (%)	>0,45	>0,35	0,2 - 0,8	0,15 - 0,50	0,1 - 0,35	0,05 - 0,40
Fe_2O_3 (t) (%)	<14,5	12,5 - 18	12,5 - 17	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr	>550	>350	200 - 450	200 - 375	<250	140 - 400
Ba	>500	>200	200 - 650	200 - 600	90 - 400	100 - 700
Zr	>250	>200	120 - 250	100 - 200	65 - 210	65 - 275
Ti/Zr	>57	>60	>65	>65	>60	<70
Ti/Y	>500	>350	>300	<330	<330	
Zr/Y	>6,5	>5,5	4,0 - 7,0	3,5 - 7,0	2,0 - 5,0	3,5 - 6,5
Sr/Y	>14	>8	4,5 - 15	5 - 17	<9	<13
Ba/Y	>14	>9	5 - 19	6 - 19	<12	<19

Fonte: Extraído de Peate *et al.*, 1992.

A diferença dos magmas tipos A-Ti, foi observada por Bellieni *et al.* (1984a) que notaram que as escassas rochas A-Ti ao sul da bacia eram quimicamente distintas daquelas ao norte. Apesar de ambas possuírem alto conteúdo de TiO₂ (geralmente >3 % em peso) e a abundância de elementos traços incompatíveis (com exceção dos elementos litófilos de grande raio iônico - LILE) de todos magmas tipos da província. Com conteúdo de MgO similar, as lavas do magma-tipo **Urubici**, restrito a uma pequena área a sudeste da PMP, contém maior conteúdo de SiO₂, TiO₂, K₂O e menor Fe₂O₃ (t), (<14,5 % em peso) em relação ao magma-tipo **Pitanga** (oeste e norte da PMP). As assinaturas dos elementos traços para os dois magmas-tipos são similares exceto por conteúdos de Sr, que são baixos (210-625 ppm) no magma-tipo **Pitanga**, em relação aos do **Urubici** Sr (550-1050 ppm), sendo o Sr e o Fe₂O₃ (t) considerados como os melhores elementos discriminantes destes magmas-tipo (Fig. 12) (Bellieni *et al.*, 1984a).

Já na porção central da província, basaltos com concentrações intermediárias de TiO₂ (2-3% em peso) foram interpretados por Piccirillo *et al.* (1988b) como uma zona de transição entre os grupos A-Ti e B-Ti. Por outro lado, Peate *et al.* (1988), associaram estes basaltos a um novo e magma-tipo, denominado **Paranapanema**.

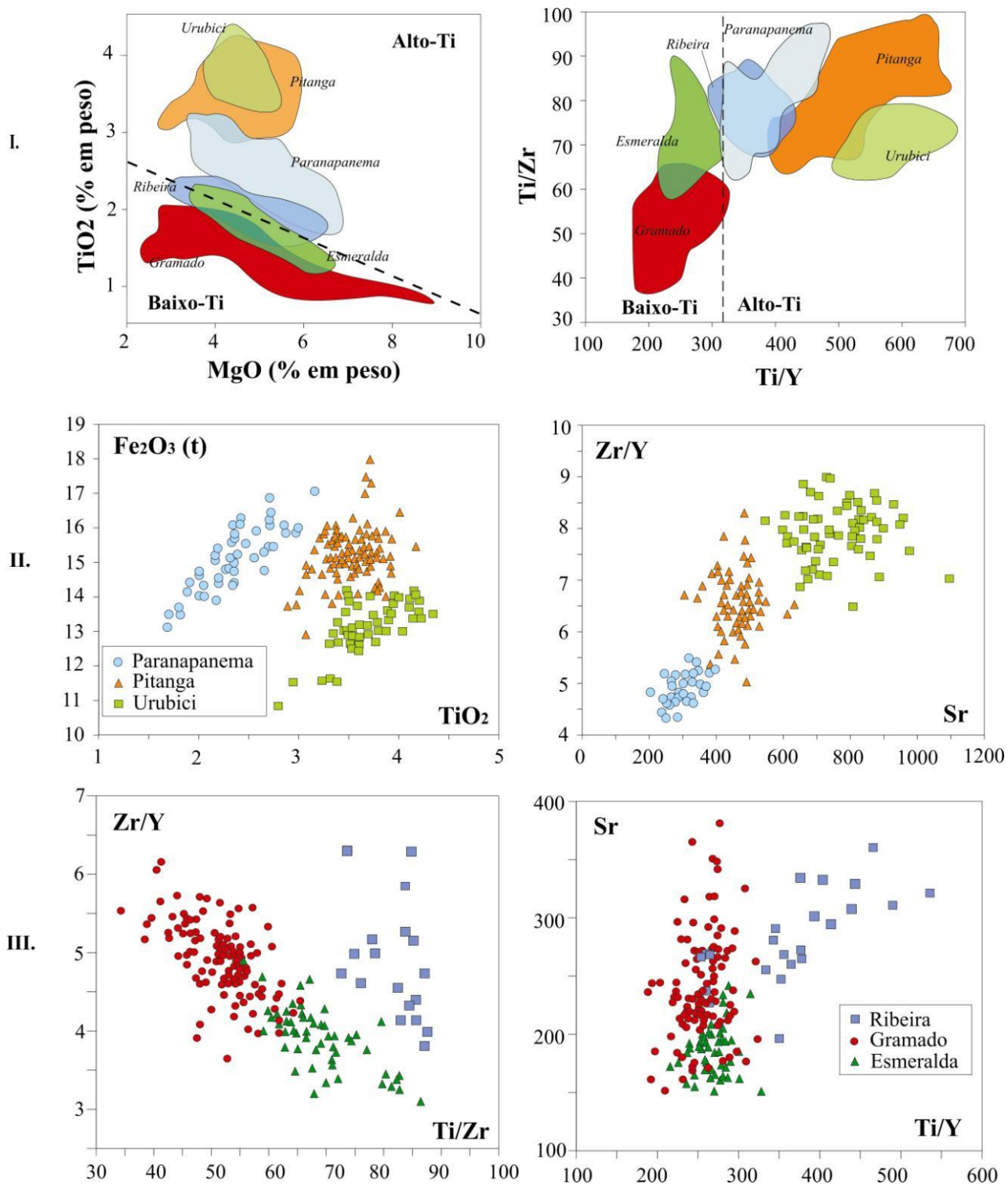
Embora as amostras sejam dos magmas-tipo **Pitanga** e **Urubici** sejam discrimináveis em função do seu alto conteúdo de TiO₂, algumas amostras apresentam sobreposição com os valores definidos para o magma-tipo **Pitanga**, assim tendo a necessidade de utilizar outros elementos discriminatórios para um terceiro magma-tipo, o **Paranapanema**, como o alto conteúdo de Fe₂O₃ (t), e baixas razões Zr/Y (<6,0) e baixo Sr (<450 ppm) (Peate *et al.*, 1992), conforme observado na figura 12 (II).

Fodor *et al.*, (1985) reconheceram dois grupos distintos dentro da subdivisão de lavas B-Ti, na porção sul da PMP, equivalente aos magmas-tipos **Gramado**, que representa a base da pilha vulcânica intercalando com pacotes dos magmas-tipo **Urubici** e **Esmeralda**, o último também de B-Ti, que ocorre intercalado com as rochas ácidas. Na proposta geral de classificação geoquímica para os basaltos e andesitos-basaltos da província, os litotipos que apresentam B-Ti (TiO₂ < 2 %) e a assinatura de elementos traços são distintas do grupo A-Ti, pois o último possui um enriquecimento marcado de elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) sobre os elementos de alta intensidade de campo (HFS) e elementos terras raras leves (LREE) e também exibe proeminência em relação a Ti, P e Sr. Com conteúdos similares de MgO as lavas do magma-tipo **Esmeralda** possuem elevados conteúdos de TiO₂ (1,1-2,3%) e Fe₂O₃(t) e menores de SiO₂ (48-55%) em relação ao magma-tipo **Gramado** (49-60%) com TiO₂ (0,7-2,0).

O magma-tipo **Esmeralda** possui padrões de elementos traço mais depletados em comparação ao **Gramado**, assim, razões como Zr/Y são geralmente mais baixas nas lavas do **Esmeralda** (2-5) e para o **Gramado** (3,5-5,5). A razão elemental discriminante mais clara entre os dois magmas é a de Ti/Zr (Fig.12) onde para os magmas **Esmeralda** $Ti/Zr > 60$ e para o **Gramado** $Ti/Zr < 60$ (Peate *et al.*, 1992).

A tabela 1 resume os critérios de classificação dos magmas-tipo segundo a composição de elementos e/ou razões específicas dentro de cada magma-tipo utilizada por Peate *et al.*, (1992). Alguns diagramas geoquímicos ilustrativos dos critérios utilizados para discriminar os diferentes magmas tipos da PMP são apresentados na figura 12.

Figura 12: Diagramas binários ilustrativos dos critérios para discriminar os diferentes tipos de basaltos da PMP. (I) TiO_2 vs MgO e Ti/Zr vs. Ti/Y para divisão dos basaltos alto-Ti e baixo-Ti que ocorrem na PMP. (II) TiO_2 vs. Fe_2O_3 e Sr vs Zr/Y para divisão dos basaltos $\text{TiO}_2 > 2$. (III). Ti/Zr vs Zr/Y e Sr vs. Ti/Y para basaltos com $\text{TiO}_2 < 2$.



Fonte: Modificado de Peate *et al.*, 1997.

As evidências geoquímicas, baseadas nos elementos maiores e traço, bem como as razões isotópicas, são uma importante ferramenta para distinguir os diferentes magmas-tipo (lavas, soleiras, diques).

5.1.2 Enxame de Diques Florianópolis (EDF)

A abertura do Oceano Atlântico Sul foi precedida por um intenso magmatismo ligado à PMP, expresso pelo volumoso magmatismo continental da BP (Piccirilo & Melfi, 1988), com as rochas intrusivas toleíticas associadas. Estudos detalhados destas unidades podem potencialmente trazer pistas para auxiliar a elucidar questões importantes como inferir o intervalo de duração do vulcanismo basáltico, além da sua verdadeira extensão (já que grande parte já foi consumido pela erosão) e assim demonstrar a conexão plutono-vulcânica através do sistema alimentador entre os diques, soleiras e os derrames do GSG.

O vulcanismo da porção brasileira abrange três enxames de diques, cada um ocupando áreas de 0.05 até 0.1 Mkm², com direções tanto paralelas quanto transversais à costa do oceano. As orientações dos enxames podem indicar a direção dos campos regionais de tensão tectônica e associá-los a diferentes porções da pilha de lavas auxilia na reconstrução da evolução do ambiente tectônico durante a erupção de toda província. Além disso, tanto diques como soleiras podem guardar maiores detalhes dos processos intracrustais que afetam os magmas basálticos (contaminação, AFC, mistura de magmas) durante sua ascensão e armazenamento em câmaras magmáticas até sua extrusão final.

O EDF está localizado na borda sul da PMP, sua colocação está relacionada a evolução tectônica e magmática do evento de rifteamento e posterior abertura do Oceano Atlântico Sul associado ao período Eo-Cretáceo. As melhores exposições se situam ao longo da região costeira de Santa Catarina (SC) e em sua maioria ocorrem na Ilha de Santa Catarina (ISC), além das localizadas na área continentais adjacentes.

Raposo (1997) interpretou a direção de fluxo magmático em diques na ISC, a partir de estudos de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM), assim, demonstrou que a maioria dos diques estudados apresentaram fluxos em sua maioria verticais a inclinados e subordinadamente fluxos horizontais a sub-horizontais. Posteriormente, Raposo *et al.* (1998) utilizando métodos geocronológicos e paleomagnéticos nestes mesmos diques indicaram idades concentradas entre dois picos, 128 e 126 Ma e 122 e 119 Ma, além de indicar um pólo paleomagnético localizado entre 89,1°S/30°E, segundo os autores as idades estão relacionadas

à distensão crustal nos estágios finais de rifteamento, anterior à formação da crosta oceânica nessa latitude.

Após ser estudado por Marques (1993; 2001), Raposo (1997; 1998), e mapeado por autores como Florisbal *et al.* (2005; 2014; 2018), Tomazzoli e Lima (2006), Coutinho (2008) e Tomazolli e Pelerrin (2008; 2015) foi possível verificar a ocorrência das rochas pertencentes ao EDF no estado de SC, em sua maioria em afloramentos de lagedos e costões que ocorrem em direções preferenciais N-NE, com espessuras variadas (centímetros a centenas de metros) seccionando os granitóides neoproterozoicos. Os contatos entre os diques máficos e as encaixantes graníticas são geralmente retos e abruptos, mas podem ser localmente irregulares e difusos, o que pode indicar o aproveitamento das fraturas pré-existentes e também resultado de processos de fusão das rochas hospedeiras além de *backveining* (Florisbal *et al.*, 2014, 2018; Pereira, 2017).

Florisbal *et al.* (2014, 2018) atribuíram os diques e soleiras da região das praias da Pinheira e Garopaba-Silveira como pertencentes ao EDF. Nos estudos de Tomazolli e Pelerrin (2015) na ISC, foram identificados mais de 400 diques, os quais foram atribuídos ao magmatismo do GSG, caracterizados como pertencentes ao EDF. Os autores descrevem que os diques estão orientados segundo uma direção preferencial de N-NE (N15°-50°), e em menor proporção com direções N-S, NW e E-W.

Florisbal *et al.*, (2005; 2007; 2009; 2018) identificaram na região de Garopaba 19 diques básicos expostos ao longo do costão situado entre Garopaba e Praia da Silveira, com espessuras variadas (entre 20 a 40 metros) que preenchem fraturas de direção preferencial NE-SW (subordinadamente, NW-SE). Esses diques são em sua maioria básicos, na forma de intrusões tabulares verticais à subverticais, com bordas de resfriamento bem desenvolvidas e texturas variadas, desde ofíticas a subofíticas, equigranular (fina a muito fina) nos diques menos expressivos a localmente porfírica, com disjunções colunares horizontais bem desenvolvidas nos centros (Florisbal *et al.*, 2005) compostos por proporções variadas de plagioclásio, piroxênio (augita-pigeonita), minerais opacos (magnetita, titanomagnetita, ilmenita) e olivina (rara). São encaixados nos granitóides pós colisionais neoproterozoicos, relacionados à tectônica transcorrente, em Garopaba representados por granitóides sintectônicos da Suíte Paulo Lopes (~630-620 Ma) (Florisbal *et al.*, 2009) (Silva *et al.*, 2003), enquanto na praia da Pinheira é representado pelo Granito Ilha (~590-580 Ma) (Janasi *et al.*, 2015), considerado tardi à pós tectônicos.

Dados litoquímicos mostram que o EDF abrange principalmente basaltos a andesi-basaltos, composto predominantemente por dois grupos de diques, separados entre basaltos (ou

diabásios) alto-Titânio (ATi-TiO₂ >3%) e baixo-Titânio (BTi-TiO₂ ≤ 2%) semelhantes aos derrames da PMP. Marques (2001) mostrou a predominância de latiandesitos e andesibasaltos toleíticos, de maneira subordinada basaltos toleíticos e andesíticos toleíticos, além de andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, andesitos, traquiandesitos e dacitos na Ilha de Santa Catarina, e os pertencente á série transicional composto por latitos e latibasaltos.

Os diques com teores elevados de TiO₂ são representadas por latiandesitos e andesitos basálticos toleíticos, lati-basaltos e latitos, e possuem características geoquímicas similares às dos derrames do tipo Urubici (alto Sr 500-800 ppm) e em menor quantidade, aos derrames do tipo Pitanga. Florisbal *et al.*, (2018), através de estudos de diques básicos da ISC, Garopaba e Pinheira, interpretam que estes diques apresentam enriquecimento em elementos incompatíveis de grande raio iônico (LILE) e elementos terras raras leves (LREE), além de Sr e Pb radiogênicos e de Nd não radiogênico o que indica a ocorrência de processos de contaminação crustal dos magmas originários atribuídos as pronunciadas interações nos processos de fusões das rochas encaixantes que residiram nos condutos.

Os diques de B-Ti são representados por basaltos e traquiandesitos basálticos e se assemelham aos derrames Gramado e Esmeralda (Marques & Ernesto, 2004) e ocorrem como diques de pequena espessura com direções NW ou E-W e interceptam diques A-Ti.

Os dacitos contituem os termos ácidos do enxame são semelhantes às rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó da PMP (Tomazzoli & Lima, 2006), além de diques compostos que ocorrem no sul da ISC e na Praia da Pinheira, com bordas de andesito basáltico e núcleo de traquiandesito contendo enxame de enclaves máficos magmáticos (emm) (Tomazzoli & Pellerin, 2015; Florisbal *et al.*, 2014, 2018).

Dados de idades adquiridas pelo método (⁴⁰Ar/³⁹Ar) indicam que o EDF foi formado no intervalo de 128,3 ± 0,5 a 119,0 ± 0,9 Ma, e o pico magmático ocorreu nos intervalos de 128 e 126 Ma e de 122 e 119 Ma (Deckart *et al.*, 1998; Raposo *et al.*, 1998). Dados paleomagnéticos indicam que a maioria desses diques estão associados ao intervalo mais recente, relacionando o episódio de colocação dos diques à distensão crustal nos estágios finais que antecederam a formação da crosta oceânica nessa latitude (Marques & Ernesto, 2004). Por outro lado, Florisbal *et al.*, (2014, 2018) e Rocha *et al.*, (2023) apresentam idades U-Pb ID-TIMS em zircão e badeleíta de 134-132 Ma, assim, interpretam os diques como alimentadores da pilha de lavas.

5.1.3 Sistema Alimentador de Lavas (*Plumbing System*)

Os Sistemas Alimentadores de Lavas (*Plumbing System*), compreendem os sistemas ígneos vulcânicos intrusivos e extrusivos de quaisquer contextos tectônicos, que englobam os sistemas alimentadores de lavas desde a geração dos magmas, assim como seu armazenamento, bem como os canais e câmaras magmáticas que sobrepõe e constituem os edifícios vulcânicos que residem na superfície terrestre (Burchardt, 2018).

Estudar estes sistemas permite analisar e compreender o comportamento do vulcanismo, uma vez que atualmente muitos deles são monitorados com uma ampla variedade de ferramentas e técnicas geológicas, geoquímicas e geodésicas que são peças essenciais para compor uma análise multidisciplinar. Assim, quando combinadas, estas técnicas ajudam a interpretar o que acontece em subsuperfície antes, durante e depois de uma erupção vulcânica (Burchardt & Galland, 2016).

Com a evolução do conhecimento acerca dos sistemas alimentadores de lavas no contexto das *LIP'S*, percebe-se que estes sistemas são compostos por uma rede de diques que canalizam os magmas desde sua geração, até sua cristalização na interface do manto com a crosta. Os condutos se alojam na forma de intrusões verticais a sub-verticais, além de outras câmaras magmáticas subordinadas, como intrusões sub-horizontais na forma de soleiras, que demonstram que a medida em que os magmas vão evoluindo em porções mais rasas da crosta transportam os magmas que constituem os edifícios vulcânicos, até sua ascensão na superfície da terra (Burchardt, 2018).

Os diques são formados em profundidades distintas da crosta e representam, em sua maioria, a componente vertical do transporte de magma do sistema com larguras variadas (de metros a dezenas de metros) e com direções semelhantes observadas continuamente por centenas de metros até dezenas de quilômetros quadrados, podendo superar >1000 km na Terra (e.g., 1270 Ma Mackenzie dyke swarm; Ernst and Baragar, 1992).

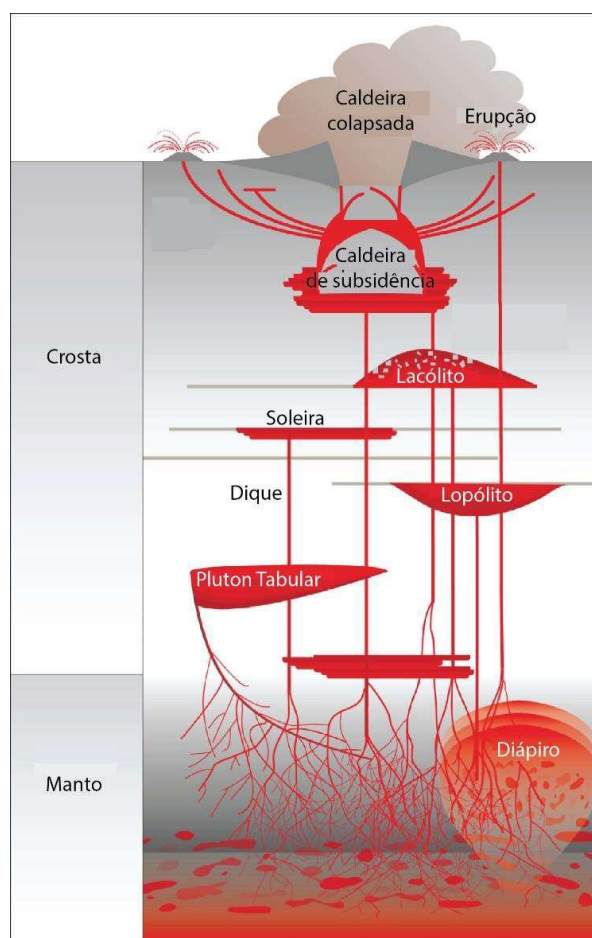
Além dos diques serem os principais condutores dos magmas e serem considerados componentes essenciais dos sistemas alimentadores de lavas por registrarem os caminhos percorridos ao longa da crosta inferior até a superfície terrestre, os diques preenchem as fraturas geradas por pressões internas dirigidas ao passo que interagem com as rochas encaixantes (Burchardt, 2018). Por vezes geram superfícies denominadas margens de resfriamento no contato com a intrusão (Westerman *et al.*, 2017), que registram a composição mais “primitiva” deste magma. Assim, outra ferramenta importante que pode ser usada é a impressão geoquímica

dos magmas que registram a colocação de complexos de diques e soleiras nos sistemas sub-vulcânicos já erodidos para desvendar os processos evolutivos e de construção da pilha de lavas (e.g. Galerne et al. 2008; Galerne e Neumann, 2018).

Segundo Jerram e Bryan, (2015) as tensões que se acumulam ao longo dos episódios de abertura levam à injeção vertical de diques com magmas sendo fornecidos periodicamente e armazenados em múltiplas posições e profundidades, o que representa o cenário de afinamento crustal associados aos estágios de separação dos continentes e a instalação do sistema alimentador.

A figura 13 é uma ilustração de um perfil esquemático de um exemplo de sistema alimentador de lavas que mostra as principais características estruturais da trajetória dos magmas desde sua fonte até sub-superfície.

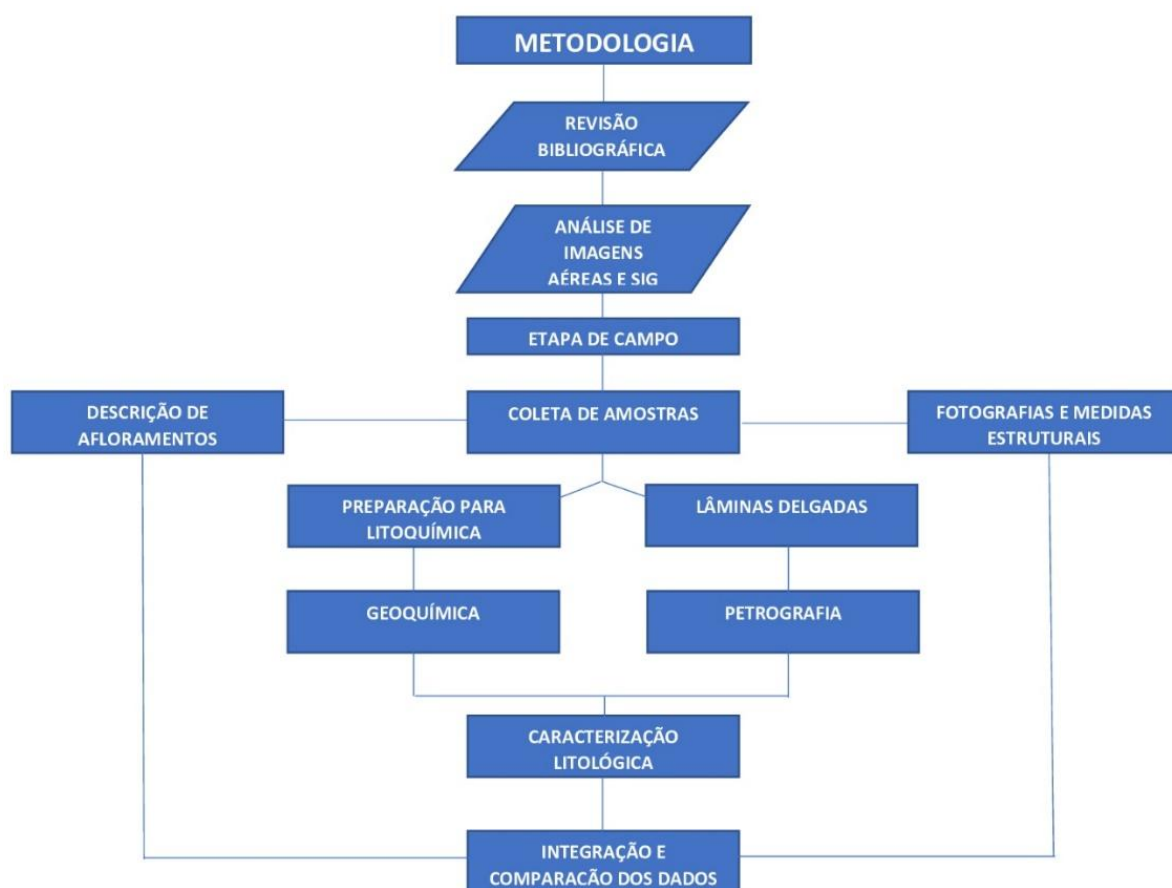
Figura 13: Perfil esquemático dos sistemas alimentadores de lavas, demonstrando a rede de canais do transporte e as câmaras de armazenamento dos magmas desde o manto terrestre até a superfície. Diferentes tipos de corpos magmáticos podem ser configurados, e sua formação e forma dependem da configuração tectônica, da quantidade de magma disponível, além das suas propriedades e interações com as rochas encaixantes.



6. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho foi baseada na análise das características geológicas, petrográficas e geoquímicas dos corpos básicos estudados, com intuito de caracterizar as litologias com base nas variações texturais e composicionais que ocorrem, descritas nas etapas a seguir. Através da compilação de dados da literatura, análise de imagens, coleta de amostras em campo, preparação das amostras, análise petrográfica e geoquímica elemental, além da integração e comparação dos dados produzidos. O fluxograma da figura 14 ilustra a metodologia utilizada no desenvolvimento do estudo.

Figura 14: Fluxograma com a metodologia do presente estudo.



Fonte: Do autor, 2024.

6.1.1 Revisão bibliográfica

A primeira etapa foi o levantamento da bibliografia e revisão de trabalhos anteriores, que consistiu na leitura de livros, artigos científicos, dissertações, teses, para ampliar o conhecimento da área de interesse, essenciais para construir a revisão conceitual relacionada aos assuntos no âmbito da petrologia ígnea, geoquímica e interação de sistemas plutono-vulcânicos rasos, a partir da extração e síntese de fragmentos dos materiais consultados. Nesta etapa também foram avaliados os dados a serem utilizados para comparação dos os dados obtidos neste trabalho.

6.1.2 Análise de imagens aéreas

Na segunda etapa, ainda no estágio pré campo, foram utilizadas imagens de ortofotos com resolução de 1x1m da Secretaria de Desenvolvimento Econômico Sustentável do Estado de Santa Catarina (SDS/SC) e do software *Google Earth Pro*, onde foram selecionados nove pontos de afloramento rochosos. Os softwares *Open Street Maps* e *Google Maps* foram utilizados para definir as melhores vias de acesso. Os dados coletados foram espacializados nestas imagens georreferenciadas e em mapas geológicos da região (Silva e Leite, 2000; Horn Filho *et al.*, 2017) com uso do software QGis versão 3.34 *Prizren*.

6.1.3 Etapa de campo

A terceira etapa consistiu na verificação terrestre dos pontos de interesse com extração das coordenadas por dispositivo de GPS, descrição dos afloramentos, tomada de medidas estruturais, fotografias e coleta de amostras em campo. Esta etapa foi realizada entre os dias 30/11/2022 e 03/12/2022. Como o enfoque do trabalho além da petrografia é o da amostragem geoquímica, buscou-se amostras dos corpos básicos em porções variando de centro e borda dos corpos ígneos tabulares, bem como a amostragem dos litotipos com diferentes texturas.

6.1.4 Análise petrográfica

As lâminas delgadas foram analisadas em microscópio óptico *OLYMPUS BX41*, onde foram descritas a mineralogia, textura e microestruturas para classificar as amostras conforme a metodologia de Le Maitre (2002).

6.1.5 Análises geoquímicas

Os dados geoquímicos foram obtidos a partir da análise de 19 amostras representativas de porções de centro e borda (quando possível) dos 9 diques mapeados, além de uma soleira e duas amostras do granito encaixante. A preparação das amostras coletadas foi realizada no Laboratório de Laminação (LABLAM), Núcleo de Pesquisas Geológicas da Universidade Federal de Santa Catarina. As amostras foram primeiramente serradas, em duas fatias. Uma das fatias foi enviada para confecção de lâminas petrográficas na Petrografia BR. As demais fatias foram enviadas para a Universidade de São Paulo, onde a preparação foi realizada por um técnico através das etapas de britagem em saco plástico com uso de marreta, pulverização em moinho planetário de ágata, separação de 10 gramas do material pulverizado e envio para análise no Núcleo de Atendimento à Pesquisa Geoanalítica da Universidade de São Paulo.

As análises químicas de elementos maiores, Rb, Sr, Zr e Ba foram obtidas a partir do método fluorescência de raio-X (FRX), e análises de elementos menores, traços e terras raras a partir do método ICP-MS (*Inductively coupled plasma-mass spectrometry*). O detalhamento dos métodos e os procedimentos para análise, além do erro analítico, são descritos por Mori *et al.*, (1999) e Navarro *et al.*, (2008).

Os dados geoquímicos foram analisados e tratados a partir da geração de gráficos e diagramas utilizando os softwares do *Microsoft Excel* e o programa *GCDKit* (Janoušek *et al.*, 2006).

6.1.6 Integração e análise dos dados

A última etapa busca a integração e análises dos dados e sua comparação com dados da PMP, incluindo dados de lavas e corpos intrusivos da literatura, buscando avaliar semelhanças dos magmas-tipo.

7. RESULTADOS

7.1.1 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO FAROL DE SANTA MARTA

As litologias estudadas encontram-se concentradas em duas regiões principais: na Praia do Gi, em meio ao campo de dunas, na forma de um promontório rochoso exibindo uma soleira e os diques básicos, que ocorrem ao longo dos costões adjacentes ao Farol de Santa Marta, nas praias do Cardoso, Praia Grande e Praia da Galheta. Nestas áreas ocorrem amplos e extensos lajedos de dezenas de metros representando o Granito Barra da Laguna (GBL), seccionados por diques básicos associados ao Grupo Serra Geral (GSG) (Fig. 15).

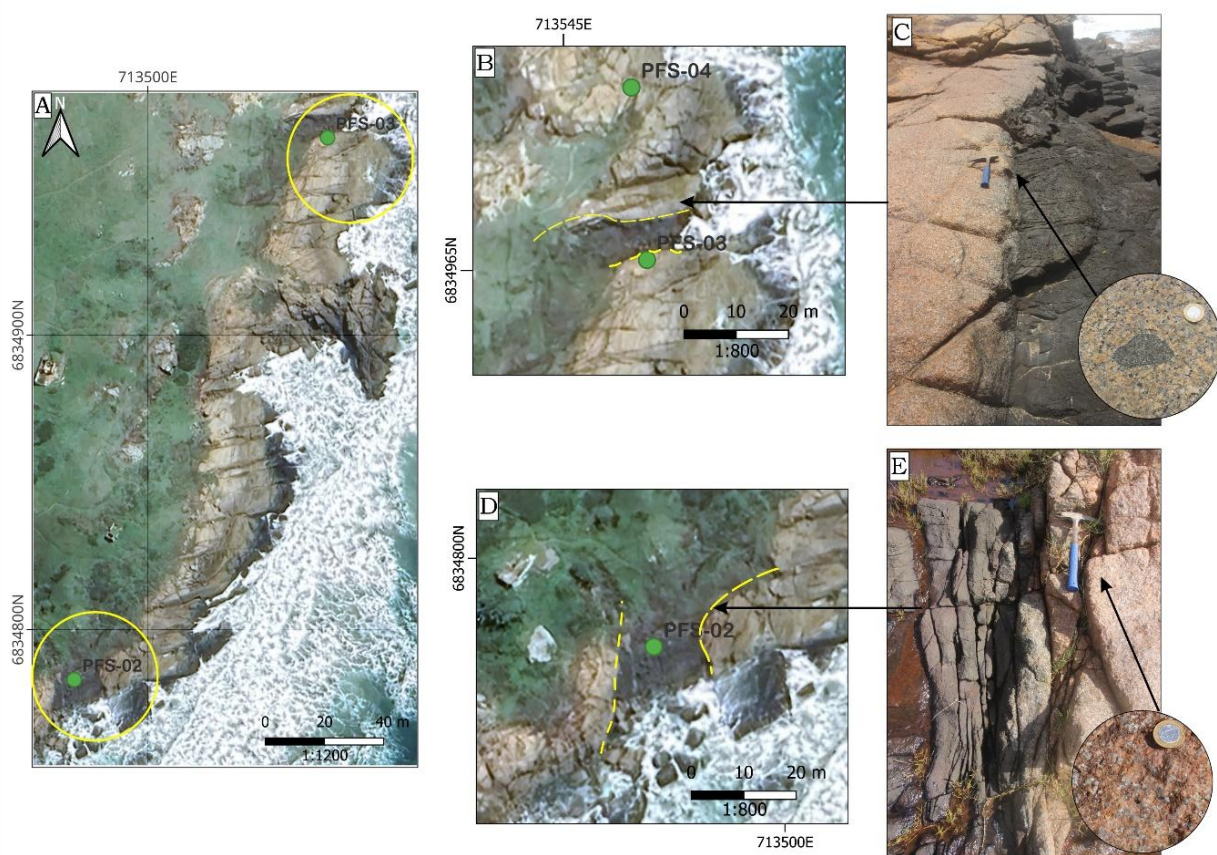
Figura 15: Localização dos pontos estudados. (A) Localização dos pontos ao longo da região costeira, ao N soleira da Praia do Gi e a S distribuição dos pontos realizados nos diques. (B) Disposição espacial dos diques básicos do Farol de Santa Marta e regiões adjacentes. (C) Vista aérea oblíqua da Soleira da Praia do Gi. (D) Vista frontal da soleira da Praia do Gi, exibindo disjunções colunares verticais bem desenvolvidas. (E) Vista aérea do PFS-01. (F) Vista frontal do ponto PFS-01. (G) Vista aérea dos pontos PFS-06 e PFS-07 com diques de menor expressão (60 centímetros e 2 metros). (H) Vista frontal do ponto PFS-06. (I) Vista aérea do ponto PFS-05 com o dique de maior expressão (aprox. 60 metros). (J) Vista frontal do ponto PFS-05. Fonte: Do autor, 2024.



O GBL, ocorre em pontais isolados próximo à costa litorânea (Fig.16 A), nas regiões da Praia do Cardoso e na região do Farol de Santa Marta, além de matações e blocos nos campos de dunas, representa as rochas do embasamento e as encaixantes dos diques do GSG.

É representado por sieno e monzogranitos, leucocráticos, isótipos, em dois termos litológicos: Um apresenta-se predominantemente de textura porfirítica, desenvolvem contatos retos e uniformes com os diques (Fig. 16 B), com a presença de enclaves microgranulares máficos (emm) arredondados (Fig. 16 C), outro, após processos de fusão, localmente identificada na região da prainha, na borda leste do Dique (PFS-02, Fig. 16 D) como uma variedade petrográfica inequigranular alotriomórfica (Fig. 16 E).

Figura 16: (A) Vista aérea dos pontos realizados (PFS-02; PFS-03; PFS-04) nos costões do GBL, encaixantes dos diques básicos. (B) Afloramento do GBL em contato retilíneo com Dique (PFS-03). (C) Afloramento do GBL porfirítico em contato reto e uniforme com diabásio. Detalhe para o emm arredondado alojado dentro da hospedeira granítica. (PSF-03). (D) Afloramento do GBL em contato difuso na borda leste do dique (PFS-02) (E) Afloramento do GBL após o processo de fusão na borda leste do dique (PFS-02).



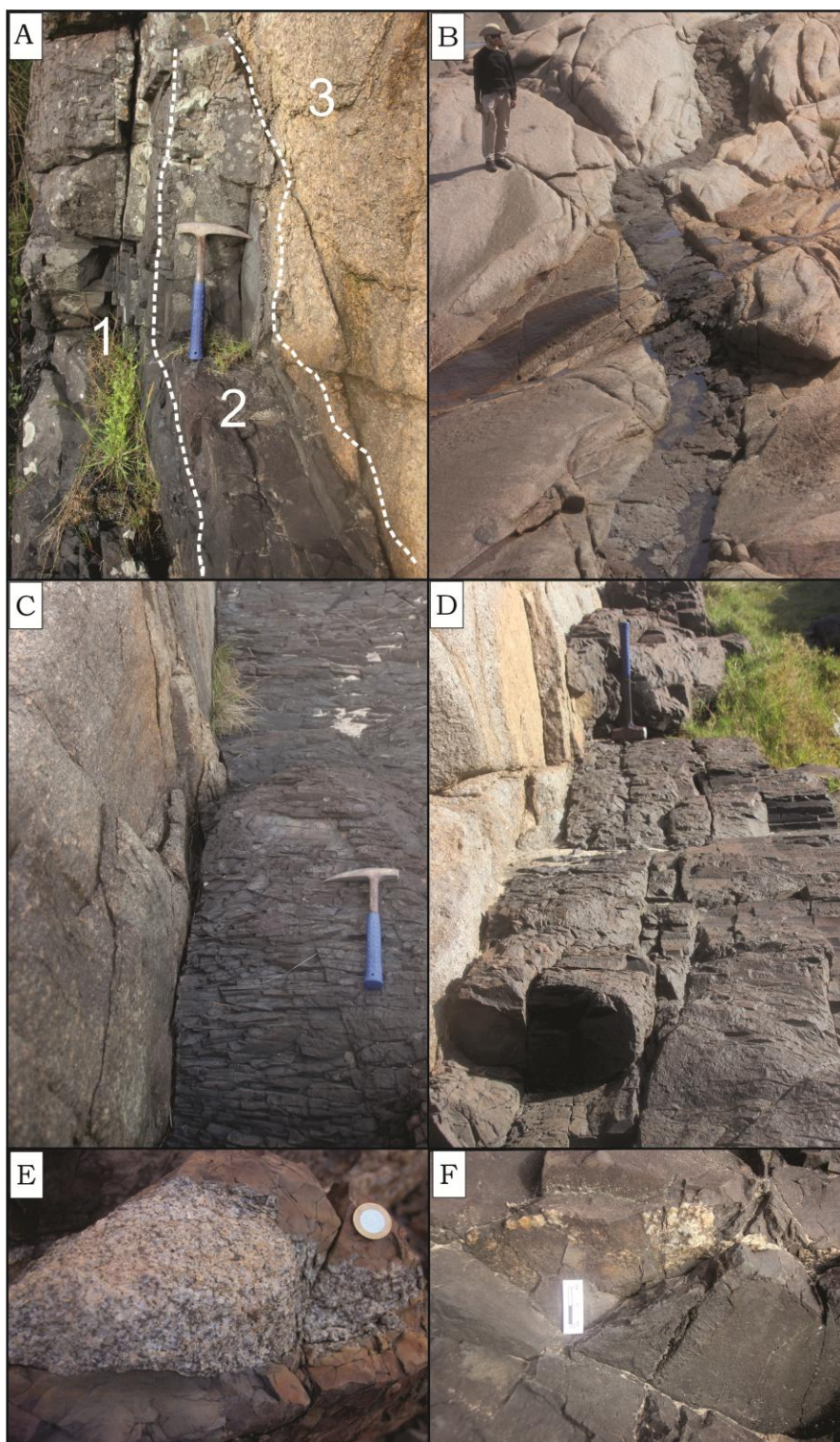
Fonte: Do autor, 2024.

Adiante, serão descritos os afloramentos com relação as direções dos diques, dimensões, texturas e as variações de centro e borda.

Os diques, possuem direção predominante NE (005°-060°), ocorrem na forma de intrusões tabulares verticais à sub-verticais com contatos retilíneos, difusos e raramente abruptos (Fig. 17 A, B) em relação as encaixantes neoproterozoicas. Possuem distintas dimensões de espessura (40cm à 60m), com variações de porções borda e centro, assim como suas variedades texturais.

Em sua porção de borda, desenvolvem margens resfriadas que variam geralmente em arranjo, estrutura, dimensão e relação de contato com as rochas encaixantes, na sua maioria, ocorrem retilíneos e uniformes (Fig.17 C, D) com margens que variam de 20cm nos diques de menor expressão podendo atingir 1,20m nos de maior expressão e por vezes desenvolvem disjunções bem formadas à apertadas (Fig. 17 C). Alguns diques demonstram contatos bem marcados por degraus (Fig. 17 D) e podem apresentar xenólitos graníticos parcialmente assimilados (Fig. 17 E), apesar de muitas vezes não apresentar influências nas encaixantes. Presença de veios e vênulas de material silicoso nas bordas em contato com as encaixantes (Fig. 17 F).

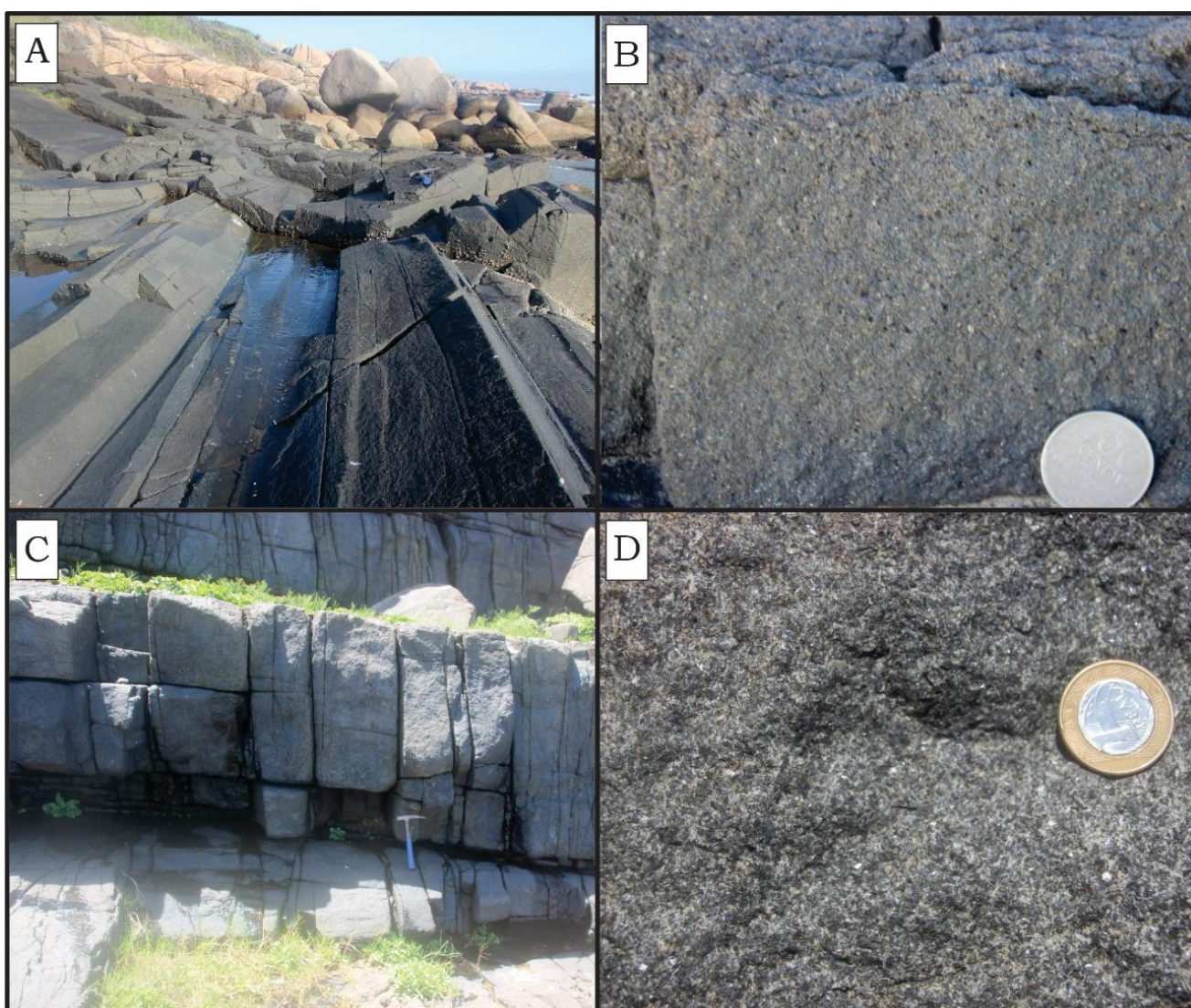
Figura 17: (A) (1) Afloramento de Dique com textura equigranular fina desenvolvendo contatos retos e uniformes. (2) Borda de resfriamento de aproximadamente 80cm. (3) Encaixante granítica bem preservada. (B) Afloramento de Dique em contato abrupto com a encaixante (PFS-06). (C) Borda de resfriamento afanítica com disjunções colunares bem apertadas e pouco espaçadas (PSF-09). (D) Afloramento de Dique em contato retilíneos e em degrau com a encaixante (PFS-08). (E) Xenólito granítico parcialmente assimilado. (F) Veios e vênulas nas bordas em contato com as encaixantes.



Fonte: Do autor, 2024.

Na porção de centro os diques variam conforme a dimensão das intrusões, em sua maioria são uniformes e por vezes desenvolvem disjunções colunares bem desenvolvidas (Fig. 18 A, C), apresentam texturas equigranulares, variando petrograficamente em termos fina (Fig. 18 B) à média (Fig. 18 D).

Figura 18: (A) Porção central do dique uniforme com textura equigranular com disjunções colunares bem desenvolvidas (PSF-01). (B) Amostra macroscópica do centro do dique de textura equigranular fina (PSF-01). (C) Afloramento do centro do dique com disjunções colunares bem desenvolvidas. (PSF-05) (D) Amostra macroscópica do centro do dique de textura equigranular média (PSF-05).

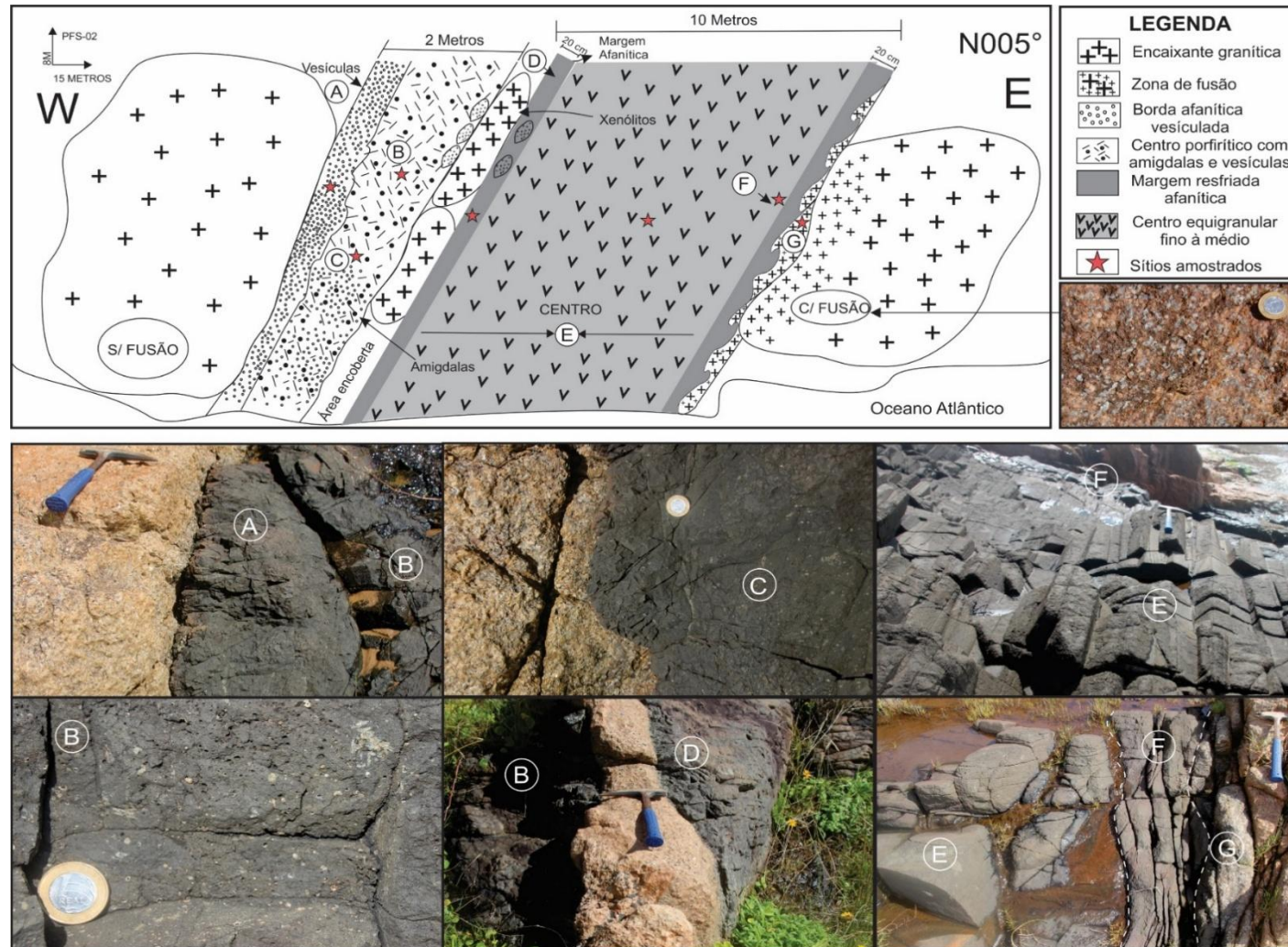


Fonte: Do autor, 2024.

No próximo parágrafo, serão abordados os aspectos do dique de textura afanítica à porfírica com vesículas e amígdalas (PFS-02) com suas distintas variações de dimensões de centro e borda, assim como suas texturas.

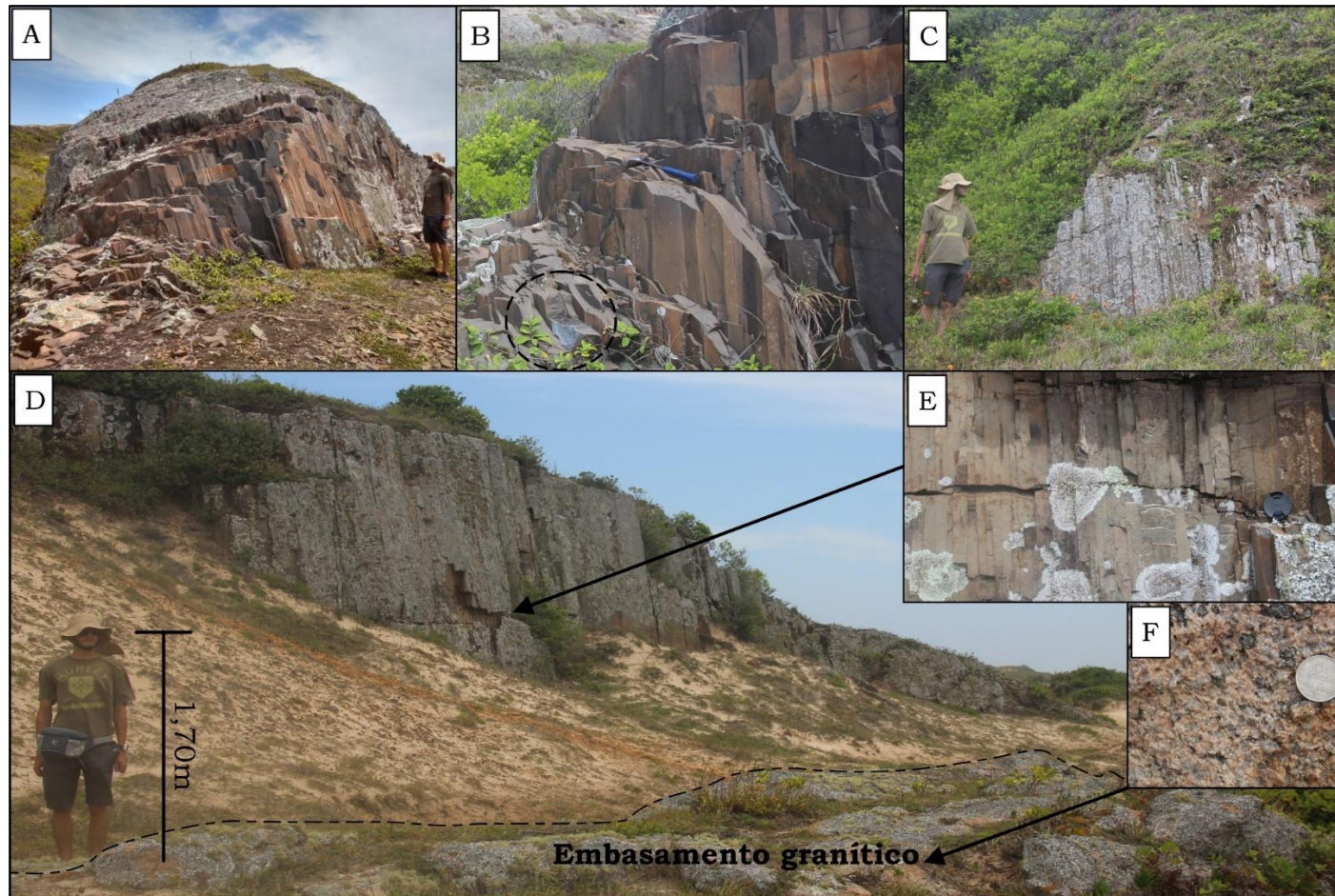
O ponto PFS-02, representa um afloramento de um dique num lagedo em costão de aproximadamente 12 metros de espessura, com direção N005°. Com contato reto e bem definido em uma das margens resfriadas à oeste (W), com dimensões de aproximadamente 2 metros, apresenta variações de textura afaníticas vesiculadas a microporfíricas (A) com centro ora equigranular porfírico com amígdalas preenchidas (B) ora porfírico com vesículas (C). Em meio a xenólitos graníticos temos outra borda de resfriamento com dimensões de aproximadamente 20 centímetros e textura afanítica (D), seguida de um centro uniforme com textura equigranular média com disjunções colunares bem definidas (E), por fim com outra borda de resfriamento com aproximadamente 20 cm, seguido de uma porção de margem à leste (F), com contato retilíneo, localmente fundida. Apresenta feições de assimilação parcial do granito encaixante (G), conforme ilustrado no croqui esquemático da figura 19.

Figura 19: Croqui esquemático PFS-02. (A) Afloramento da borda do dique com contato retilíneo e margem resfriada bem desenvolvidas com textura microporfírica. (B) Centro porfírico com amígdalas preenchidas. (C) Centro porfírico com vesículas. (D) Borda afanítica oeste de aproximadamente 20 cm. (E) Centro equigranular com disjunções colunares bem desenvolvidas. (F) Borda afanítica leste de aproximadamente 20 cm. (G) Borda com assimilação parcial de granito. Fonte: Do autor, 2024.



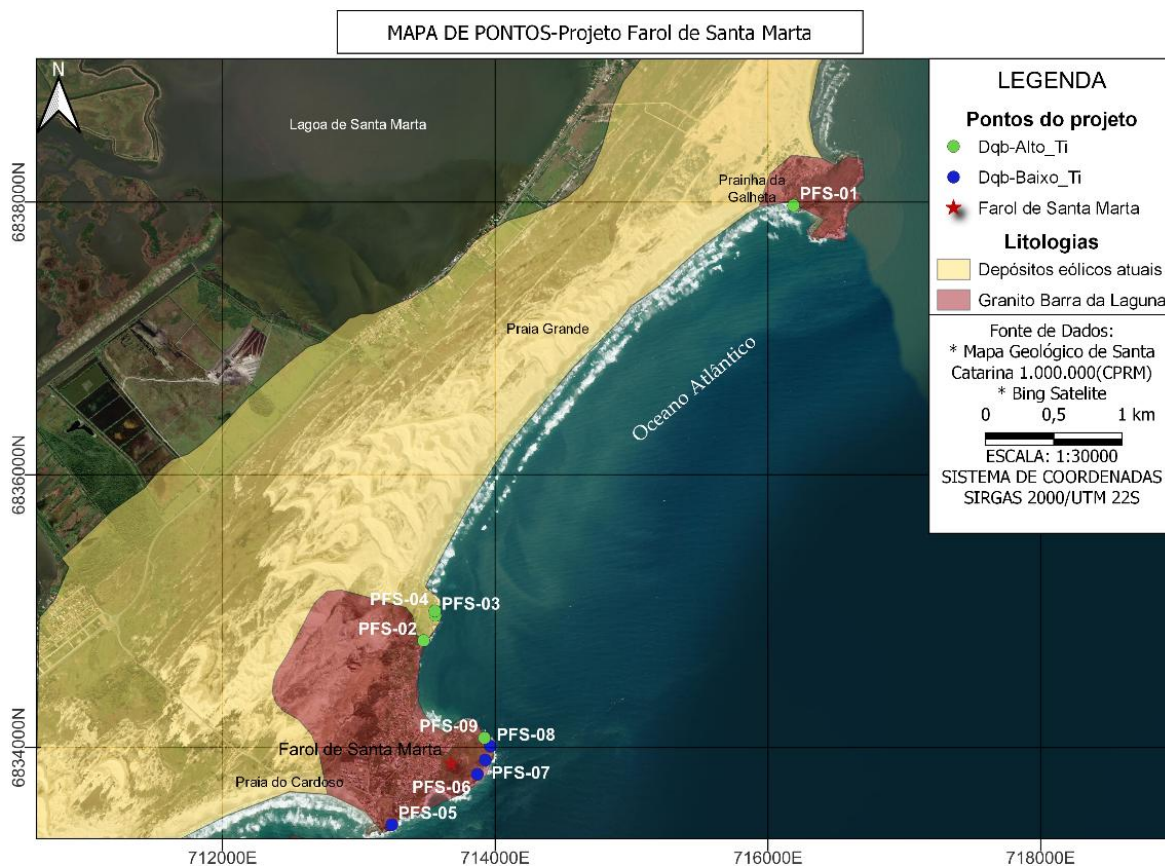
Por fim, a soleira (PFS-10) encontra-se imersa no campo de dunas na praia do Gi, localizada na porção costeira a norte em relação aos diques do Farol de Santa Marta (Fig. 15 C, D). Disposta sobre o embasamento granítico neoproterozoico (Fig. 20 F), possui eixo principal de aproximadamente 150 metros de comprimento, com direção NE (045°), ocorre na forma de uma intrusão tabular sub-vertical (Fig. 20 A), desenvolvendo disjunções colunares bem definidas e apertadas de dimensões centimétricas à decimétricas (Fig. 20 B, C) com textura afanítica equigranular fina, sem variação textural lateral (Fig. 20 E).

Figura 20: (A) Vista lateral da soleira com disjunções colunares bem definidas e apertadas. (B) Vista oblíqua da soleira com disjunções colunares bem definidas e apertadas de dimensões decamétricas, detalhe para textura equigranular fina. (C) Afloramento da porção central da soleira com disjunções colunares bem desenvolvidas e apertadas. (D) Vista frontal da soleira em seu eixo principal demonstrando as dunas recobrendo parcialmente o afloramento em contato com o embasamento granítico. (E) Afloramento da porção central da soleira com disjunções colunares bem desenvolvidas e apertadas. Detalhe para a uniformidade textural evidenciada lateralmente ao longo da soleira. (F) Encaixante granítica neoproterozoica representando o embasamento cristalino. Fonte: Do autor, 2024.



A Figura 21 ilustra o mapa de pontos realizado no projeto farol de Santa Marta em relação as unidades geológicas apresentadas anteriormente.

Figura 21: Mapa de pontos do projeto Farol de Santa Marta.

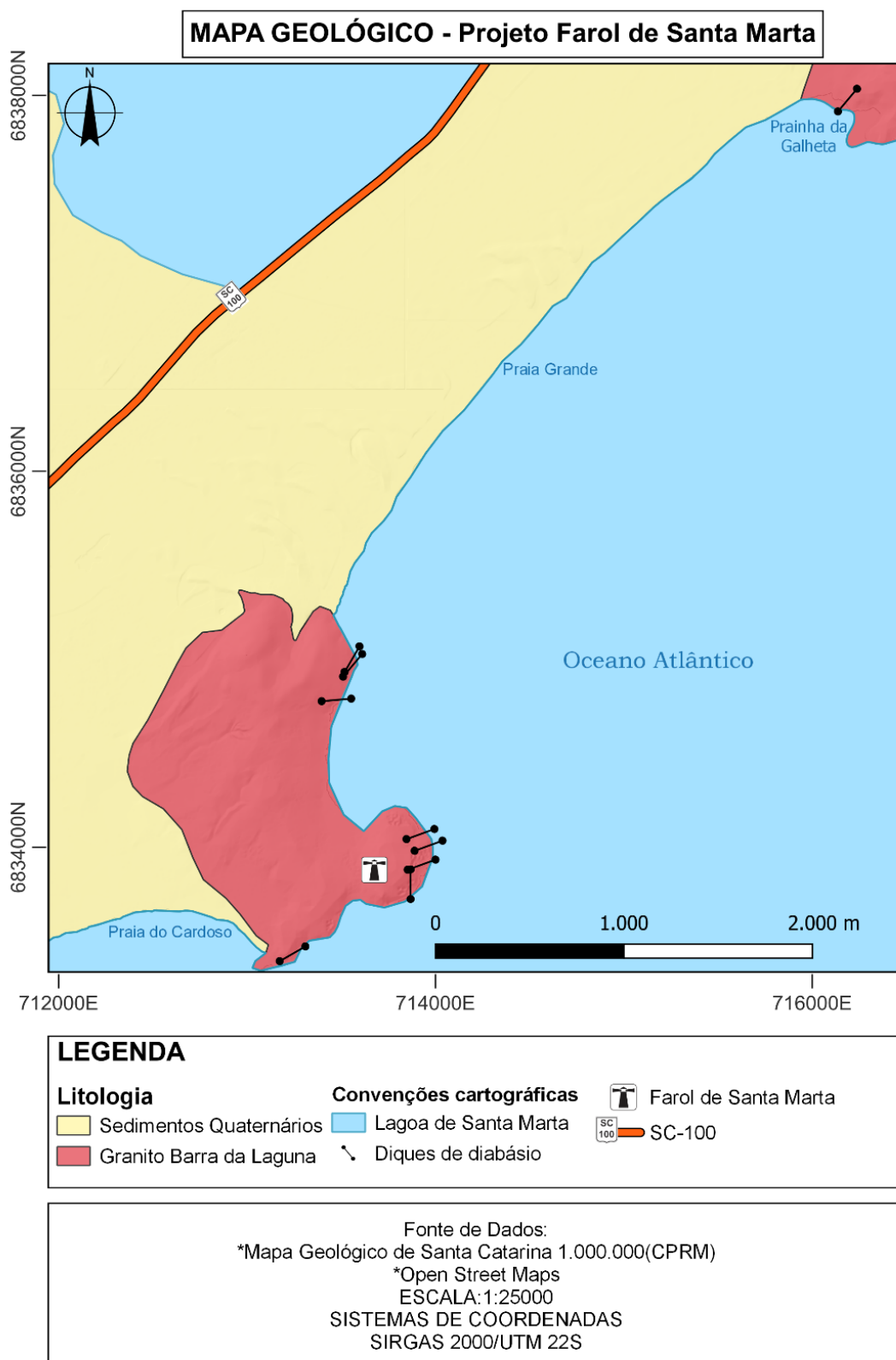


Fonte: Do autor, 2024.

A figura 22 apresenta o mapa geológico local, que mostra os diques básicos estudados neste trabalho.

Foram coletadas 23 amostras em 10 pontos. Esta coleta de amostras seguiu a sistemática com intuito de investigação petrográfica e geoquímica, assim, obtendo amostras com menor grau de intemperismo possível, de porções de bordas e centros dos diques e as rochas encaixantes com intuito de investigar as variedades composicionais encontradas (Apêndice A).

Figura 22: Mapa geológico da região do projeto Farol de Santa Marta entre as praias do Cardoso (S) e a praia da Galheta (N).



7.1.2 Petrografia e Mineralogia do Granito Barra da Laguna (GBL)

Na área de estudo foram identificadas duas variedades texturais distintas para o Granito Barra da Laguna classificadas como (i) porfírica, definida por megacristais de feldspato alcalino em uma matriz equigranular média com baixo conteúdo de minerais máficos (Fig. 23 A)) e (ii) leucogranítica com textura inequigranular média, raramente fina, de composição essencialmente quartzo-feldspática, com formação de granófiros (Fig. 24 A).

O Granito Barra da Laguna é um sienogranito, leucocrático, isótropo, de textura predominantemente porfírica, definidas por megacristais de feldspato alcalino do tipo microclínio com até 2,0 cm (Fig 23 A). A matriz dessas rochas é heterogranular com predomínio da granulação média, composta por plagioclásio, quartzo, biotita, allanita, apatita, titanita, fluorita, zircão e opacos. A proporção de megacristais: matriz é de 60:40 (Fig. 23 A). A variedade textural leucogranítica de textura inequigranular ocorre apenas nas zonas onde são identificadas zonas de fusão das encaixantes em função da intrusão dos diques básicos. A seguir estas características são detalhadas.

(i) Granito Barra da Laguna porfírico de matriz equigranular média

O feldspato alcalino é subédrico a euédrico, tabular, de tamanhos variando entre 3 mm a 2 cm, com maclas do tipo carlsbad, xadrez e raramente maclas de *manebach*, com pertitas do tipo *strings* e *rods*, com lamelas de exolução (Figs. 23 B, E). Em geral os cristais são pouco fraturados.

O quartzo é anédricos a subédricos, intergranular, de tamanho variável entre 0,5mm a 1 mm, e possui feições de subgrãos e *bulging* (Fig. 23 B).

O plagioclásio é subédrico a euédrico, prismático, com dimensões variando entre 1 mm e 2 mm, com maclas polissintéticas, por vezes zonados e comumente com feições de intemperismo avançadas com intensa sericitização (Fig. 23 D).

A biotita constitui cerca de 5% dos minerais, sendo o único máfico identificado. É euédrica a subédrica, ocorre em agregados intergranulares ou cristais maiores isolados, de dimensões em média 1 mm, de coloração verde à castanho avermelhada, hábito lamelar, com típica extinção mosqueada, por vezes cloritizada (Figs. 23 C, D, F).

Os minerais acessórios são allanita, apatita, zircão, fluorita e minerais opacos.

Allanita é subédrica e comumente ocorre inclusa em plagioclásio ou como cristais de dimensões diminutas (Fig. 23 B).

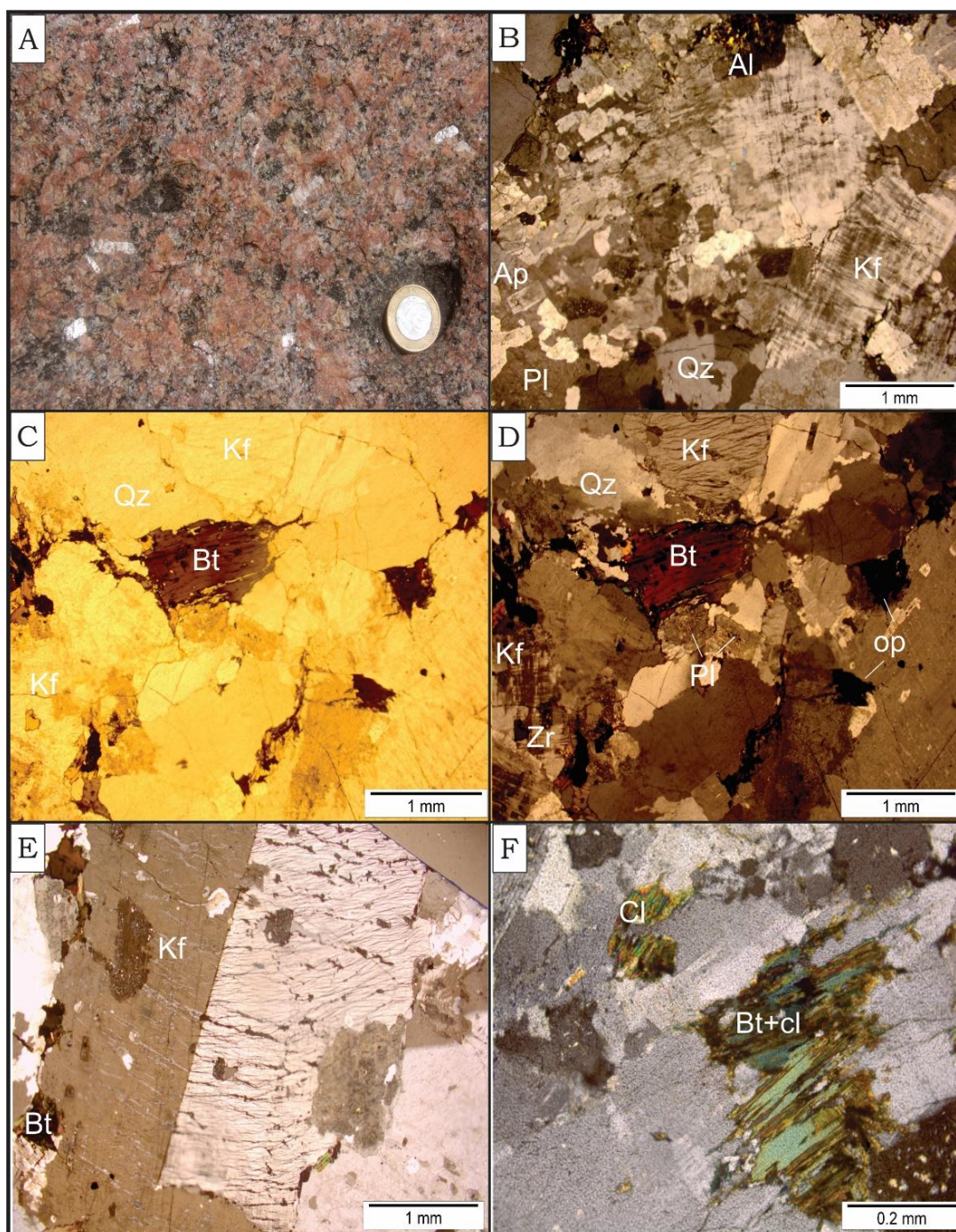
A apatita é subédrica a euédrica, comumente ocorre como prismas hexagonais, por vezes fraturadas, de dimensões em média 1 mm, comumente inclusa em biotita (Fig. 23 B).

Os zircões ocorrem em formatos arredondados, com halos pleocróicos quando inclusos em cristais de biotita (Fig. 23 D).

A fluorita é subédrica, de hábito octaédrico, isotropa, com relevo alto, e ocorrem inclusas em cristais de biotita (Fig. 23 D).

Os minerais opacos são de ocorrência esparsa, principalmente na forma de agregados de grãos diminutos que circundam os outros minerais da rocha, sugerindo seu caráter tardio.

Figura 23: Aspectos texturais e mineralógicos do GBL porfirítico de matriz equigranular média. (A) Textura porfirítica heterogranular com megacristais de k-feldspato de 1,5cm em amostra de mão. Todas as demais figuras são fotomicrografias, sendo C em luz plano polarizada e as demais com polarizadores cruzados. (B) Textura heterogranular da matriz e megacristais de KF com macla xadrez, apatita e allanita. (C) Proporção média de 60:40 megacristais: matriz e biotita vermelha na forma de agregados e cristais maiores isolados. (D) Cristais de k-feldspato com macla xadrez e pertitas, quartzo com *bulldging*, diminutos de zircão os minerais opacos em agregados ao longo dos limites dos grãos. (E) Pertitas do tipo fios no k- feldspato, com macla do tipo Carlsbad. (F) Cristais de plagioclásios parcialmente sericitizados e biotitas parcialmente substituídos por clorita.



(ii) Granito Barra da Laguna inequigranular – zonas de fusão parcial

Esta variedade textural é encontrada localmente, especificamente no ponto PFS-02 (Fig. 19) em xenólitos parcialmente assimilados, bem como na margem de um dique básico (Fig. 24 A). No ponto é possível visualizar um xenólito de granito parcialmente assimilado (Fig. 24 A), e a encaixante granítica com evidência de fusão (Fig. 24 A, B).

A textura inequigranular é definida por cristais reliquiares de quartzo e feldspato xenomórficos, de tamanhos variados, com limites irregulares decorrentes de fusão parcial com matriz fina rica em granófiros decorrente de rápido resfriamento em condições rasas (Fig. 24 B, F). A mineralogia é composta por quartzo, feldspato e minerais opacos (Fig. 24 B, F) com ausência de minerais máficos.

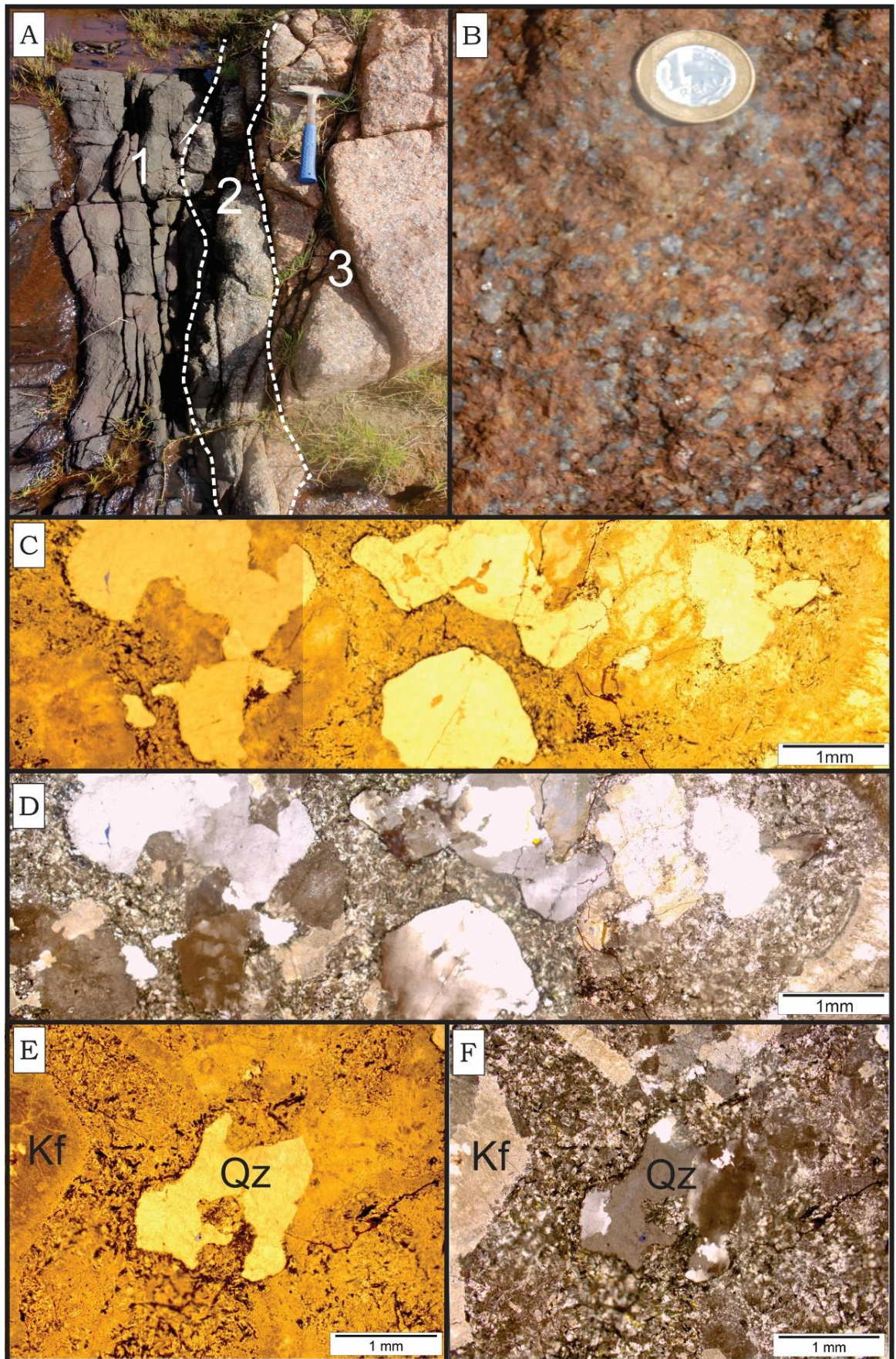
O quartzo anédrico tem dimensões de até 3,5 mm, contatos engolfados com a matriz e com extinção ondulante. (Fig. 24 C, F).

O feldspato também anédrico, de dimensões de até 1,5mm, comumente é identificado com feições de alteração. (Figs. 24 D, F).

A matriz fina é formada por diminutos cristais de minerais opacos, granófiros e vidro (Fig. 24 C, F).

A trama original da rocha já foi toda ou parcialmente obliterada, restando cristais reliquiares de quartzo e feldspatos xenomórficos parcialmente absorvidos em abundante matriz granofírica (Fig. 24 C, F).

Figura 24: Aspectos texturais e mineralógicos do GBL inequigranular em zonas de fusão parcial no PFS-02. (A) Relações de contato entre o granito encaixante parcialmente fundido e o dique básico: (1) margem resfriada do dique básico, (2) xenólito de granito parcialmente assimilado na borda do dique básico. (3) encaixante granítica com efeito de fusão. (B) Detalhe da textura inequigranular alotriomórfica no granito da borda. Todas as demais figuras são fotomicrografias, sendo C e E em luz plano polarizada e as demais com polarizadores cruzados. (C) Textura inequigranular com cristais reliquiares de quartzo e feldspato xenomórficos, cristais de feldspatos argilizados, matriz fina. (D) Textura inequigranular com cristais reliquiares de quartzo e feldspato xenomórficos, cristais de quartzo com extinção ondulante, opacos disseminados na matriz fina formada por granófiros. (E) Detalhe dos cristais de quartzo e de K-feldspato xenomórficos e minerais opacos esqueletais na matriz. (F) Detalhe dos cristais de quartzo e de K-feldspato xenomórficos e matriz granofírica.



7.1.3 Petrografia e Mineralogia dos Diques Básicos e Soleira do Gi

Os diques básicos que ocorrem na região do FSM e a soleira que ocorre na Praia do Gi são compostos por plagioclásio, augita, titanaugita, além de rara enstatita, olivina, minerais opacos e apatita. Quartzo, feldspato e vidro intersertal são também identificados, sobretudo em mesóstase. Minerais de alteração mais comuns são carbonato, sericita e argilominerais como celadonita.

As análises petrográficas permitem a identificação de variedades texturais e petrográficas para os diques do FSM e da soleira, que foram agrupadas em quatro grupos;

- (i) Margens resfriadas com predomínio de diabásios e basaltos com texturas equigranulares finas e/ou muito finas, microporfíricas à glomeroporfíricas.
- (ii) Região central dos diques de basaltos e microgabros onde a textura é predominantemente equigranular média, raramente grossa, de textura ofítica e sub-ofítica.
- (iii) Dique de diabásio, basalto traqui andesítico e basaltos andesíticos com textura afanítica à porfírica com vesículas e amígdalas (PFS-02).
- (iv) Soleira de basalto andesítico com textura equigranular fina.

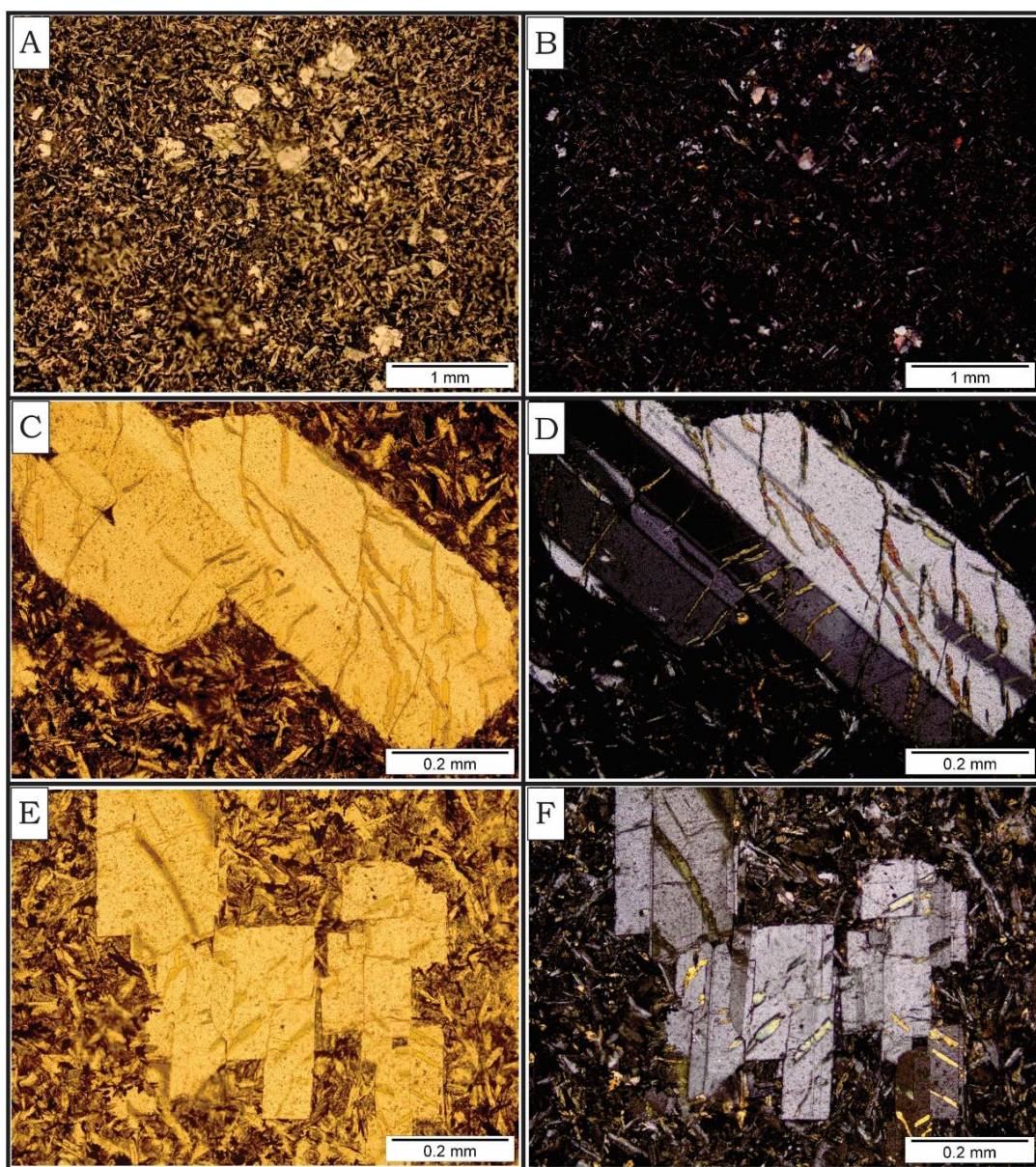
A seguir estas variedades são descritas e detalhadas.

7.1.4 *Bordas dos diques* - texturas equigranulares finas e/ou muito finas, microporfíricas à glomeroporfíricas.

Nas margens resfriadas a textura predominante é a microporfírica com matriz fina a vítrea (Fig. 25 A, B), também identificada nos cristais maiores (Fig. 25 C, D), que por vezes estão aglomerados definindo a textura glomeroporfírica (Fig. 25 E, F).

Os megacristais de plagioclásio são cristais subédricos a euédricos, prismáticos, de tamanhos em média 2,0mm. A matriz fina é composta por vidro vulcânico, minerais opacos, apatita acicular, plagioclásio com feições de resfriamento rápido, como terminações irregulares e cristais ocos, além de piroxênio e raros cristais de quartzo.

Figura 25: Aspectos texturais e mineralógicos das margens resfriadas dos diques básicos com textura equigranular fina e/ou muito fina, microporfírica à glomeroporfírica. Fotomicrografias, A, C, E em luz plano polarizada e B, D, F são as fotomicrografias equivalentes às anteriores tomadas com polarizadores cruzados. (A e B) Textura micro porfírica de matriz vítrea. Detalhe para vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo e calcita. (C) Textura microporfírica de matriz fina definida por megacristais de plagioclásio euédricos em matriz fina com plagioclásios e piroxênicos ripiformes e opacos esqueletais. (D) Textura microporfírica de matriz fina. Destaque para as inclusões de cpx nos cristais de pl. (E e F) Textura glomeroporfírica monominerálica de pl. Detalhe para as inclusões de pigeonita(?).



Fonte: Do autor, 2024.

Raros cristais de plagioclásio apresentam feições de desequilíbrio como cristais ocos e terminações irregulares e do tipo “rabo-de-andorinha”, com tamanho médio dos cristais de 0,5mm (Figura 26 A).

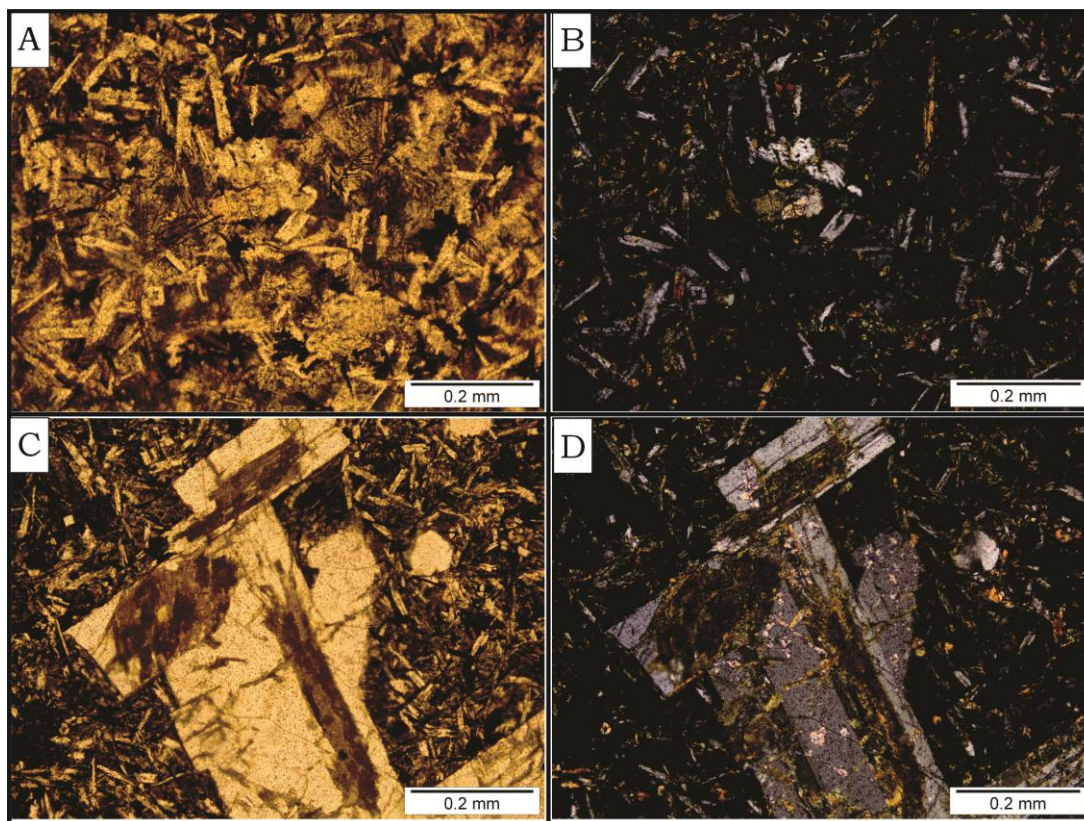
Os cristais de augita são menores, por vezes ocorrem como agregados, com tamanhos variados entre 0,2mm e 0,5 mm, hábitos ripiformes, geralmente incolores na luz plano polarizada. Características como extinção oblíqua entre 35° e 48°, ângulo 2V da ordem de 48° a 50°, cores de interferência de primeira ordem superior à segunda ordem (variando entre amarelo, vermelho, laranja e violeta).

Vesículas e amígdalas ocorrem raramente preenchidas por quartzo e carbonato (Figura 26 B).

A matriz fina é composta essencialmente de microcristais de plagioclásio e clinopiroxênio, vidro vulcânico e minerais opacos (Figura 26 C). Os cristais de plagioclásio são ripiformes e apresentam feições de desequilíbrio e resfriamento rápido em geral menores do que 0,1mm. Os cristais de piroxênio são ripiformes a tabulares e ocorrem inclusos em cristais de pl, possuem tamanhos em média 0,2mm, sendo difícil a determinação das suas propriedades ópticas.

Eventualmente os cristais de pl estão inclusos por diminutos cristais de piroxênio de coloração esverdeada do tipo Pigeonita (?). Feições de argilização com coloração esverdeada celadonita (?) ou amarronada goetização (?), são comuns como minerais secundários de alteração. Raríssimos cristais de pequenas dimensões (0,2mm) ocorrem totalmente substituídos por material argiloso (Figura 26 C, D).

Figura 26: Aspectos texturais e mineralógicos das bordas dos diques básicos. Fotomicrografias A, C em luz plano polarizada B e D, com polarizadores cruzados. (A) Minerais opacos e vidro vulcânico em aglomerados na matriz. (B) Minerais opacos e vidro vulcânico em aglomerados na matriz. Destaque para os cristais de pl com terminações ocas. (C) Destaque para os cristais aglomerados de pl englobando cristais diminutos de cpx (D) Alterações secundárias dos minerais máficos.



Fonte: Do autor, 2024.

7.1.5 Dique de textura afanítica à porfírica com vesículas e amígdalas (PFS-02).

As rochas do ponto PFS-02, estão subdividas em sítios amostrais A, B, C, D, E e F, sendo (A, B e C) porções de borda e centro de um dique básico vesiculado e com amígdalas, apontando alto conteúdo de voláteis, conforme ilustrado na figura 19. Este dique ocorre na margem oeste de um dique básico com bordas afaníticas e centro equigranular médio separado do mesmo por xenólitos de granito.

A mineralogia deste dique é similar a anteriormente descrita nas diferentes porções dos demais diques. A principal diferença é a abundância de vidro vulcânico na matriz, a

ausência de olivinas, porções com aglomerados de plagioclásio e o preenchimento das amígdalas por quartzo, carbonato e argilas.

A seguir são descritas as características minerais e texturais do dique vesiculado em suas diferentes porções.

As texturas variam desde os termos microporfíricos de matriz fina (Fig. 27 A, B, C e D). Todas estas porções contêm vesículas e amígdalas (Fig. 27) na margem resfriada. Textura microporfírica e glomeroporfírica é identificada no centro (Fig. 27 E, F).

Os megacristais de plagioclásio ocorrem com formatos subédricos a euédricos, prismáticos a ripiformes, com dimensões de 2,5mm, até 0,5cm. Desenvolvem além das texturas microporfíricas, glomeroporfíricas, feições de entelhamento, zonas de acumulação, e bordas parcialmente corroídas. Alguns cristais estão alterados para sericita e fraturados, com material esverdeado preenchendo as fraturas.

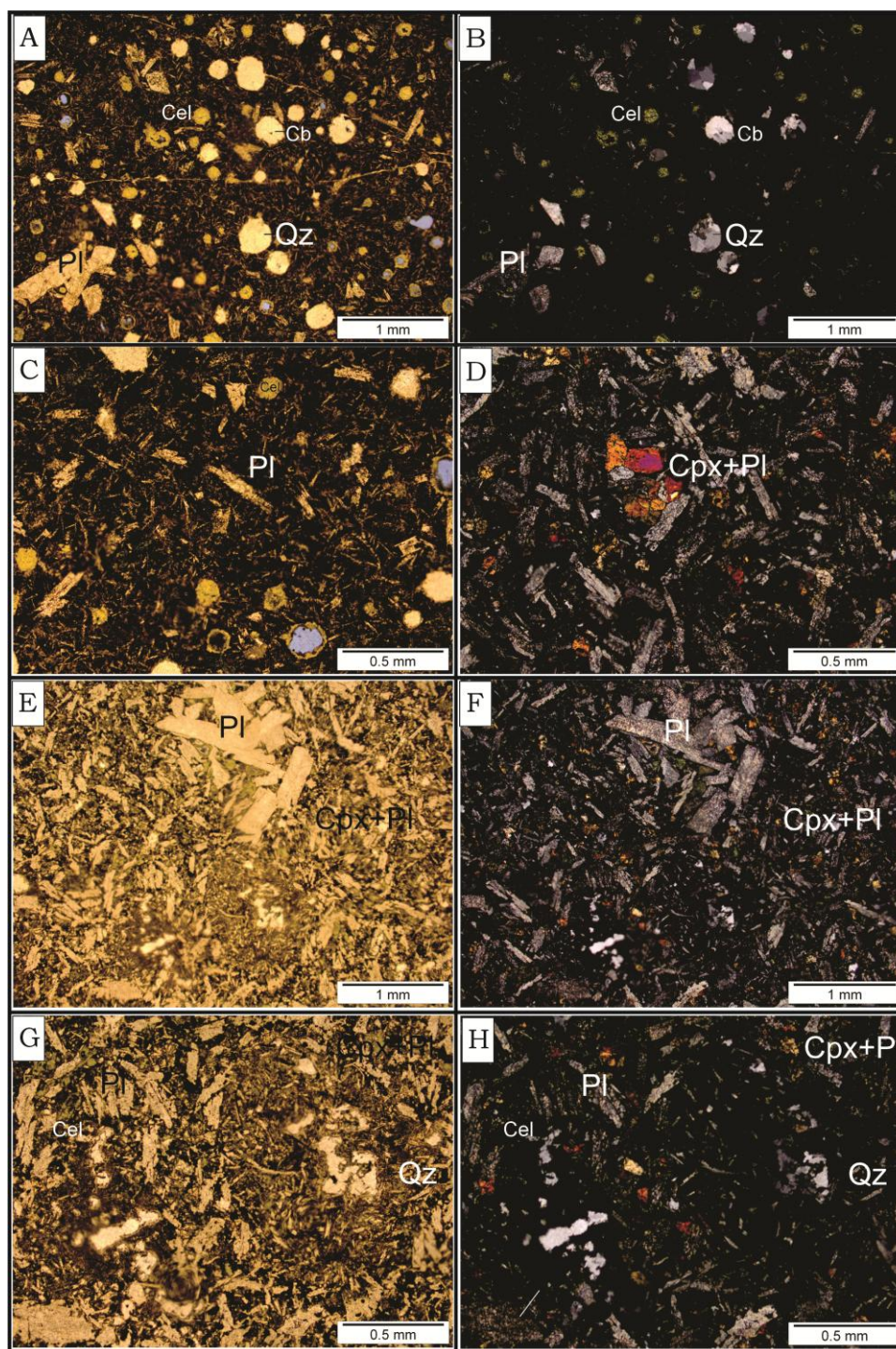
Os cristais de piroxênio são subédricos a euédricos, tabulares e prismáticos, com dimensões variando entre 0,02mm e 0,05mm, sendo difícil distinguir suas propriedades ópticas em função do tamanho diminuto.

Os minerais opacos ocorrem em formatos anédricos, aciculares e cúbicos, disseminados na matriz.

Amígdalas e vesículas ocorrem em todas as porções do dique, de dimensões em média de 1 mm, com preenchimento total ou parcial por quartzo, carbonato e argilas de coloração esverdeada.

Além do elevado conteúdo de vidro vulcânico na matriz (+60%), quartzo e Celadonita é observada nos interstícios dos grãos, interpretados como preenchimento e/ou alteração secundária. (Fig. 27 G, H).

Figura 27: Aspectos texturais e mineralógicos dos diques básicos (PFS-02). Fotomicrografias, A, C, E, G em luz plano polarizada e B, D, F, H com polarizadores cruzados. (A) Textura microporfírica de matriz fina a vítrea, com vesículas e amígdalas com preenchimento total ou parcial, vênulas com preenchimento quartzoso na margem resfriada. (B) Textura microporfírica com amígdalas com preenchimento total ou parcial por quartzo, carbonato e celadonita na margem resfriada. (C) Textura microporfírica de matriz fina a vítrea com cristais ripiformes com terminações irregulares de plagioclásio e vesículas no centro do dique. (D) Textura microporfírica com cristais de plagioclásio e clinopiroxênio aglomerados no centro dos diques. (E) e (F) Textura glomeroporfírica com cristais de tabulares de plagioclásio no centro do dique. (G) e (H) Matriz com alto conteúdo de vidro vulcânico com cristais reliquias de quartzo. Detalhe para celadonita no interstício dos grãos.



7.1.6 Centros dos diques – Texturas equigranulares.

A textura predominante nos centros dos diques varia de acordo com a dimensão dos corpos tabulares, variando em termos equigranulares finas em corpos menos expressivos, a média (Fig. 28 A e B) em corpos mais expressivos, com outras texturas subordinadas como poiquilítica, ofítica (Fig. 28 C), subofítica e pilotaxítica (Fig. 28 D).

A mineralogia principal é composta de plagioclásio, clinopiroxênio (augita), quartzo e minerais opacos. Raros cristais de ortopiroxênio (enstatita), apatita e olivinas ocorrem de forma subordinada.

Os cristais de plagioclásio são euédricos, prismáticos a ripiformes, com tamanho variável entre 1,0mm a 2,5mm, com maclas polissintéticas, e ocorre na forma de agregados intercalados com cristais de clinopiroxênio. Feições de entelhamento dos cristais são identificadas, característico de textura pilotaxítica. Alguns cristais estão alterados para sericita.

Os cristais de piroxênio são subédricos a euédricos, com formatos variando entre prismáticos e tabulares, tamanho variável entre 0,05mm a 2,00mm. Os cristais são incolores à luz plano polarizada, com extinção oblíqua nos clinopiroxênios e paralela nos ortopiroxênios, ambos frequentemente maclados. Nos clinopiroxênios o pleocroísmo é levemente rosado, com ocorrência de maclas em “ampulheta” que permitiram a sua interpretação como augitas e titano augitas (Fig. 28 D).

Nos ortopiroxênios do tipo enstatita os minerais são incolores a luz natural, com extinção reta, e cores de birrefringência variando de cinza, amarelo, vermelho e laranja de 1ª ordem, por vezes sendo difícil distinguir suas características ópticas em função do seu tamanho diminuto (Fig. 28 G).

Os cristais de apatita são os principais acessórios, são subédricos a euédricos, prismáticos e aciculares, de dimensões em média de 0,05mm, incolores á raramente azulados a luz plano polarizada. Geralmente estão associados aos demais minerais na forma de prismas curtos inclusos em plagioclásio ou dispersos como finas agulhas entre os demais minerais da rocha. (Fig. 28 E).

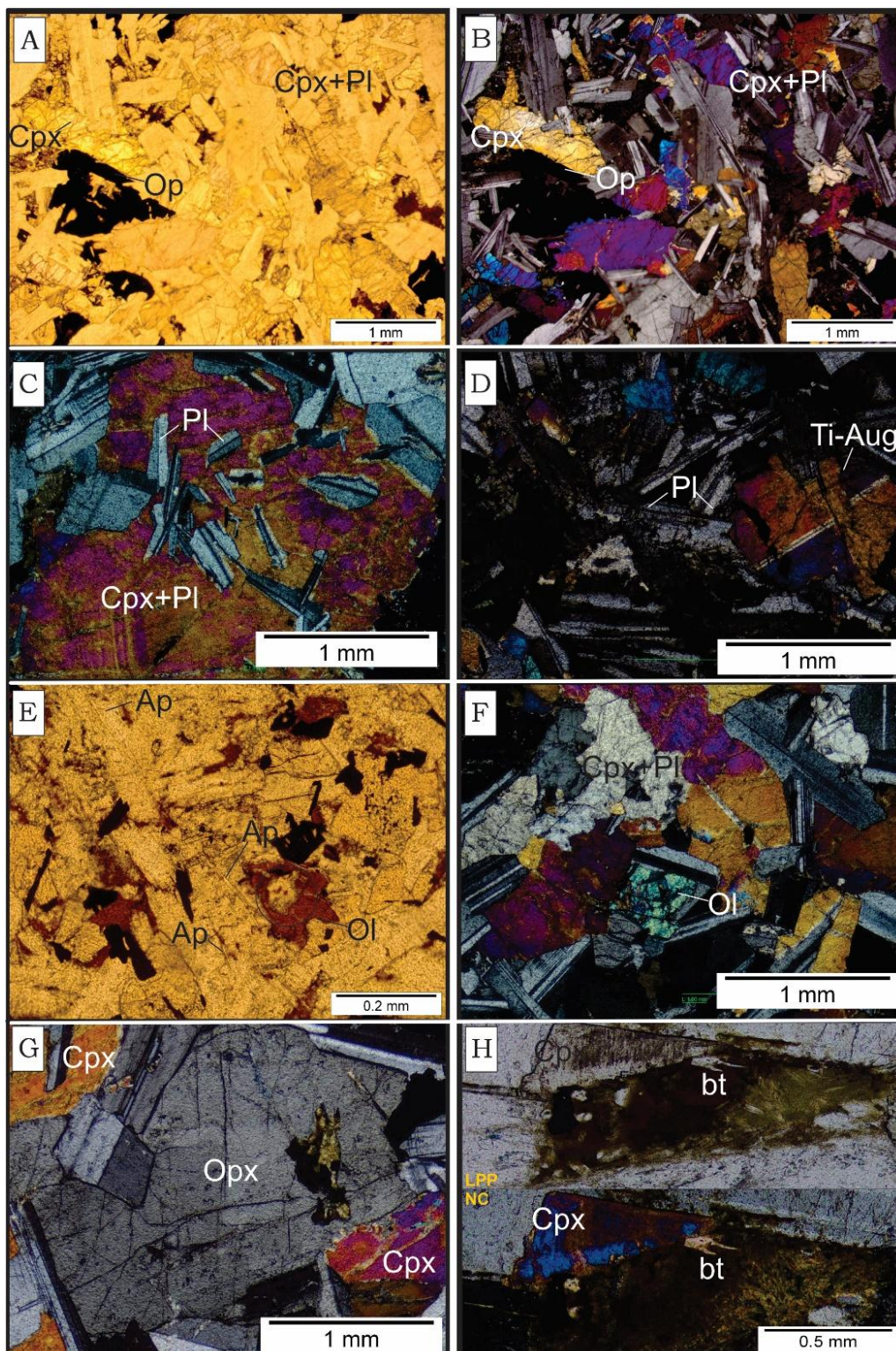
O quartzo tem ocorrência rara e restrita a agregados intergranulares observados nos interstícios dos grãos. Por vezes são identificadas texturas de intercrescimento marcadas por quartzo e feldspato, configurando líquidos finais na mesóstase.

Os minerais opacos ocorrem em agregados subédricos de formato variados desde cúbicos, losangulares a esqueléticos, em sua maioria disseminados na matriz.

Raros cristais de olivinas (identificados nos centros dos diques dos pontos PFS-05B e PFS-09B) de tamanhos diminutos (0,02mm), ocorrem com distribuição esparsa, ora como pseudomorfos subarredondados, parcialmente ou totalmente substituídos por material argiloso de coloração esverdeada à castanha (Fig. 28 E, F).

Também há a ocorrência de raros cristais de clinopiroxênios parcialmente alterados para biotitas (PFS-03B, PFS05-B) de dimensões de até 0,05mm (Fig. 28 H).

Figura 28: Aspectos texturais e mineralógicos dos centros dos diques básicos. Fotomicrografias, A, E, H, em luz plano polarizada e B, C, D, F, H, com polarizadores cruzados. (A) Textura equigranular média, opacos em agregados e disseminados. (B) Textura equigranular média, subofítica. (C) Textura poiquilítica ofítica. (D) Textura pilotaxítica. Detalhe macla em “ampulheta” da titanogaugita. (E) Apatita acicular e cristais de olivina já totalmente substituídos por iddingizita. (F) Cristal de Olivina bem preservado. (G) Cristal de ortopiroxênio com cor de interferência de 1º ordem e clinopiroxênios com cores de interferência de 2º ordem. (H) Clinopiroxênio em alteração para biotita.



7.1.7 Soleira equigranular fina.

A textura predominante na soleira da praia do Gi, varia em termos intergranular como textura principal à microporfírica, intersetal e glomeroporfírica subordinada (Fig. 29 A, B, C, D, E). A mineralogia principal é composta de plagioclásio, piroxênios, quartzo e minerais opacos.

Os cristais de plagioclásio são subédricos, prismáticos, com tamanho variável em média 1,0mm, e ocorre na forma de agregados intercalados com cristais de clinopiroxênio.

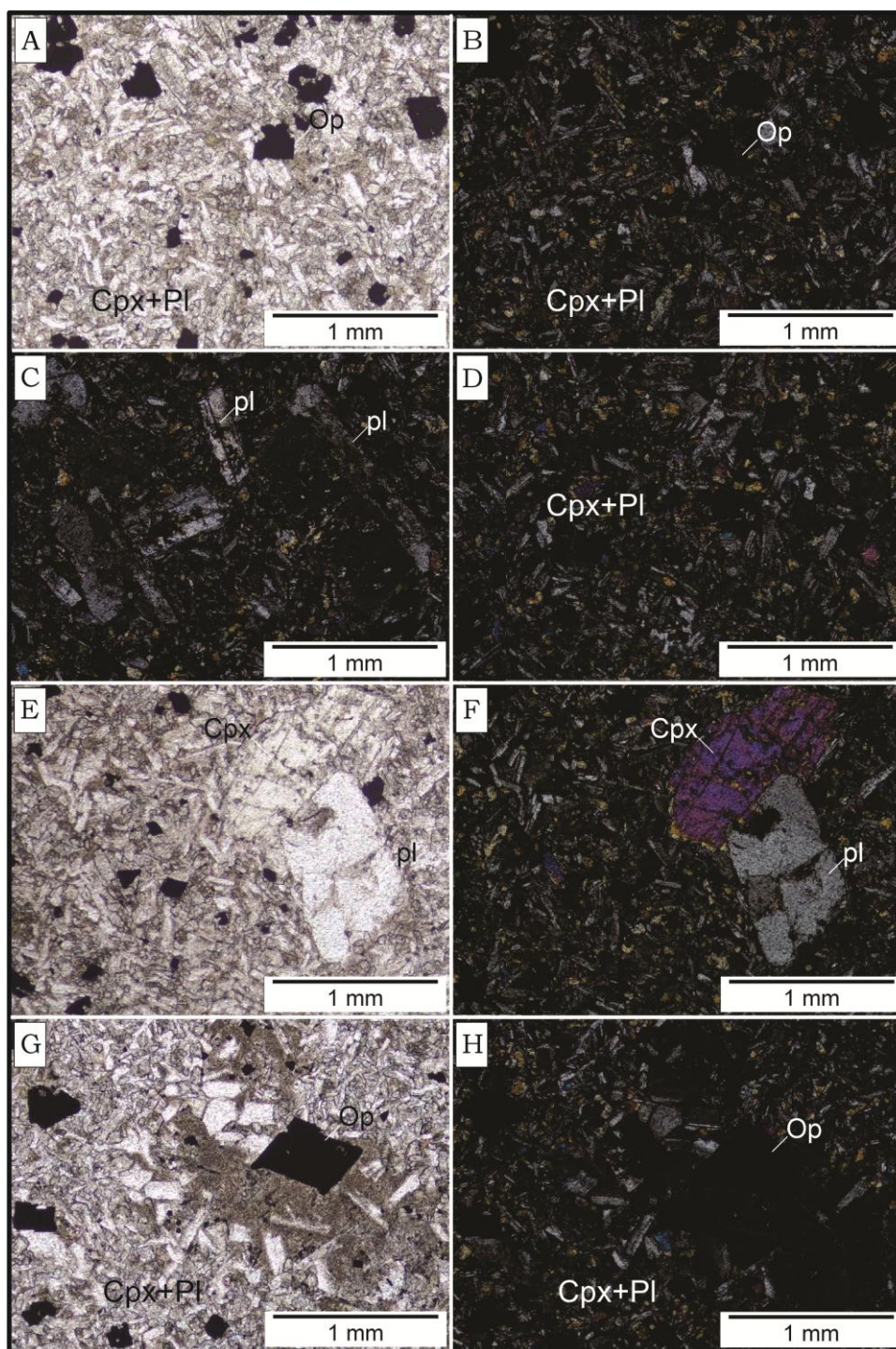
Os cristais de piroxênio do tipo augita são subédricos a euédricos, com formatos prismáticos raramente tabulares, com megacristais se destacando na matriz, de tamanho variável entre 0,02mm a 1,00mm (Fig 29. F). Os ortopiroxênios do tipo enstatita, ocorrem de forma subordinada, os minerais são incolores a luz natural, com extinção reta, e cores de birrefringência de cinza, de 1ª ordem, por vezes sendo difícil distinguir suas características ópticas em função do seu tamanho diminuto.

O quartzo tem ocorrência rara e restrita a agregados intergranulares observados nos interstícios dos grãos, por vezes com texturas de intercrescimento configurando líquidos finais na mesóstase.

Os minerais opacos ocorrem em agregados subédricos de formatos cúbicos, em sua maioria disseminados na matriz (Fig. 29 H). É possível visualizar inclusões de minerais opacos em cristais isolados de plagioclásio. Raras feições de devitrificação na matriz (Fig. 29 G).

Raros cristais de apatita (?) ocorrem de forma subordinada.

Figura 29: Aspectos texturais e mineralógicos da soleira com textura intergranular, microporfírica e glomeroporfírica. Fotomicrografias, A, E, G em luz plano polarizada e B, F, H são as fotomicrografias equivalentes às anteriores tomadas com polarizadores cruzados. Fotomicrografias C, D tomadas com polarizadores cruzados. (A, B) Textura intergranular de matriz fina. (C) Textura microporfírica de matriz fina definida por megacristais de plagioclásio subédricos e *quench*. (D) Textura intersetal desenvolvida por pl e cpx. (E, F) Textura microporfírica e glomeroporfírica. Detalhe para o mineral opaco incluído no cristal pl. (G) Opacos de formatos cúbicos. Detalhe para feições de devitrificação na matriz. (H) Opacos cúbicos disseminados na matriz.



8. GEOQUÍMICA ELEMENTAL

Os dados de geoquímica elemental em rocha total foram obtidos em 19 amostras abrangendo as margens resfriadas, centros, amostras do dique vesiculado (PFS-02) e também da soleira, a fim de classificar e caracterizar estas rochas com base na geoquímica. Foram analisados 10 elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5) por fluorescência de raio X. Os resultados analíticos para os elementos maiores são apresentados na tabela 2, e elementos menores, traços e terras raras na tabela 3. Os dados foram normalizados em base anidra para confecção dos diagramas.

Tabela 2: Resultados analíticos para elementos maiores dos diques máficos do Farol de Santa Marta e soleira do Gi, óxidos expressos em peso %. Fonte: Do autor, 2024.

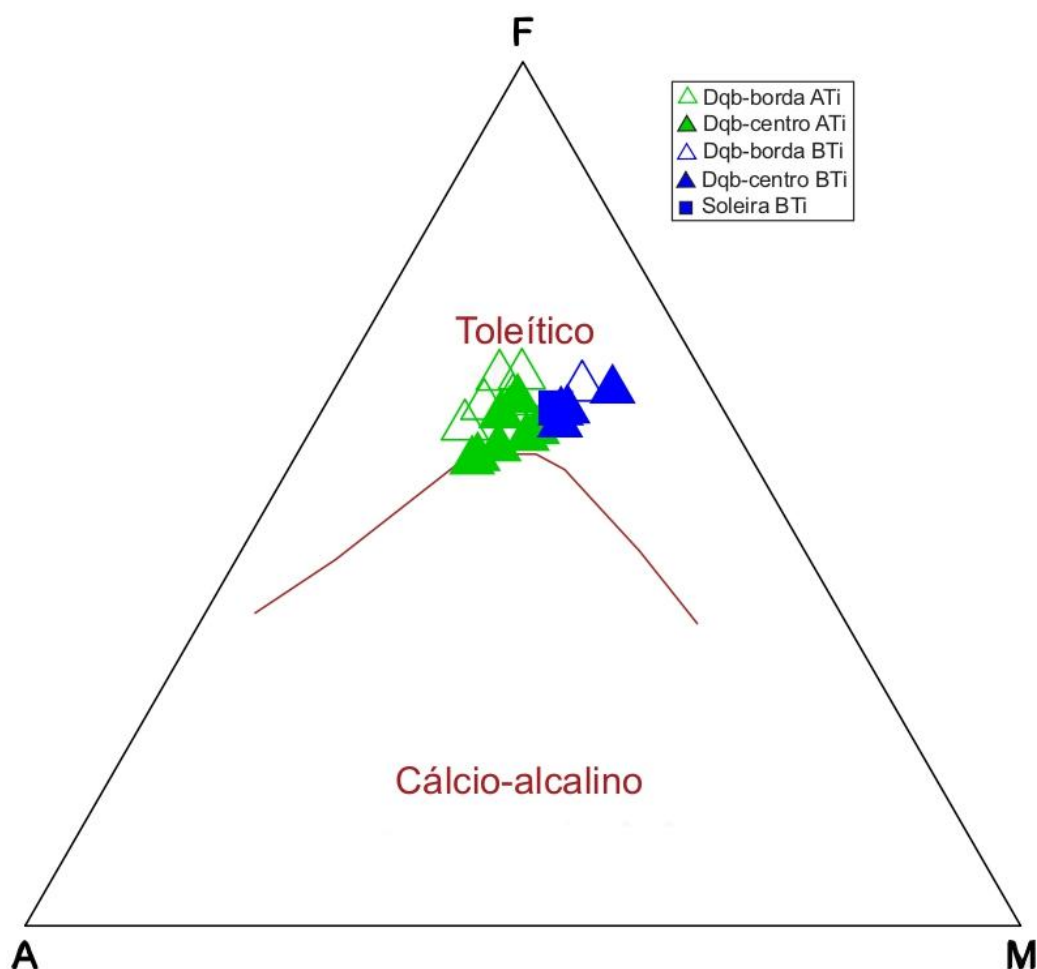
%	PFS01 A	PFS01 B	PFS02 A	PFS02 B	PFS02 C	PFS02 D	PFS02 E	PFS02 F	PFS03 A	PFS03 B	PFS04 A	PFS05 A	PFS05 B	PFS06 A	PFS07 A	PFS08 A	PFS09 A	PFS09 B	PFS10 A
SiO₂	50,16	50,77	50,76	50,91	52,02	52,24	52,23	52,39	51,75	52,63	50,54	50,6	49,74	52,365	53,23	52,95	50,68	50,48	53,88
Al₂O₃	13,04	12,82	14,97	14,07	13,79	13,75	13,29	14,14	13,15	13,07	13,3	14,34	12,29	13,49	13,6	13,79	13,18	13,01	13,31
FeOt	13,39	13,34	12,5	13,22	13,07	12,52	12,08	12,17	12,06	12,23	12,9	14,46	15,39	13,14	13,31	12,98	13,8	13,76	13,38
MnO	0,163	0,163	0,118	0,199	0,234	0,163	0,155	0,151	0,166	0,161	0,159	0,218	0,228	0,183	0,19	0,188	0,168	0,168	0,198
MgO	3,34	4,8	3,3	4,425	4,43	4,01	4,8	3,24	3,57	4,79	3,98	5,75	6,95	5,42	5,39	5,52	4,23	4,29	5,2
CaO	8,88	6,68	5,06	4,96	4,48	7,66	8,06	7,05	7,88	8,15	7,2	10,36	10,81	9,295	9,07	8,86	7,51	7,86	8,88
Na₂O	2,63	3,5	3,63	3,6	3,97	2,69	2,55	2,9	1,78	2,88	2,35	2,49	2,11	2,275	2,6	2,66	2,66	2,6	2,54
K₂O	1,7	2,48	2,19	3,335	2,65	1,89	1,65	1,91	1,83	1,74	2,58	0,5	0,37	1,175	1,08	1,19	2,03	1,93	1,19
TiO₂	3,79	3,912	3,343	3,195	3,211	3,639	3,484	3,704	3,656	3,563	3,608	1,455	1,481	1,655	1,679	1,625	3,951	3,997	1,244
P₂O₅	0,587	0,505	0,491	0,4505	0,47	0,551	0,476	0,563	0,551	0,473	0,543	0,171	0,116	0,1775	0,18	0,17	0,539	0,509	0,16
L.O.I	2,52	0,67	2,8	2,065	2,12	0,74	0,69	0,75	1,17	0,34	2,56	0,17	0	0,415	0,29	0,6	0,21	0,6	0,29
Total	100,2	99,64	99,162	100,42	100,44	99,85	99,45	98,96	98,10	100,02	99,72	100,51	99,48	99,59	100,6	100,53	98,95	99,20	100,2

Tabela 3: Resultados analíticos para elementos menores, traços e terras raras dos diques máficos do FSM e soleira do Gi. Valores expressos em ppm. Fonte: Do autor, 2024.

ppm	PFS 01-A	PFS 01-B	PFS 02-A	PFS 02-B	PFS 02-C	PFS 02-D	PFS 02-E	PFS 02-F	PFS 03-A	PFS 03-B	PFS 04-A	PFS 05-A	PFS 05-B	PFS 06-A	PFS 07-A	PFS 08-A	PFS 09-A	PFS 09-B	PFS 10-A
Ba	466	470	474	647	593	494	449	500	531	436	560	61	60	200	180	195	517	483	185
Rb	38	285	119	230	165	45	43	46	45	50	206	25	13	115	75	110	47	42	49
Sr	645	656	503	537	417	664	671	687	658	664	605	160	136	200	198	210	788	826	157
Cs	2,14	0,85	1,44	1,72	1,35	0,60	0,55	0,77	0,97	0,59	1,86	1,17	0,93	2,17	1,51	1,23	1,43	1,57	1,29
Ga	25	24	25	23	23	25	24	26	26	24	26	20	18	21	22	21	26	26	19
Ta	1,88	1,66	1,73	1,56	1,66	1,81	1,44	1,83	1,80	1,54	1,74	0,32	0,26	0,42	0,65	0,41	1,88	1,79	0,57
Hf	7,55	7,50	7,18	6,43	5,36	8,26	7,05	8,35	8,09	7,51	7,70	2,62	2,02	3,53	3,75	3,52	7,65	7,76	3,61
Nb	31,76	28,01	28,57	25,99	27,17	29,12	26,60	30,75	29,88	25,57	29,10	4,80	3,82	6,63	6,81	6,45	31,00	30,09	7,93
Zr	294	300	272	240	185	310	288	324	311	285	296	89	71	123	130	124	300	307	129
Y	37,42	35,10	38,26	34,07	33,42	36,13	34,62	37,72	40,54	34,24	37,04	30,60	25,61	31,53	32,30	30,83	34,61	34,20	32,54
Pb	8,32	5,42	8,66	6,18	5,82	6,90	5,50	7,17	7,15	5,80	6,66	2,32	1,74	4,72	4,95	5,30	6,75	6,04	6,84
Th	4,65	3,74	5,30	4,64	4,81	4,81	3,57	4,87	4,79	3,79	4,46	1,32	1,06	3,14	3,23	3,05	4,65	4,32	4,25
U	0,96	0,77	1,16	0,96	0,91	1,04	0,74	1,11	1,01	0,80	0,96	0,37	0,29	0,58	0,62	0,58	1,01	0,96	1,23
V	336	341	309	297	291	313	352	328	324	315	319	390	493	368	373	365	355	367	339
Co	39,29	39,74	38,30	38,43	35,98	33,65	38,83	33,34	35,70	35,52	37,10	46,69	56,69	41,91	42,97	42,33	41,65	41,93	42,69
Cr	20,83	68,09	38,53	37,52	35,79	28,45	95,51	30,00	30,53	86,33	34,47	52,47	69,11	92,68	96,34	98,20	33,92	35,44	11,46
Ni	47,54	63,50	50,38	51,40	48,16	42,28	71,28	43,75	44,33	63,77	48,07	56,28	74,85	61,70	64,53	64,07	53,68	58,32	39,07
La	45,45	38,97	45,60	40,50	40,56	44,23	37,21	44,75	45,11	38,07	43,10	8,03	6,21	14,81	14,95	14,34	43,19	41,41	16,25
Ce	101,10	86,21	97,40	85,92	89,32	97,01	81,39	98,62	97,90	84,28	94,33	19,20	14,91	33,44	34,04	32,24	95,60	92,14	35,20
Pr	12,74	11,17	12,09	10,77	11,17	12,28	10,37	12,39	12,32	10,73	11,88	2,63	2,06	4,31	4,35	4,24	12,11	11,74	4,44
Nd	52,98	47,71	50,73	45,21	46,73	51,54	44,42	52,80	52,86	45,70	50,79	12,71	10,05	19,27	19,74	18,63	51,53	50,08	19,12
Sm	11,11	10,32	10,50	9,32	9,68	10,87	9,52	10,94	11,00	9,79	10,59	3,75	3,07	5,05	5,15	4,90	10,71	10,37	4,76
Eu	3,63	3,15	3,25	2,87	3,00	3,42	3,00	3,47	3,48	3,12	3,32	1,33	1,11	1,58	1,60	1,54	3,41	3,33	1,39
Gd	10,09	9,30	9,63	8,76	8,89	9,78	8,78	9,95	10,16	8,90	9,50	4,56	3,72	5,56	5,64	5,29	9,56	9,27	5,21
Tb	1,40	1,34	1,36	1,20	1,23	1,41	1,24	1,44	1,45	1,27	1,36	0,83	0,69	0,94	0,98	0,91	1,32	1,31	0,91
Dy	7,68	7,22	7,35	6,52	6,63	7,58	6,68	7,57	7,82	6,84	7,28	5,24	4,29	5,61	5,77	5,48	7,01	6,90	5,59
Ho	1,40	1,33	1,38	1,22	1,26	1,40	1,23	1,40	1,48	1,29	1,36	1,11	0,93	1,15	1,19	1,14	1,31	1,28	1,20
Tm	0,45	0,43	0,45	0,40	0,41	0,46	0,41	0,46	0,48	0,42	0,44	0,43	0,36	0,43	0,44	0,43	0,41	0,41	0,48
Er	3,42	3,27	3,43	3,03	3,13	3,45	3,06	3,42	3,60	3,15	3,30	2,97	2,48	2,98	3,09	2,96	3,17	3,15	3,22
Yb	2,70	2,62	2,76	2,41	2,50	2,79	2,46	2,72	2,83	2,53	2,62	2,77	2,32	2,70	2,76	2,64	2,48	2,44	2,99
Lu	0,39	0,37	0,39	0,34	0,35	0,40	0,35	0,39	0,41	0,36	0,37	0,41	0,34	0,39	0,41	0,39	0,35	0,35	0,45

O diagrama triangular AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs ($\text{FeO}t$) vs MgO) de Irvine e Baragar, (1971), é comumente usado para a distinção entre os *trends* toleíticos e não toleíticos nas séries magmáticas subalcalina. As rochas são classificadas como toleíticas. O caráter toleítico dos diques maficos do Farol de Santa Marta é evidente pois todas as amostras plotam no campo sub-alcalino conforme ilustrado na Figura 31.

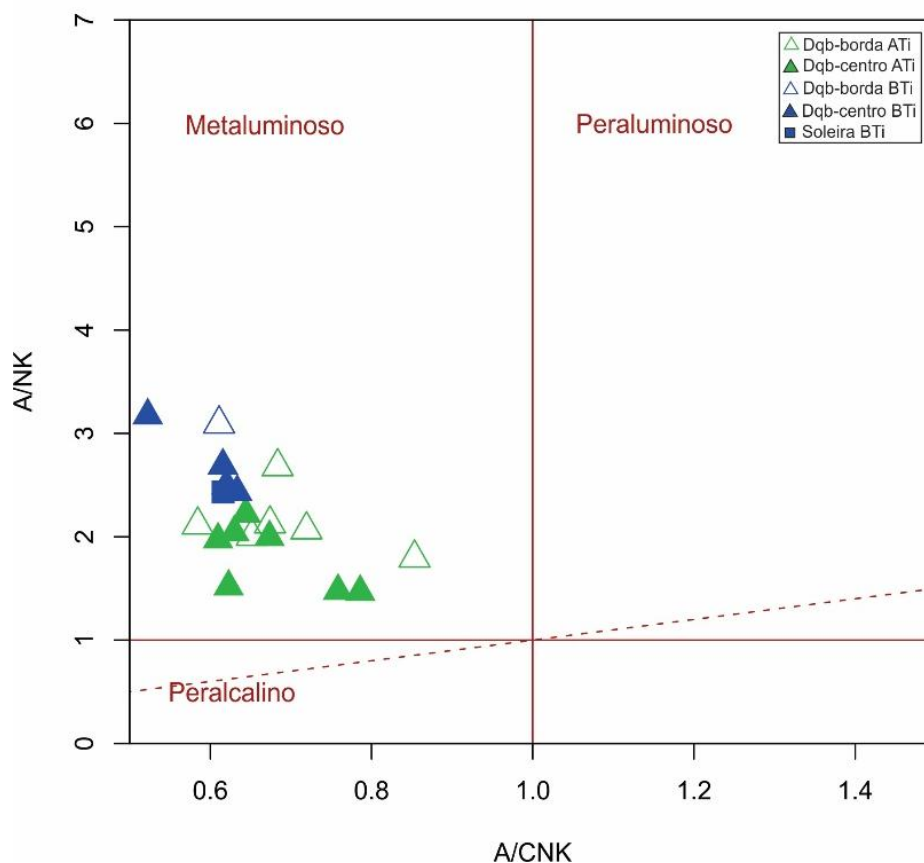
Figura 31: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) ilustrando o caráter toleítico das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta.



Fonte: Do autor, 2024.

O diagrama A/CNK vs A/NK , é baseado no índice de saturação por alumínio ($\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_{3\text{mol}} / [\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$), que separa rochas peraluminosas ($\text{ASI} > 1$) de rochas metaluminosas ($\text{ASI} < 1$). Para as rochas do Farol de Santa Marta, todas as amostras são metaluminosas, com valores de A/CNK menores que 1 (Fig. 32).

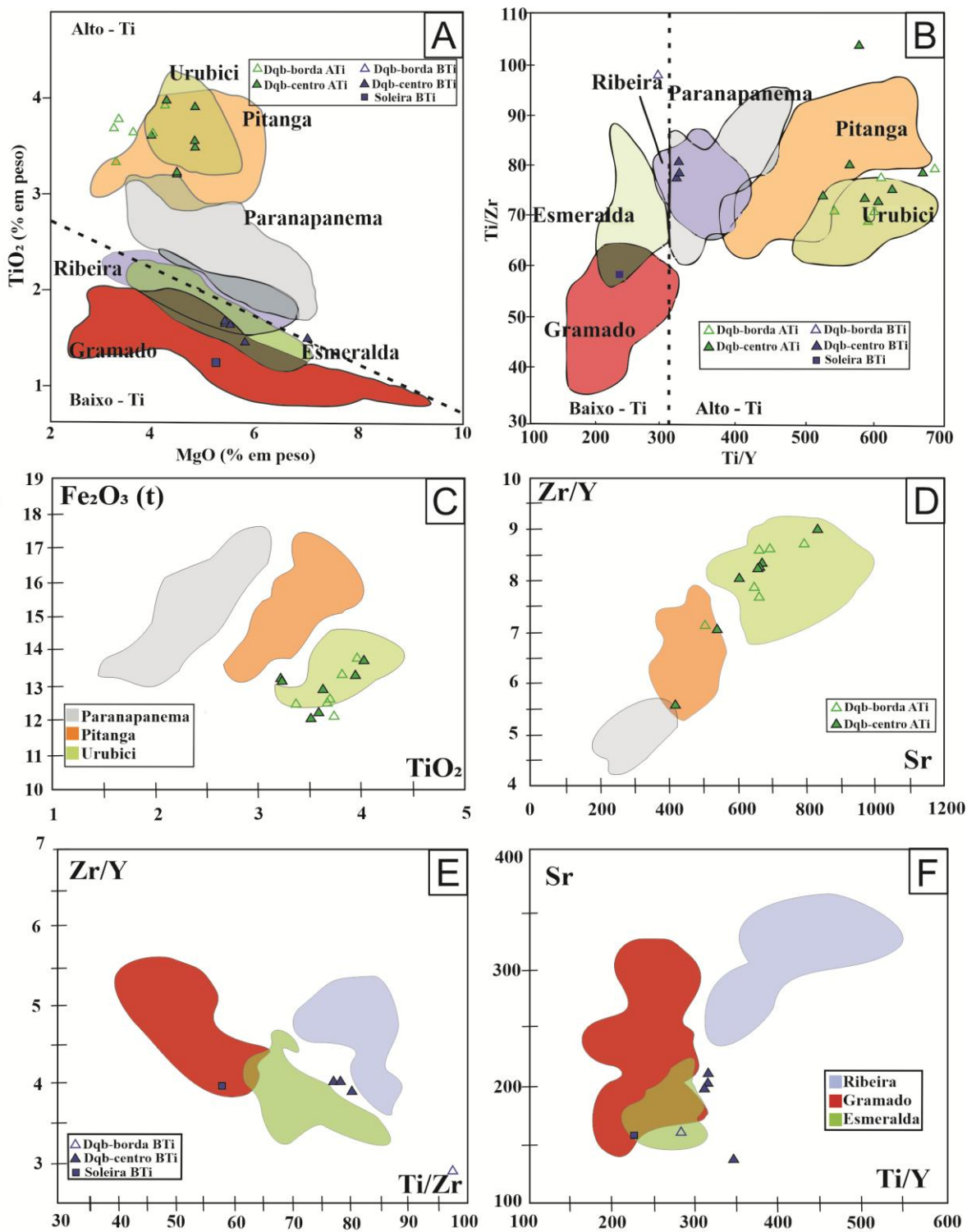
Figura 32: Diagrama de Shand (1943), A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ilustrando o caráter metaluminoso dos diques máficos do Farol de Santa Marta.



Fonte: Do autor, 2024.

Diagramas discriminatórios de magmas-tipo da Província Magmática Paraná de Peate *et al.*, (1992) foram utilizados para classificação das rochas estudadas. De acordo com esta classificação, os diques máficos do Farol de Santa Marta e a soleira do Gi são classificados como rochas de alto-Ti (A-Ti) e baixo-Ti (B-Ti) (Fig. 33 A e B). Os diques máficos de A-Ti, são equivalentes ao magma-tipo Urubici (Fig. 33 A-D), e os diques máficos do grupo B-Ti são classificados como magma-tipo Esmeralda (Fig. 33 A, B, E, F). A soleira da Praia do Gi também é do grupo B-Ti porém, do magma-tipo Gramado (Fig. 33 A, B, E, F).

Figura 33: Diagramas binários ilustrativos dos critérios para discriminar os diferentes tipos de basaltos da PMP. (A) TiO_2 vs MgO (B) Ti/Zr vs. Ti/Y para divisão dos basaltos alto-Ti e baixo-Ti que ocorrem no FSM. (C) TiO_2 vs. Fe_2O_3 (D) Sr vs Zr/Y para divisão dos basaltos $\text{TiO}_2 > 2$. (E) Ti/Zr vs Zr/Y e (F) Sr vs. Ti/Y para basaltos com $\text{TiO}_2 < 2$.



Fonte: Do autor, 2024.

8.1.2 Diagramas bivariantes (MgO)

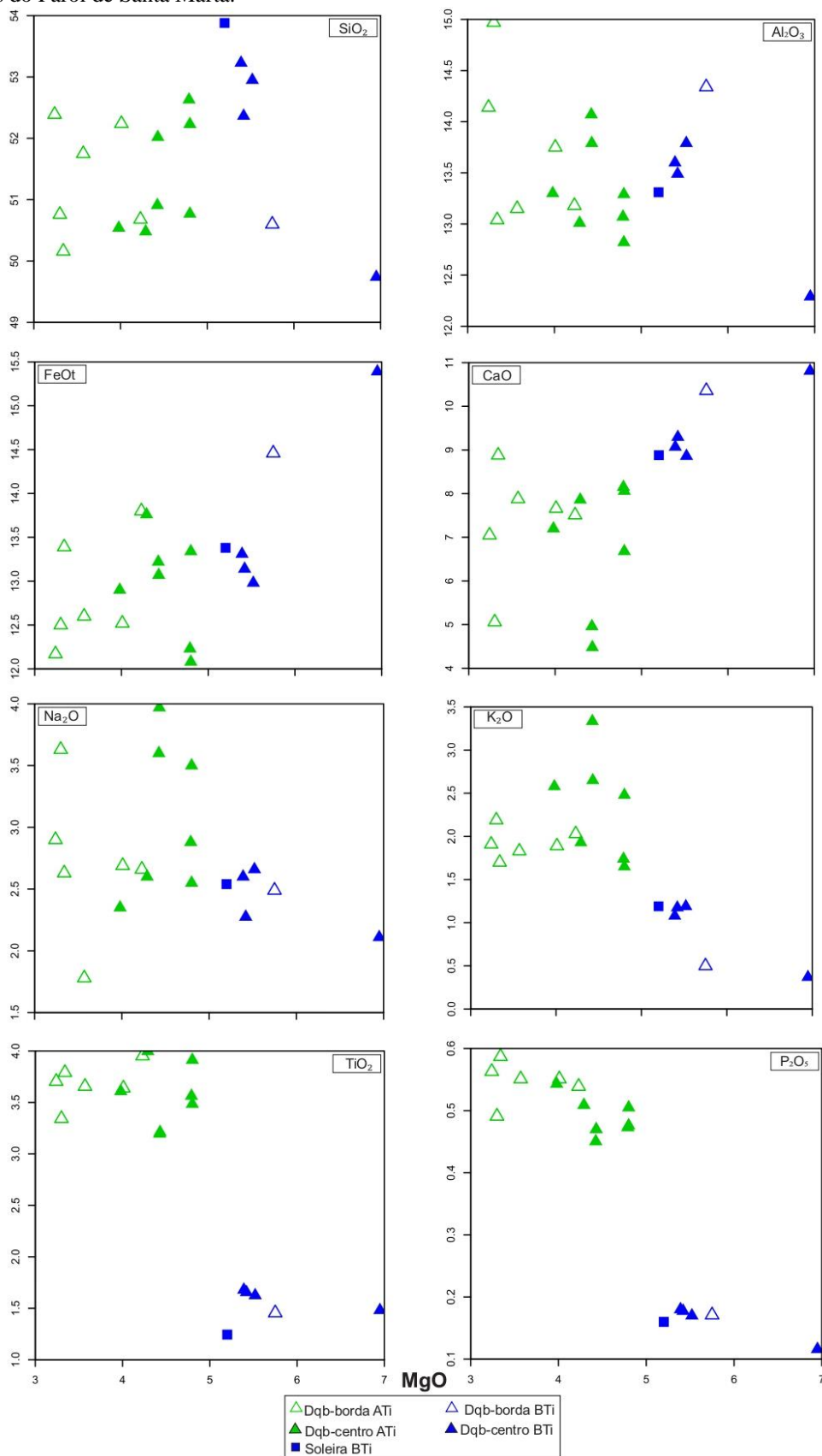
A análise dos elementos maiores em diagramas bivariantes utilizando o MgO como índice de diferenciação (Fig. 34) permite a separação de alguns grupos.

Quando considerado o conteúdo de TiO_2 , é notável a presença de um grupo com altos teores de TiO_2 (3,1-3,91 peso %) e P_2O_5 (0,45-0,58 peso %), chamado (A-Ti) e menor MgO ($\text{MgO} < 5$) e outro grupo baixos teores de TiO_2 (1,24-1,67 peso %) e P_2O_5 (0,11-0,18 peso%), chamado (B-Ti) e com maiores teores de MgO ($\text{MgO} > 5$).

O grupo A-Ti mostra maior dispersão para elementos como SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O e CaO . Em contraste o grupo B-Ti mostra uma dispersão menor para os mesmos elementos. Ainda, centro e borda dos diques apresentam coerência no comportamento para os elementos maiores, com raros outliers. Os conteúdos de SiO_2 e CaO são mais elevados no grupo A-Ti e os de K_2O são menores.

Não há correlação clara entre as rochas básicas de Alto-ti e Baixo-Ti, o que desvincula a origem destes dois magmas-tipos.

Figura 34: Diagrama bivalente para os elementos maiores utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta.



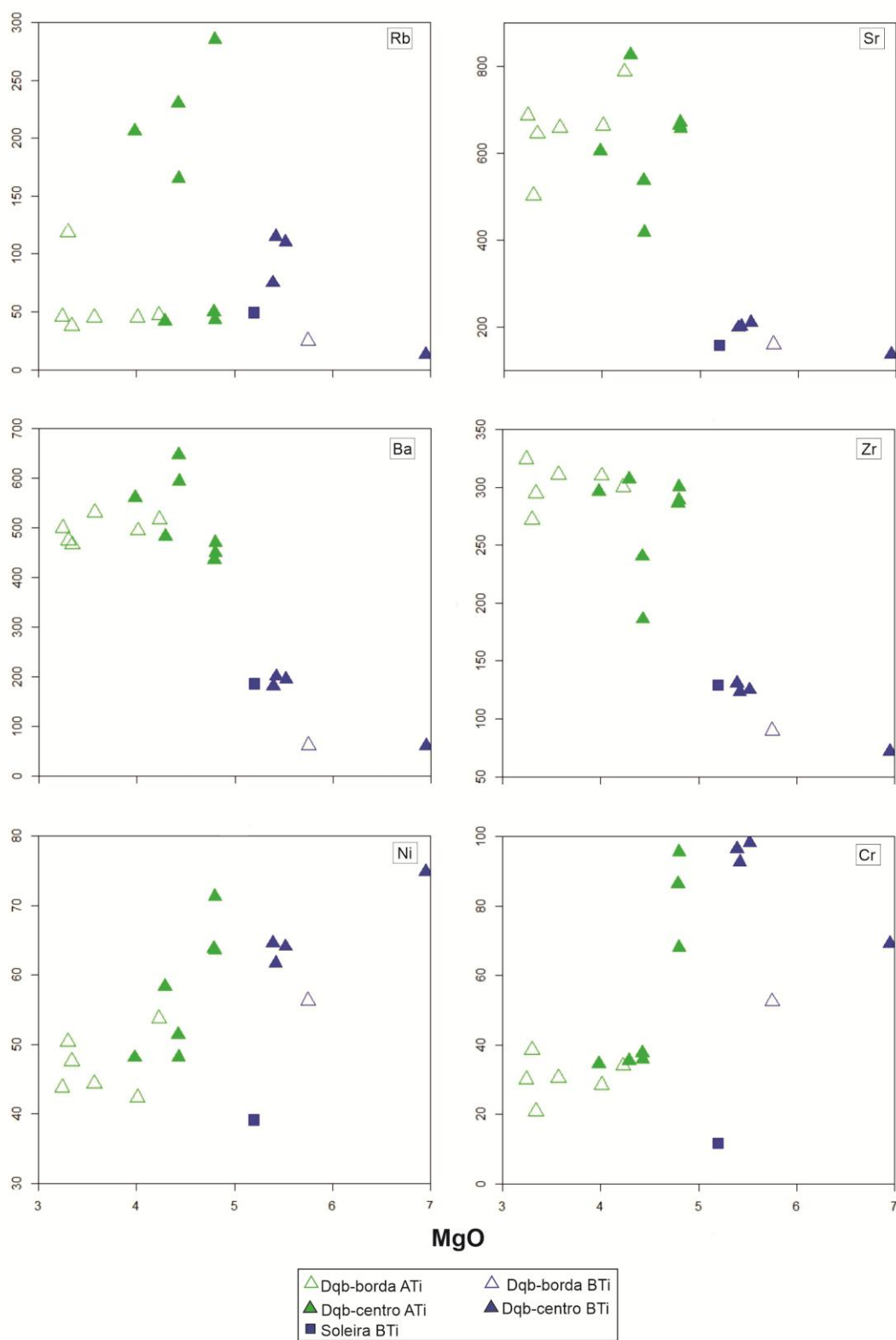
Para avaliação do comportamento dos elementos menores e traços, os dados também serão abordados conforme os grupos mencionados acima, conforme ilustrado na Figura 35.

Para os elementos litófilos de grande raio iônico como o Rb, Sr, Ba as amostras do grupo apresentam valores muito variados para bordas e centros. No caso Rb, o grupo A-Ti apresenta valores muito variados (38-285 ppm), já no grupo B-Ti, apresentam-se mais próximas (75-115 ppm), com exceção do PFS-05 (13-25 ppm) e o PFS-10 (49 ppm). Para o Sr há uma separação entre os grupos alto-Ti e baixo-Ti bem evidente, o grupo A-Ti apresentam altos valores (417-826 ppm), e grupo B-Ti tem valores inferiores (136-210 ppm). Por fim, para o Ba, o grupo A-Ti apresenta valores elevados (436-593 ppm), enquanto o grupo B-Ti valores inferiores (60-200 ppm).

Para o elemento traço incompatível como Zr, o grupo A-Ti possui valores amplamente variados (185,9-324,5 ppm) e mais elevados que o grupo B-Ti, cujos valores são mais coerentes (89,5-130,7 ppm).

Os elementos traços compatíveis como Ni e Cr mostram uma dispersão dos dados, com valores do Ni, para o A-Ti de 42,2-71,2 ppm e o B-Ti com 39-74,8 ppm, e o Cr é notadamente mais elevado para o Grupo B-Ti (11,4-98,2 ppm) e algumas amostras do grupo A-Ti, sendo o último um grupo com ampla dispersão (20,8-95,5 ppm).

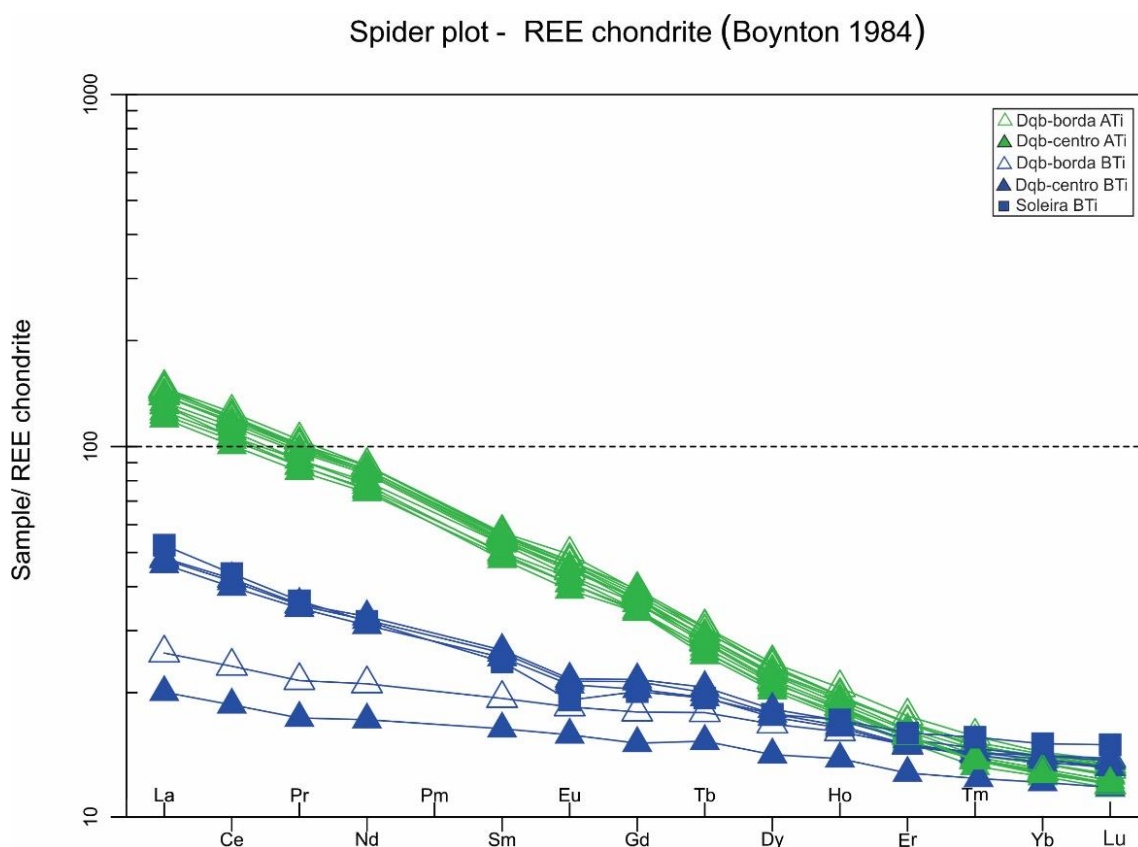
Figura 35: Diagrama bivalente para os elementos menores e traços utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta.



8.1.3 Elementos Terras Raras

O diagrama com os padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados para os condritos de Boynton, (1984), é apresentado na figura 36. São observados dois padrões de distribuição dos ETRs distintos: (i) o grupo de alto-Ti, com padrões de terras raras leves com maior fracionamento de ETRL/ETRP, evidenciado pela razão média $(La/Yb)_N$ 10,89, sem anomalia negativa de Eu; e (ii) o grupo de baixo-Ti com padrões menos fracionados, com razão $(La/Yb)_N$ em média 9,19, com fraca anomalia de Eu. A soleira e os diques B-Ti, estão associados à um mesmo sistema em função da sua correlação. Duas amostras com comportamento anômalo de ETRL/ETRP, com razão $(La/Yb)_N$ de 1,95(A) e 1,8(B) são as amostras do dique de maior expressão do PFS-05.

Figura 36: Diagrama de elementos terras raras normalizados pelo condrito (Boynton,1984) para as rochas básicas a intermediárias intrusivas do Farol de Santa Marta.



9. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Com base nos dados petrográficos e geoquímicos produzidos neste trabalho, foram avaliadas as principais características inerentes as rochas básicas encontradas no FSM, além das rochas graníticas encaixantes. Os dados obtidos serão discutidos em diferentes itens abordando cada tópico.

Ainda, a comparação dos dados geoquímicos com aqueles das lavas dos magmas-tipo identificados nos diques estudados e dos diques do EDF é apresentada para fins de comparação e correlação.

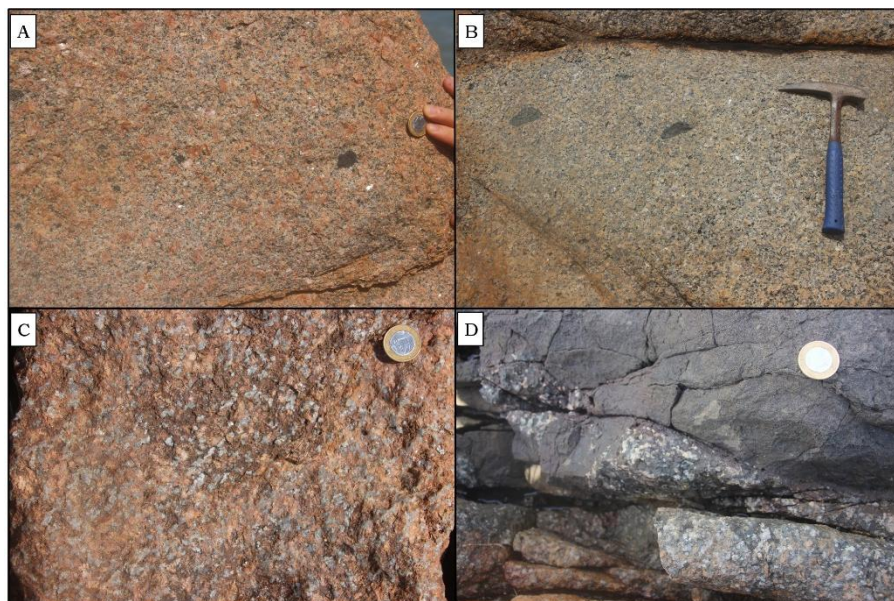
9.1.1 Geologia do Granito Barra da Laguna (GBL)

No Farol de Santa Marta, o GBL é um biotita sienogranito isótropo, com duas fácies identificadas.

Uma com textura inequigranular porfirítica (Fig. 37 A) de matriz média marcada por megacristais de k-feldspato com até 2 cm de comprimento com enclaves microgranulares máficos arredondados (Fig. 37 B).

A outra fácies, ocorre localmente em regiões com evidências de fusão, limitada a porção de borda de um dique A-Ti (PFS-02), onde se verifica que a textura original da rocha granítica encontra-se obliterada (Fig. 37 C), definida pela textura inequigranular alotriomórfica, compostas por material granofírico, marcada por aumento da proporção de matriz, além de cristais parcialmente absorvidos e também porções parcialmente assimiladas na forma de xenólitos (Fig. 37 D) como consequência da entrada dos diques básicos. A ocorrência desta última fácies não foi anteriormente reportada por Silva e Leite (2000) apesar das constatações de outras feições das relações de contatos com xenólitos de outros granitoides (Granito Imaruí –Capivari) dadas por contatos com ocorrências de texturas subvulcânica típica marcada pela diminuição da quantidade de fenocristais e da granulação da matriz, a qual não foi identificada neste trabalho.

Figura 37: Granito Barra da Laguna com texturas próximas aos contatos com os diques básicos do Farol de Santa Marta. (A) GBL com textura inequigranular porfírica. Detalhe para megacristais de k-feldspato de até 2cm. (B) GBL com textura inequigranular porfírica. Detalhe para os enclaves microgranulares máficos (emm) arredondados. (C) Granito com textura inequigranular alotriomórfica (D) Granito parcialmente assimilado, próximo a zona de fusão.



Fonte: Do autor, 2024.

9.1.2 Geologia dos diques básicos estudados e sua relação com o EDF.

Os diques básicos ocorrem na forma de intrusões tabulares, verticais à subverticais, de dimensões variadas (40cm à 60m), e possuem uma direção preferencial N-NE (005° - 060°), dispostos paralelos a linha de costa N-NE assim como reportado por outros autores em outras regiões de ocorrência do EDF (Tomazzoli e Lima (2006), Coutinho (2008) e Tomazzoli e Pelerrin (2008; 2015), (Florisbal *et al.*, 2014, 2018; Marques, *et al.*, 2003; 2018). Desenvolvem-se partir de um sistema principal de esforços registrados nos enxames do sudeste brasileiro os enxames Serra do mar (Santos-Rio de Janeiro) e Florianópolis, paralelos à linha de costa (Deckart *et al.*, 1998, Raposo *et al.*, 1998), com exceção Ponta Grossa (N-NW) (Piccirillo *et al.*, 1990), alocaram-se aproveitando as estruturas préteritas do embasamento (Almeida *et al.*, 1986) durante a fase de rifteamento, culminando na abertura do Oceano Atlântico no Eo-Cretáceo.

Os contatos dos diques no FSM ocorrem em sua grande maioria retos, eventualmente difusos, raramente à abruptos em relação as encaixantes graníticas, mas localmente podem apresentar-se irregular e difuso em função dos processos de fusão das encaixantes, de forma similar ao descrito por Florisbal *et al.* (2018) na região da Pinheira e Garopaba. Desenvolvem margens resfriadas de 20cm nos diques menos expressivos à 1,20m no maior dique na área de estudo. No geral, os diques possuem porções de bordas e centro bem desenvolvidos, apresentando um progressivo aumento da granulometria em direção aos centros conforme observado por outras autoras (Raposo *et al.*, 1998; Marques, 2001).

Com relação a petrografia, a composição mineralógica dos diques do FSM é: plagioclásio, augita, opacos e subordinadamente ortopiroxênio, olivina e apatita.

No FSM, para o grupo A-Ti, as texturas que dominam nas bordas dos diques apresentam evidências de resfriamento rápido, com elevado conteúdo de vidro vulcânico na matriz, variando em termos microporfíricos e glomeroporfíricos.

Nos centros, tanto para o grupo A-Ti tanto para o grupo B-Ti, as texturas são mais grossas, atingindo tamanhos equigranulares médios e variando em termos intergranulares, com textura ofítica e sub-ofítica.

Os diques do grupo Alto-Ti, são descritos na bibliografia por (Florisbal *et al.*, 2018) como basaltos de granulometria fina a média, localmente exibindo texturas sub-ofíticas e ofíticas. A mineralogia é composta por plagioclásio (labradorita-andesina), e clinopiroxênios (augita e pigeonita). Fases minerais acessórias são presentes a partir dos óxidos de Fe-Ti (Magnetita e Ilmenita).

Por outro lado, na região de Garopaba, o grupo B-Ti, conforme reportado por (Florisbal *et al.*, 2018), são compostos de basaltos afíricos, com esparsos megacristais cristais (<1cm) demonstrando texturas de *quenching*. As texturas observadas são microporfíricas e glomeroporfíricas com matriz muito vítrea. Aglomerados de cristais de plagioclásios são comuns em todos os grupos B-Ti, apresentando distribuição e formas irregulares.

Localmente (PFS-02), há a ocorrência de múltiplos diques que representam mais de um pulso e encontram-se próximos á uma zona de fusão das rochas encaixantes, além apresentar bordas com feições de alto conteúdo de voláteis expressos na forma de vesículas e amigdalas preenchidas por material secundário.

Segundo Florisbal *et al.*, (2018) uma hipótese sugerida para o desencadeamento da fusão das rochas graníticas encaixantes em regiões adjacentes aos diques é a passagem de um expressivo volume de magma, na forma de variados pulsos por estes diques que constituem os condutos dos derrames A-Ti do magma tipo Urubici. Uma vez que o processo de alimentação

destes condutos é contínuo, o calor latente permite a interação entre os magmas básicos e as rochas ácidas. A ocorrência de diques básicos Alto-Ti intrusivos nos granitoides neoproterozoicos desenvolvem uma auréola termal e desencadeiam a fusão das encaixantes (Pereira, 2017; Honorato, 2019). Nota-se que, a partir das associações dos diques com as unidades contaminadas, sugere-se que o processo de contaminação ocorreu após o desenvolvimento dos reservatórios de crosta rasa com magmas básicos que ascenderam potencializando a fusão das encaixantes próximos aos condutos. (Peate *et al.*, 1999).

9.1.3 Geoquímica dos diques básicos estudados e sua relação com o EDF e a pilha de lavas PMP.

Considerando a composição geoquímica, os diques básicos do FSM e a soleira da Praia do Gi apresentam composições contrastantes, com pelo menos três magmas tipo distintos. Entretanto, ao compararmos as rochas, com dados prévios da bibliografia (Peate *et al.*, 1999; Florisbal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018), são notáveis as semelhanças nas características dos elementos maiores e traços, que compartilham com os magmas-tipos da PMP com os diques do EDF.

Do ponto de vista geoquímico, no FSM, centros e bordas variam significativamente em dimensões e texturas. De forma geral, os diques ATi são mais espessos (>10m), apresentando distintos graus de cristalização para as bordas e os centros. Já os diques B-Ti são os menos espessos (<2m com exceção do PFS-05) nem sempre é possível realizar análise de centro e borda em função de sua menor expressão.

A composição mais “primitiva” do magma B-Ti, é indicada por baixos valores de K₂O, de P₂O₅ e TiO₂ aumentam à medida que o valor de MgO decresce (Fig. 38). Embora apresentem um grande espalhamento, esse valor é de suma importância para separar os magmas mais evoluídos e oxidados do GSG e demonstram linhas bem definidas para os grupos A-Ti e B-Ti no FSM.

Com relação a SiO₂ as amostras apresentam forte coerência com os dados da bibliografia onde tanto os diques que pertencem ao EDF (Florisbal *et al.*, 2018 e Marques *et al.*, 2018) quanto com a pilha de lavas (Peate & Hakesworth, 1996; Peate *et al.*, 1999; Rossetti *et al.*, 2021) para seus respectivos grupos (A-Ti e B-Ti), compartilhando os mesmos valores em média.

O CaO, para o grupo A-Ti, apresenta valores menores (<9 wt%) em relação ao grupo B-Ti (>9 wt %). Este, demonstra forte concordância em relação aos diques com o Magma tipo Esmeralda e a soleira com o magma tipo Gramado.

Alguns diques A-Ti (PFS-02 A, B, C) apresentam certo espalhamento em relação aos demais com baixos valores de CaO e MgO, indicando um pulso que, conforme aponta a petrografia, é sucedido por uma recarga de cristais de plagioclásio em função das texturas porfíricas nas margens, à glomeroporfíricas. Feições de entelhamento são identificadas no centro, além de microporfírica na borda subsequente do dique, com aumento na quantidade de piroxênios das bordas para os centros.

Os valores de FeO(t) não variam significativamente nos grupos A-Ti e B-Ti, com exceção de um dique muito expressivo (PFS-05, >60 metros de espessura) do grupo B-Ti, que apresenta valores muito elevados, interpretado como resultado do aumento de cristais de ortopiroxênios e do número de opacos identificados neste dique, além de raras olivinas, potencialmente fayalíticas.

Ao analisarmos o comportamento do K₂O, o grupo A-Ti apresenta elevados conteúdos em relação ao grupo B-Ti (tendendo ao dobro), o que sugere processos de contaminação crustal e interação com as encaixantes, em concordância com os xenólitos graníticos parcialmente assimilados observados em campo. Para o grupo B-Ti apresentam maior coerência entre as lavas dos magmas tipos Gramado e Esmeralda.

No grupo A-Ti, os diques são altamente correlacionáveis com as lavas A-Ti do tipo Urubici (Peate *et al.*, 1999) e dados do EDF do mesmo magma tipo (Florisbal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018). O mesmo ocorre para o grupo B-Ti (<2wt%), onde os diques podem ser associados com o EDF (Florisbal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018) as lavas do tipo Esmeralda e a soleira do tipo Gramado (Peate & Hakesworth, 1996; Rossetti *et al.*, 2021).

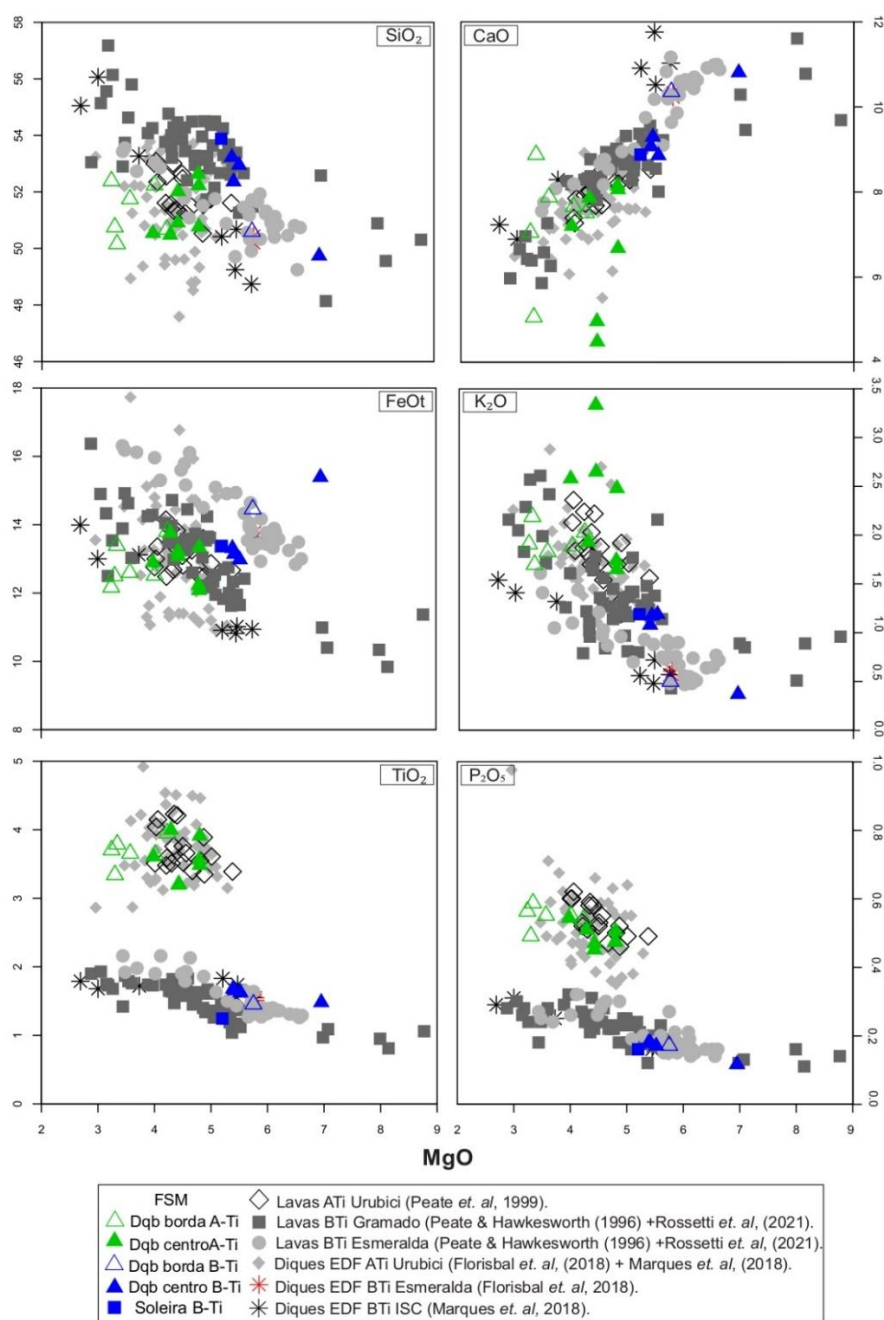
Os diagramas bivariantes para elementos incompatíveis (Rb, Sr, Ba, Zr) e elementos compatíveis (Cr, Ni) *versus* MgO, também são subdivididos entre os grupos A-Ti e B-Ti e suas características serão discutidas a seguir (Fig. 39).

O Rb apresenta uma alta variação para o grupo A-Ti nos diques estudados, com valores acima de 150 ppm em alguns pontos (PFS-01B, PFS-02B, 02C e PFS-04B), sendo estes mais elevados que os dados para o magma tipo correspondente, seja considerando o EDF ou a pilha de lavas. O mesmo grupo tem valores também mais elevados de K₂O, o que pode estar relacionado a assimilação parcial de K-feldspatos da encaixante. Já para o grupo B-Ti, os dados de Sr, Rb, Zr e Ba quando comparados os diques do FSM, EDF e PMP, não mostram variação

nos teores com relação aos magmas-tipo correspondentes, ficando dentro dos campos de maior representatividade dos magmas-tipo Gramado e Esmeralda.

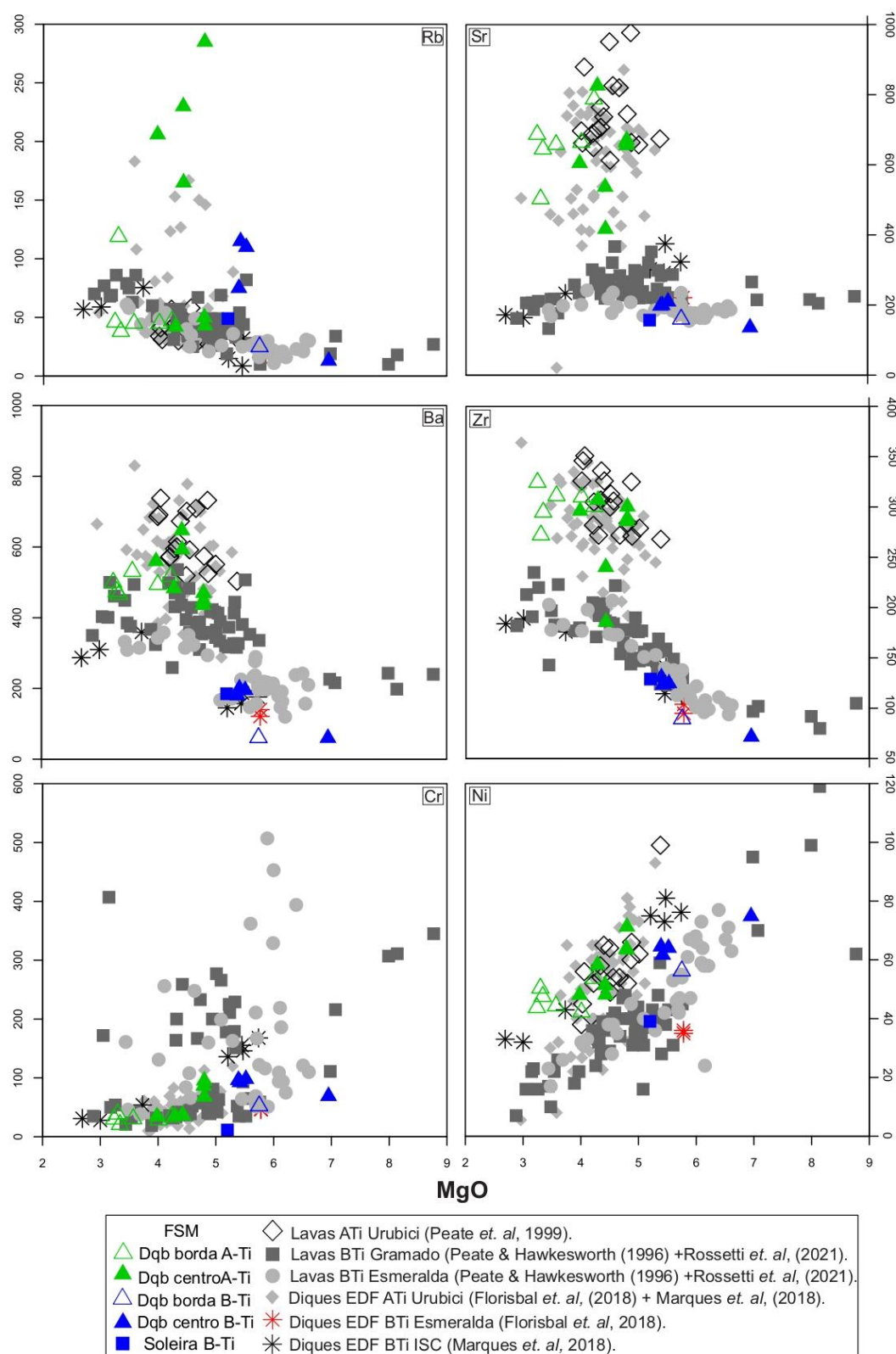
Os teores de Sr dos diques do grupo A-Ti do FSM são elevados, compatíveis com magmatismo A-Ti do tipo Urubici, tanto quanto aos diques do EDF (Floribal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018), ou quando comparado as lavas (Peate *et al.*, 1999).

Figura 38: Diagrama bivariante para os elementos maiores utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta (presente trabalho) comparado as rochas do EDF (Floribal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018) e da pilha de lavas da PMP (Peate & Hakesworth, 1996; Peate *et al.*, 1999; Rossetti *et al.*, 2021).



Fonte: Do autor, 2024.

Figura 39: Diagrama bivariante para os elementos traços utilizando o MgO como índice de diferenciação das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta (presente trabalho) comparado as rochas do EDF (Floribal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018) e da pilha de lavas da PMP (Peate & Hawkesworth, 1996; Peate *et al.*, 1999; Rossetti *et al.*, 2021).



Fonte: Do autor, 2024.

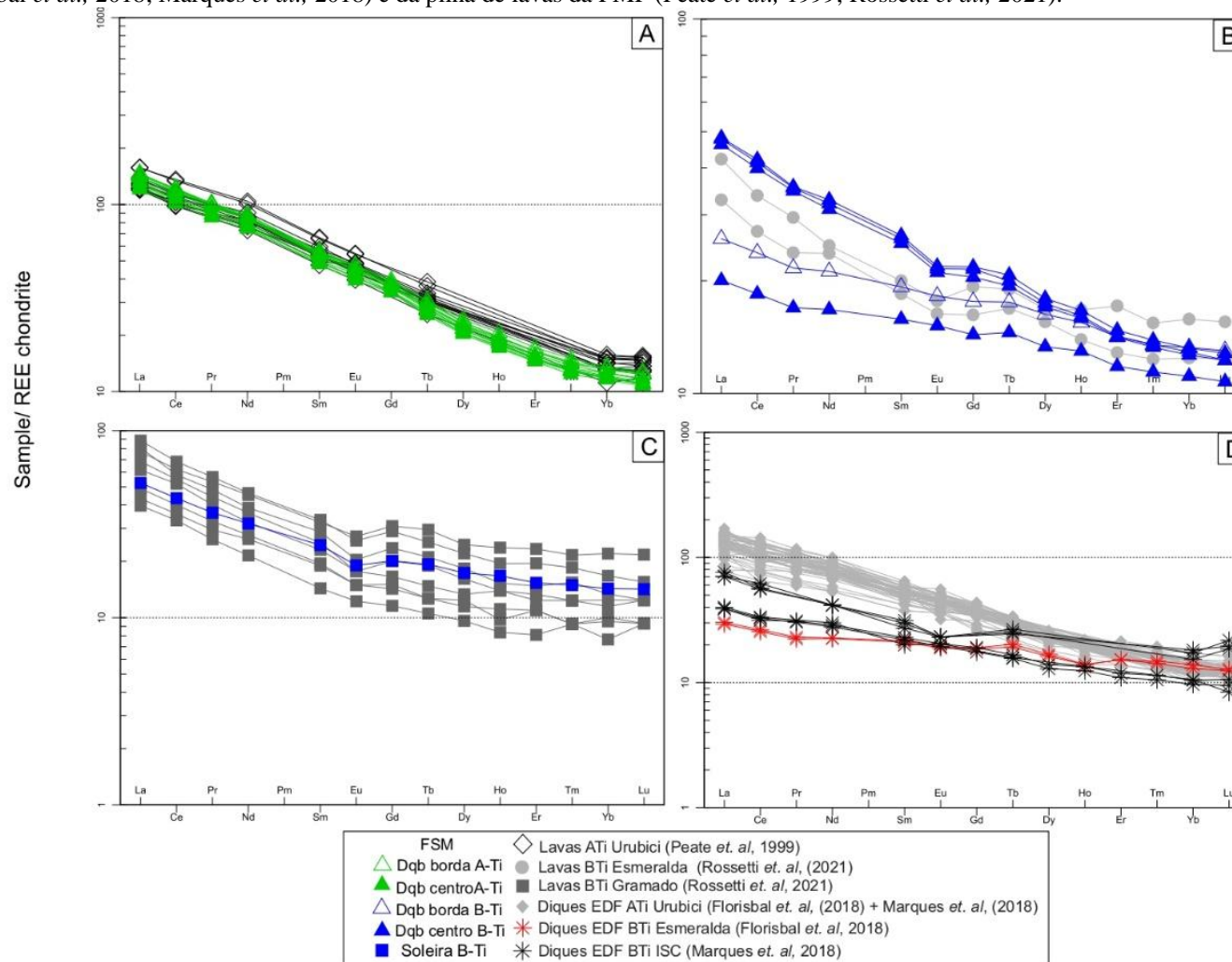
9.1.4 Diagramas multielementares ETR's (*Spidergrams*).

9.1.4.1 *Magmatismo Alto-Ti (Urubici) e Baixo-Ti (Esmeralda e Gramado)*.

Os diques A-Ti apresentam razões $(La/Yb)_N$ dadas pelos valores médios de 10,86 e anomalias de Eu/Eu^*_N , pouco significantes (0,97-1,04), muito próximo dos diques A-Ti do EDF (Floribal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018) que apresentam razão $(La/Yb)_N$ com valores médios próximos a 10 e anomalias de Eu/Eu^*_N pouco significantes (0,9-1,2)-(0,69-1,47) (Figura 40 D).

Quando comparados a pilha de lavas, tanto os diques alto-Ti (Fig. 40 A) quanto os baixo-Ti (Fig. 40 B) e a soleira da Praia do Gi (Fig. 40 C) mostram correlação com os padrões de ETR dos magmas-tipo Urubici, Esmeralda e Gramado, respectivamente.

Figura 40: Diagramas para os elementos terra raras normalizados pelo condrito (Boyton, 1984) das rochas intrusivas do Farol de Santa Marta (presente trabalho) comparado as rochas do EDF (Florisbal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018) e da pilha de lavas da PMP (Peate *et al.*, 1999; Rossetti *et al.*, 2021).



10. CONCLUSÕES

O presente estudo integrou: dados da literatura, coletas de amostras, medidas estruturais, observação das relações de campo em relação as rochas encaixantes além de análises geoquímicas e petrográficas a fim de caracterizar os diques básicos do Farol de Santa Marta–SC.

O mapeamento detalhado dos diques básicos, permitiu identificar a ocorrência de 9 diques, sendo 5 diques bem desenvolvidos, de variadas direções e tamanhos, com porções de borda e de centro bem definidos, com os contatos retos, exceto por um deles que desenvolve contatos sinuosos com feições que denunciam mútua intrusão da encaixante. Outros 4 diques de menor expressão foram descritos e analisados, além de uma soleira. Foi possível identificar ao menos 6 variedades texturais (ofítica, subofítica, microporfirítica, glomeroporfirítica, intergranular e pilotaxítica) entre as porções de centro e borda do conjunto de diques.

O estudo integrado de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos mostrou-se essencial para compreender a conexão plutono-vulcânica e auxiliar a compreensão da gênese e evolução do magmatismo da PMP na porção austral do EDF.

Em suma, as rochas da região em estudo apresentam os dois grupos em relação aos teores de TiO_2 : alto-Ti (ATi) e baixo-Ti (BTi), com predomínio do primeiro. O comportamento dos elementos maiores como o TiO_2 e menores como P_2O_5 , alguns elementos traços e também o padrão dos ETRs sugerem fontes distintas para os grupos ATi e BTi. As rochas básicas a intermediárias Alto-Ti são do tipo Urubici, e as rochas Baixo-Ti predominam no tipo Esmeralda, além de uma soleira do tipo Gramado.

As principais conclusões alcançadas:

1. Apesar de suas variadas direções, os diques mapeados do FSM encontram-se no mesmo *trend* de direção N-NE (005° - 060°), com dimensões semelhantes, possuem mesma assembleia mineralógica e exibem texturas e dimensões muito aproximadas ao EDF (Floribal *et al.*, 2018; Marques *et al.*, 2018), com presença tanto dos grupos Alto-Ti quanto os Baixo-Ti, porém não seccionam uns aos outros. Apesar do predomínio dos diques A-Ti nesta região, nota-se uma maior ocorrência do grupo B-Ti na porção ao sul do EDF.

2. A obtenção de novos dados permitiu caracterizar e classificar novas ocorrências de rochas básicas e intermediárias na região costeira, que partilham de características geoquímicas e petrográfica semelhante as que compõe o EDF. Portanto, sugere-se a proposição da extensão do Enxame de Diques Florianópolis até esta região.
3. Os diques estudados e a soleira podem ser classificados em conformidade com os magmas tipos pertencentes a PMP, representados por dois grupos: Alto-Ti (Urubici) e Baixo-Ti (Gramado e Esmeralda).
4. Os magmas tipos Urubici, Gramado e Esmeralda possuem diferenças sutis nos ETR's (pesados e leves) e em suas assinaturas geoquímicas, ora associadas a composições de magmas astenosféricos menos contaminados, ora vinculados aos magmas com assinaturas litosféricas mais contaminados e diferenciados. Assim, refletem a composição dos reservatórios dos magmas que interagiram na porção da crosta continental em diversos estilos eruptivos, desde sua origem até a sua ascensão e cristalização, evidenciada nos sistemas ígneos de crosta rasa.
5. Os diques Alto-Ti do tipo Urubici do FSM compartilham características do EDF e da PMP. Dessa forma, são os alimentadores da pilha de lava, assim como indicado anteriormente em relações cronológicas e geoquímicas (Peate *et al.*, 1990, 1992; Florisbal *et al.*, 2014, 2018).

REFERÊNCIAS

- ALESSANDRETTI, L. *et al.* Earth, wind and fire: Interactions between Quaternary environmental dynamics and human occupation on the southern coast of Brazil. **Quaternary Science Reviews**, v. 301, p. 107950, 2023.
- ALMEIDA, F.F.M *et al.* Granitic rocks of the North-East South South America. In: **IUSGS/UNESCO SYMPOSIUM**. Recife. Spec. Publ. Recife. 41 p. 1967.
- ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. **Edgard Blucher Ltda.** 1984. 378 p.
- ALMEIDA, F. F. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.16(4), p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M.; *et al.* Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, *et al.* (Org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, p. 430-452, 2012.
- AMARAL, G. *et al.* Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brasil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 31. p. 117-142, 1967.
- ARNDT, N.T. & CHRISTENSEN, U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental Flood volcanism: thermal and geochemical constraints. **J. Geophys. Res.**, 97(B7): 10967-10981.
- ARNDT, N. T., *et al.* Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. **Tectonophysics**, v. 223(1-2), p. 39-52, 1993.
- BASEI, M.A.S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**, Tese de Doutorado, IGC/USP. São Paulo, 1985. 190 p.
- BASEI, M.A.S, Teixeira W. Geocronologia do pre-cambriano / eopaleozoico de santa catarina [Internet]. In: **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - e = 1:500.000**. Florianopolis: Secretaria da Ciencia e Tecnologia, Minas e Energia; 1987.
- BASEI, M.A.S. Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos Pré-Cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia / b possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. 2000. **Tese (Livre Docência em Geologia isotópica)** – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2000.
- BELLIENI, G.; *et al.* High and Low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**. Abhandlungen. v.150, p.272-306, (1984a).
- BELLIENI, G.; *et al.* Petrogenetic Aspects of Silicic and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. **Journal of Petrology**. v.27, p.915-944, 1986.

BELLIENI, G. *et al.* Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim): K/Ar age, palaeomagnetism, petrology and Sr/1bNd isotope characteristics. **Chemical Geology**. V.97, p. 9-32, 1992.

BITENCOURT, M.F; NARDI, L. S.V. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, n. 1, p. 3-6, 1993.

BITENCOURT, M.F. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. **Tese de Doutorado**. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1996. 310 p.

BITENCOURT, M.F.; *et al.* A Zona de Cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina. In: **SBG, II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Atas, pag. 214-216. 1989.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.S.V. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Brazilian Journal of Geology**. São Paulo, V. 30, p. 186-189, 2000.

BITENCOURT, M. F. *et al.* (2008). Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Pesquisas em Geociências**. Vol. 35, n. 1 (2008), p. 109-136.

BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, **Elsevier**, Amsterdam, p. 63- 114, 1984.

BRUCKMANN, M. P. **Datação U-Pb e geoquímica de zircões do Grupo Serra Geral, Sul do Brasil** - Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso Porto Alegre): IGEO/UFRGS [46f.], 2015.

BRYAN, S. E., ERNST, R. E., 2008 Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs), **Earth-Science Review**, Volume 86, Issues 1–4, Pages 175-202, ISSN 0012-8252, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>.

BRYAN, S.E., *et al.* 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. **Earth Sciences. Review**, 102: 207-229.

BURCHARDT, S., GALLAND, O., 2016. Studying Volcanic Plumbing Systems – Multidisciplinary Approaches to a Multifaceted Problem. In: Nemeth, K. (Ed.), **Updates in Volcanology – From Volcano Modelling to Volcano Geology**. InTech.doi: 10.5772/63959.

BURCHARDT, STEFFI.2018. **Introduction to Volcanic and Igneous Plumbing Systems—Developing a Discipline and Common Concepts**. 10.1016/B978-0-12-809749-6.00001-7.

CAMPBELL, I.H., GRIFFITHS, R.W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 99: 79-93.

CHEMALE, F *et al.* Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, V.22 (1), p. 184-189, 2012.

COFFIN, M. F., ELDHOLM, O. 1991. Large Igneous Provinces: **JOI/USSAC Workshop Report**. The University of Texas at Austin Institute for Geophysics Technical Report No. 114.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Large Igneous Provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. **Reviews of Geophysics**, v. 32, p. 1-36, 1994.

COFFIN, M. F., ELDHOLM, O. Large Igneous Provinces, Editor(s): Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. Plimer, Encyclopedia of Geology, **Elsevier**, 2005, Pages 315-323, ISBN 9780123693969, <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00455-X>.

COMIN-CHIARAMONTI, *et al.* High-TiO₂ basaltic dikes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro States (Brazil). **Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen**, v.146, p.133-150, 1983.

COMIN-CHIARAMONTI *et al.* Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). *In*: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds.). *The Mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects* São Paulo, **Instituto Astronômico e Geofísico**, 600 p, 1988.

COMIN-CHIARAMONTI, *et al.* (2007). Eastern Paraguay: post-Paleozoic magmatism. **Large Igneous Province of the Month**, January 2007.

CORDANI, U. G.; *et al.* Geochemistry of strontium isotopes and the evolution of the volcanic activity in Parana basin (South of Brazil) during the Cretaceous. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 52, n. 4, p. 811-818, 1980.

CORDANI, U.G.; *et al.* Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil). *In*: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, p. 157-178, 1988.

COUTINHO, J.M.V. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Série Científica*, São Paulo, v.8, n.2, p.29-52, 2008.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2014 Mapa geológico do estado de Santa Catarina. Porto Alegre: c. Escala 1:500.000.

CREER, K. M *et al.* 1965. Radiometric age of the Serra Geral formation. **Nature** 207, 282-3.

DECKART, K.; *et al.* New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal Of Volcanology And Geothermal Research**, [S.L.], v. 80, n. 1-2, p. 67-83, jan. 1998. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0377-0273\(97\)00038-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0377-0273(97)00038-3).

DE TONI, *et al.* Transpressive strain partitioning between the major Gercino shear zone and the Tijucas fold belt, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, southern Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 136, p. 104058, 2020.

DE TONI, *et al.* Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr-Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle. **Gondwana Research**, 2023.

DUNCAN, A.R., *et al.* 1989. Geochemistry and petrology of dolerite sills in the Huab River Valley, Damaraland, north-western Namibia, **Communs geol. Surv. Namibia** 5, 5-18

ERLANK, *et al.*, Rex DC (1984) Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. **Spec Publ Geol Soc Af** 13:195-246.

FODOR, R.V. *et al.*, 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. **Marine Geology**, 54, M1–M8.
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(83\)90002-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(83)90002-6).

FODOR, R.V., *et al.*, 1985a. Crustal signatures in the Serra Geral flood-basalt province, southern Brazil: O- and Sr-isotope evidence. **Geology**, 13, 763–765.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<763:csitsg>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<763:csitsg>2.0.co;2).

FODOR, R.V., *et al.*, 1985b. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: Crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 91, 54–65. <https://doi.org/10.1007/bf00429427>.

FLORISBAL, L. M.; *et al.* Geoquímica das Rochas Máficas Toleíticas da Suíte Pós-Colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do Sul do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, [S. l.], v. 32, n. 2, p. 69–79, 2005.

FLORISBAL, L. M. Evolução petrológica do magmatismo pós-colisional precoce da idade neoproterozóica do sul do Brasil: a suíte Paulo Lopes, SC. 2007. 110f. **Tese de Mestrado em Geociências** – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

FLORISBAL, L. M.; *et al.* Geologia e geoquímica de granitóides porfíricos da região leste de Santa Catarina: contribuições à petrogênese do magmatismo sintectônico do estágio precoce pós-colisional do sul do Brasil. **Geoquímica do átomo ao planeta**, v. 2, p. 482-485, 2009.

FLORISBAL, L. M. Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do escudo catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica SR-ND-PB e geocronologia U-PB em zircão [**Internet**]. 2011;

FLORISBAL, L. M. et al. Space–time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic–felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. **Precambrian Research**, v. 216–219, p. 132-151, 2012.

FLORISBAL, L. M. et al. Tectonic significance of the Florianópolis dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: a reappraisal based on precise U–Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 289, p. 140-150, 2014.

FLORISBAL, L. M. et al. Geological, geochemical and isotope diversity of ~ 134 Ma dykes from the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná Magmatic Province: Geodynamic controls on petrogenesis. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 181-203, 2018.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. **XXXI Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Camboriú, SC. V. 5, p. 2879-2892, 1980.

GOMES, A.S. and P.M. VASCONCELOS, Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province, **Earth-Science Reviews** (2021), <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716>

GORDON JR., O. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Boletim DNPM-DGM**, 1, 374-385, 1947.

GUDMUNDSSON, A. et al. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 88, n. 1-2, p. 1-13, 1999.

HEILBRON, Monica et al. Província Mantiqueira. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Tradução. São Paulo: Beca, 2004.

HONORATO, A. R. Petrografia e Geoquímica das rochas Ácidas da Ponta da Andorinha, Praia da Pinheira- SC: Processos de fusão de crosta rasa - **Trabalho de conclusão de curso**, UFSC (2019).

HORN, F. N. H. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, v. 18, n. 35, p. 71-98, 2003.

HORN FILHO NO et al. 2017. Mapa geológico-geomorfológico do Cabo de Santa Marta Grande, Santa Catarina, Brasil. **Edições do Bosque/Centro de Filosofia e Ciências Humanas/Núcleo de Publicações e Periódicos**. E-Map, ISBN 978-85-60501-29-8.

IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. **Canadian Journal of Earth Science**, 8, 523-548.

JANOUSEK, VOJTECH *et al.* (2006). Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**. 47. 1255-1259. 10.1093/petrology/egl013.

JANASI, V. A., *et al.* The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite, **Earth and Planetary Science Letters**, Volume 302, Issues 1–2, 2011, Pages 147-153, ISSN 0012-821X, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>.

JANASI, V.A., *et al.*, 2015. Low- $\delta^{18}\text{O}$ shallow-level Neoproterozoic A-type granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. **Book of Abstracts of the 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis**, Brazil, pp 49-49.

JERRAM, D.A, BRYAN, S.E (2015). *Plumbing Systems os Shallow Level Intrusive Complexes*. In: Breikreuz, C., Rocchi, S. (eds) *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems*. **Advances in Volcanology**. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/11157_2015_8.

LE BAS, *et al.* (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. **Journal of Petrology**, 27, 745-750.

LE MAITRE, R. W. - *Ed.* (2002) *Igneous Rocks - A Classification and Glossary of Terms* (2nd ed.) Cambridge University Press. doi:10.1017/cbo9780511535581.

MARQUES, L. S. *et al.* Contribuicao da geoquimica dos isotopos de pb no estudo da genese dos basaltos da bacia do parana. **Anais**, 1990.

MARQUES, L.S. *et al.*, 1993. O enxame de diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquimicos preliminares. **IV Congresso Brasileiro de Geoquimica**, Resumos: 3-4.

MARQUES, L.S. *et al.*, 1999. Mantle source compositions of the Parana Magmatic Province: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. **Journal of Geodynamics** 28: 439-459.

MARQUES, L.S. Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da província magmática do Paraná. 2001. **Tese (Livre Docência)** – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

MARQUES, L. S.; ERNSTO, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CR, **Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p. 245-263, 2004.

MARQUES, L. S. et al. Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Florianópolis Dyke Swarm (Paraná Magmatic Province): crustal contamination and mantle source constraints. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 149-164, 2018.

MARTINI A.; *et al.* From migmatite to magma – crustal melting and generation of granite in the Camboriú Complex, south Brazil. **Lithos** v. 340-341, p.270-286, 2019.

MANTOVANI, M. S. M. et al. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, n. 1, p. 187-209.

MILANI, E. J.; *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan. /mar. 1994

MILANI, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. **Tese de Doutorado**. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 p.

MILANI, E. J *et al.* (2007). Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287.

MINCATO, R.L. Avaliação do potencial da província ígnea continental do Paraná para mineralizações de Ni-Cu-EGP, a partir dos modelos Noril'SK e ensizwa. 1994. **Tese de Doutorado**. [sn].

MINCATO, R.L., 2000. Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná [**PhD thesis**]. Universidade Estadual de Campinas, 172p.
<http://repositorio.unicamp.br/jspui/handle/REPOSIP/287453>.

MIYASHIRO, A. Nature of alkalic volcanic rock series. **Contributions to mineralogy and Petrology**, 66, 91-104, 1978.

MORAES, L. V. *et al.* Elemental and isotopic (Sr-Nd-O) geochemistry and U Pb zircon geochronology of late-stage, post-collisional, shallow-level magmatism in the Dom Feliciano Belt northern sector. **Lithos**, v. 442- 443, p. 107057, 2023.

MORI, P. E *et al.* (1999). Development of a fused glass disc xrf facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociencias, São Paulo University. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(3), 441-446. Doi:10.25249/0375-7536.199929441446.

NAVARRO, *et al.* The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. **Geostandards And Geoanalytical Research**, [S.L.], v. 32, n. 2, p. 167-180, jun. 2008. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908x.2008.00840.x>.

Northfleet, A. A.; *et al.* **Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná**. Bol. Téc. da Petrobrás 13 (3), 291–346, 1969.

PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S. Análise dos petrotramas dos eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). **Boletim IG-USP**. Série Científica. Vol:26, p. 99-113, 1995.

PASSARELLI, C. R.; *et al.* Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. **Gondawana Research**, v. 17, pag. 688-703, 2010.

PEATE, D. W. *et al.* Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 212-221, 1988.

PEATE, D. W. (1990) Stratigraphy and petrogenesis os the Paraná continental flood basalts, Southern Brazil. **Ph. D. thesis**, The Open University.

PEATE, D.W., *et al.*, 1992. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology** 55, 119–139.

PEATE, D. W. & HAWKESWORTH, C. J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. **Chemical Geology** 127, 1–24.

PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (eds J.J. Mahoney and M.F. Coffin). <https://doi.org/10.1029/GM100p0217>.

PEATE, D.W., *et al.*, 1999. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of ‘Dupal’-Type Mantle in the South Atlantic Region, **Journal of Petrology**, Volume 40, Issue 3, March, Pages 451–473, <https://doi.org/10.1093/petroj/40.3.451>.

PEREIRA, E.; *et al.* Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. p. 392-421.

PEREIRA, L. M. D. C. Estudo das auréolas termais e processos de fusão gerados na interface diques básicos cretáceos do Enxame de Diques de Florianópolis e encaixantes graníticas neoproterozoicas do Batólito Florianópolis, SC. **Trabalho de conclusão de curso**, UFSC (2017).

PERUCHI F.M.; *et al.* Ediacaran postcollisional K-rich granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: An example of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism. **Lithos**, v. 402-403, p. 22. 2021.

PETRI, S. FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil: Fanerozóico**. TA Queiroz, Editor, 1983.

PETRINI, R., *et al.* (1987). Mantle Heterogeneity and Crustal Contamination in the Genesis of Low-Ti Continental Flood Basalts from the Parana Plateau (Brazil): Sr-Nd Isotope and Geochemical Evidence. **Journal of Petrology**, 28, 701-726.

PICCIRILLO E.M, *et al.* Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimical Brasiliensis**, v.1, p.53-69, 1987.

PICCIRILLO E.M.; MELFI A.J. (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and and Geophysical Aspects*. São Paulo, Instituto Geofísico, Astronômico e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 600p, 1988.

PICCIRILLO, E. M. *et al* Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. **Chemical Geology**, v. 75, n. 1-2, p. 103-122, 1989.

PICCIRILLO, E.M. *et al.* Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): petrology, sr-nd isotopes and genetic relationships with the paraná flood volcanics. **Chemical Geology**, [S.L.], v. 89, n. 1-2, p. 19-48, dez. 1990. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90058-f](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(90)90058-f).

PINTO, V.M *et al.*, 2011. Zircon U–Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. **Chemical Geology**, 281, 93–102. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.031>

PHILIPP, R. P., *et al.* **Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and u-pb geochronology.** Brazilian Journal Of Geology, [S.L.], v. 46, n. 1, p. 83-104. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>, 2016.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Criciúma, Folha SH.22-X-B. Estado de Santa Catarina. Escala 1:250.000. / Organiza do por Marco Aurélio Schneiders da Silva e Sérgio Reali Leites. – Brasília: CPRM, 2000.

QUINTAS, M. C. L; MANTOVANI, M. S. M. **O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço**, 1995.

RAPOSO, M. I. B. Magnetic fabric and its significance in the Florianópolis dyke swarm, southern Brazil. **Geophysical Journal International**, v. 131, n. 1, p. 159-170, 1997.

RAPOSO, M. I. B. *et al.* Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 108, n. 4, p. 275-290, 1998.

ROCHA-JÚNIOR, E.R.V. *et al.* Re–Os isotope and highly siderophile element systematics of the Paraná continental flood basalts (Brazil). **Earth and Planetary Science Letters** 337–338, 164–173, 2012.

RENNE, P.R.; *et al.* The age of Paraná flood volcanism rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**. V.258, p.975-979, 1992.

RENNE, P R e ERNSTO, M. 'ANTPOT.40 AR' / 'ANTPOT.39 AR' dating of the ponta grossa dike swarm (brazil), and implications to parana flood volcanism. 1996, **Anais**. Beijing: Igc/Iugs, 1996.

Rocha, B. C., *et al.* (2020). Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. **Geology**, 48(12), 1174-1178.

ROCHA, Brenda C. et al. New U-Pb baddeleyite ID-TIMS ages from the intrusive high-Ti-Sr rocks of the Southern Paraná LIP, Brazil: Implications for correlations with environmental disturbances during the Early Cretaceous. **Results in Geochemistry**, v. 10, p. 100023, 2023.

ROCHA-CAMPOS A.C, *et al* (1988). Age of the Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO E.M.; MELFI A.J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**.IAG-USP press: 25-46.

SARMENTO, C. C. T. 2017. Geologia e petrologia das rochas hipabissais associadas à província magmática Paraná-Etendeka e a sua correlação petrogenética com o vulcanismo da Calha de Torres no Sul do Brasil, 186p, **Tese (doutorado)** – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, Porto Alegre.

SANTOS, E. A. D. et al. Ediacaran post-collisional high-silica volcanism associated to the Florianópolis Batholith, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: lithofacies analysis and petrology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, p. 102299, 2019.

SCHERER, C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, 49: 97–116.

SELF, S., *et al.* The importance of pāhoehoe. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 26, n. 1, p. 81-110, 1998.

SHAND, S.J. (1943) *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorites*. John Wiley and Sons, New York, No. 552.1 S43 1943.

SILVA, L. C.; DIAS, A. A. Os segmentos meridiano e setentrional do Escudo Catarinense. **Acta Geológica Leopoldensia**. São Leopoldo, RS, v. 5, n. 10, p. 3-120, 1981.

SILVA, L.C. *et al.*, 1997. **Pb-Pb zircon evaporation age and petrology of the strike-slip-related Paulo Lopes granite, Southern Brazilian Granitic Province**. In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. Extended Abstracts, p. 309-311.

SILVA, L. C. *et al.*, 2003. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: Consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: **IV South American Symposium on Isotope Geology**, 2003, Salvador. Short Papers of IV SSAGI. Salvador: CBPM, IRD, v. 2. p. 687-690.

STEWART, *et al.*, 1996. 3-D, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, 143, 95–109. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(96\)00132-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(96)00132-x).

THIEDE, D. S., & VASCONCELOS, P. M (2010). Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, 38(8), 747-750.

TOMAZZOLI, E.R. & LIMA, E.F. Magmatismo ácido-básico na ilha do Arvoredo - SC. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 57–76, 2006.

TOMAZZOLI, E.R., PELLERIN J.R.M. (2008) O Enxame de Diques Florianópolis Na Ilha de Santa Catarina – SC: Mapa Geológico. In: **Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados**, Foz do Iguaçu, Resumos, pág 87.

TOMAZZOLI, E. R.; PELLERIN, J. M. Unidades do mapa geológico da ilha de Santa Catarina: as rochas. **Geosul**, v. 30, n. 60, p. 225-248, 2015.

TOMAZELLI L.J. & VILLWOCK J.A. 1996. Quaternary Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **An. Acad. bras. Ci.**, 68:373-382.

TOMAZELLI, L. J. *et al.* Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 30, n. 3, p. 474-476, 2000.

TRAININI, D. R *et al.* Projeto Vidal Ramos-Biguaçu. Porto Alegre. **Relatório interno convênio DNPM/CPRM**, 1978.

TURNER, S.P *et al.*, 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, 121, 333–348. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(94)90076-0).

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, J. B. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5**. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, p. 99 – 116, 1977.

WAICHEL, B.L. *et al.*, 2008. Basaltic lavas covering active Aeolian dunes in the Paraná Basin in Southern Brazil: features and emplacement aspects. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 169: 59–72.

WESTERMAN, D; ROCCHI, S; BREITKREUZ, C., STEVENSON, C., WILSON, P. .2017. *Structures Related to the Emplacement of Shallow-Level Intrusions*. 10.1007/11157_2017_31.

WILSON, MARJORIE ed. *Igneous petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1989.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, Cambridge, 94: 7685–7729.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. Mantle plumes and flood basalts. 1995. **Journal of Geophysical Research**, Cambridge, 100 (9): 17.543-17.585.

WHITE, I. C. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. **Rio de Janeiro: DNPM, Pte I**, p. 1-300, 1908.

ZANINI, L. F. P. *et al.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (Folha SH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI), 1:100.000. CPRM/MME, Brasília, 1997.

11 APÊNDICE A – RELAÇÃO DE PONTOS E COORDENADAS, LÂMINAS PRODUZIDAS E ANÁLISES GEOQUÍMICAS REALIZADAS.

Ponto	Coordenada X (UTM)	Coordenada Y (UTM)	Localidade	Orientação	Litologia	Lâmina Petrográfica	Análise Geoquímica	Magma-tipo	Porção amostrada/textura
PFS-01A	716188	6837975	Galheta	N050°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Borda Porfírica
PFS-01B	716188	6837975	Galheta	N050°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Centro equigranular fino
PFS-01C	716188	6837975	Galheta	X	Granito	X	-	X	Bloco in situ
PFS-02A	713475	6834783	Prainha	N005°	Dq. Básico	X	X	Urubici	Borda porfírica
PFS-02B	713475	6834783	Prainha	N005°	Dq. Básico	X	X	Urubici	Centro microporfírico
PFS-02C	713475	6834783	Prainha	N005°	Dq. Básico	X	X	Urubici	Centro microporfírico
PFS-02D	713475	6834783	Prainha	N005°	Dq. Básico	X	X	Urubici	Borda microporfírica
PFS-02E	713475	6834783	Prainha	N005°	Dq. Básico	X	X	Urubici	Centro equigranular médio
PFS-02F	713475	6834783	Prainha	N005°	Dq. Básico	X	X	Urubici	Borda microporfírica
PFS-02G	713475	6834783	Prainha	N005°	Granito	X	-	Urubici	Grnt.Fusão
PFS-03A	713561	6934968	Costão	N050°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Borda glomeroporfírica
PFS-03B	713561	6934968	Costão	N050°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Centro equigranular fino
PFS-04	713558	6835000	Moco	N060°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Dique porfírico
PFS-05A	713242	6833432	Iemanjá	N030°E	Dq. Básico	X	X	Esmeralda	Borda equigranular média
PFS-05B	713242	6833432	Iemanjá	N030°E	Dq. Básico	X	X	Esmeralda	Centro equigranular médio
PFS-06A	713869	6833802	Farol Sta.Marta	N-S	Dq. Básico	X	X	Esmeralda	Dique afanítico
PFS-06B1	713869	6833802	Farol Sta.Marta	X	Granito	X	-	X	Bloco in situ
PFS-06B2	713869	6833802	Farol Sta.Marta	X	Granito	X	-	X	Bloco in situ
PFS-07	713921	6833906	Farol Sta.Marta	N020°E	Dq. Básico	X	X	Esmeralda	Dique afanítico
PFS-08	713964	6834007	Farol Sta.Marta	N020°E	Dq. Básico	X	X	Esmeralda	Dique equigranular fino
PFS-09A	713921	6834069	Farol Sta.Marta	N020°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Borda equigranular fina
PFS-09B	713921	6834069	Farol Sta.Marta	N020°E	Dq. Básico	X	X	Urubici	Centro equigranular médio
PFS-10	720603	6854136	Praia do Gi	N045°E	Soleira	X	X	Gramado	Soleira microporfírica/glomeroporfírica