



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

LUIZA LOPES DE ARAÚJO

**Intrusões subvulcânicas do Grupo Serra Geral na porção SE da Bacia do Paraná:
caracterização e modelagem geológico-geofísica 3D integrada**

Dissertação de Mestrado em Geofísica

n° 209

Brasília

2023

LUIZA LOPES DE ARAÚJO

**Intrusões subvulcânicas do Grupo Serra Geral na porção SE da Bacia do Paraná:
caracterização e modelagem geológico-geofísica 3D integrada**

Dissertação apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação de Geociências Aplicadas do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de Concentração: Geofísica

Linha de Pesquisa: Integração de Dados Geológicos e Geofísicos

Orientador: Prof. Dr. Elder Yokoyama

Coorientadora: Prof^a. Dra. Julia Barbosa Curto
Ma

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Elder Yokoyama (IG/UnB)

Prof. Dr. Marcelo Henrique Leão-Santos (IG/UnB)

Prof. Dr. Matheus Silva Simões (UNIPAMPA)

Brasília

2023

Li Lopes de Araújo, Luiza
 Intrusões subvulcânicas do Grupo Serra Geral na porção SE
da Bacia do Paraná: caracterização e modelagem geológico
geofísica 3D integrada / Luiza Lopes de Araújo; orientador
Elder Yokoyama; co-orientador Julia Barbosa Curto Ma. --
Brasília, 2023.
 150 p.

 Dissertação(Mestrado em Geociências Aplicadas) --
Universidade de Brasília, 2023.

 1. LIP Paraná-Etendeka. 2. Grupo Serra Geral. 3.
Modelagem geológica-geofísica 3D. 4. Anomalia magnética. 5.
Intrusões subvulcânicas. I. Yokoyama, Elder, orient. II.
Barbosa Curto Ma, Julia, co-orient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Aos orientadores deste trabalho Elder Yokoyama e Julia Curto, a quem tenho grande gratidão, estima e apreço. Sou grata pelas discussões e dedicação em revisar os textos. Agradeço ao Elder pelo incentivo e pela oportunidade de avançar em minha jornada acadêmica. E à Julia por confiar desde o início em mim e neste projeto. Sem os seus ensinamentos e incentivos não existiria esta dissertação. Muito obrigada pelas trocas nos momentos bons e ruins.

Agradeço a toda equipe do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) que de alguma forma contribuiu para este trabalho. Aos colegas do projeto “Geologia e Recursos Minerais da Bacia do Paraná” e do “Grupo de Trabalho de Modelagem Geológica 3D”. Ramon de Araújo que me acompanhou e ajudou nas medidas nos testemunhos de sondagem. Alexandre Zanetti e Wellington Marques que nos receberam e organizaram toda a estrutura na Litoteca de Caçapava do Sul. Jonathan Rojas, Ana Peixoto e Daiana Sales pelo apoio logístico para visita à litoteca e amostragem dos testemunhos. Não poderia esquecer de agradecer às minhas amigas e companheiras de sala Camila e Raianny, pelo grande incentivo e boas risadas.

Agradeço ao SGB/CPRM, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) e ao Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (PPGGAG) pelo apoio financeiro e logístico concedido a este projeto.

À minha família, pelo apoio incondicional, por sempre me motivar nos estudos, e por minha formação como pessoa.

Por fim, dedico o meu maior agradecimento ao meu companheiro, colega de profissão, melhor amigo e maior apoiador, Anderson. Obrigada por ser meu porto seguro em todos os momentos, pelos incentivos e conselhos. Sou muito grata por poder compartilhar a minha vida com essa pessoa incrível, que é minha inspiração para ser uma profissional e uma pessoa melhor.

RESUMO

A Província Paraná-Etendeka está entre as maiores *Large Igneous Provinces (LIP's)* continentais do mundo, e no Brasil corresponde ao Grupo Serra Geral da Bacia do Paraná. Esse evento magmático é melhor representado pelas rochas extrusivas, que compreendem a maior parte aflorante dessa província, enquanto as rochas subvulcânicas ocorrem principalmente em subsuperfície. Estudos sobre intrusões no contexto de *LIP's* são fundamentais no contexto da evolução magmática e de processos metalogenéticos. Além disso, a geoquímica das intrusões e sua correlação composicional com as vulcânicas são importantes para a compreensão da evolução petrogenética dessas rochas. A área de estudo está localizada na região de Morungava (leste de Porto Alegre-RS), porção SE da província, onde foram identificados corpos subvulcânicos do Grupo Serra Geral. Essas intrusões apresentam diferentes composições, inclusive rochas de composição primitiva (alto Mg). Na Província Paraná-Etendeka, poucos exemplos de rochas primitivas são conhecidos. Diversos estudos foram executados na região de Morungava, porém ainda existem lacunas de conhecimento, principalmente relacionadas à distribuição, geometria e arcabouço estrutural que controla as intrusões. Portanto, para melhor entender esses corpos em subsuperfície, nós criamos um modelo geofísico-geológico 3D por meio da análise integrada de dados aeromagnéticos, geológicos, petrofísicos e litoquímicos. Realizamos a análise dos dados de furos de sondagem e químicos junto com a modelagem geológica 3D *a priori*, o que permitiu a construção do arcabouço estratigráfico e a caracterização das soleiras interceptadas pelos furos (distribuição e classificação composicional). Categorizamos as soleiras em três tipos (1, 2 e 3), que são composicionalmente semelhantes às formações Palmas, Vale do Sol e Torres, respectivamente, e um quarto tipo, que pode ser correlacionado às rochas do Complexo de Lomba Grande. A análise e modelagem dos dados aeromagnéticos (qualitativa, semiquantitativa, inversão, modelagem direta e *Magnetic Vector Inversion-MVI*), complementaram o entendimento do sistema alimentador do Grupo Serra Geral e também permitiu a compreensão do arcabouço crustal em diferentes profundidades. Identificamos por meio do método *Matched-filter* quatro conjuntos de fontes equivalentes com profundidades de 25 km, 6 km, 2 km e 0,7 km. Também reconhecemos três grandes domínios geofísicos (NW, Central e SE), que foram interpretados como: Terrenos Tijucas, Pelotas e Jaguarão, respectivamente. O modelo geofísico-geológico 3D final compreende o arcabouço estratigráfico e o sistema alimentador do magmatismo do Grupo Serra Geral. Sendo este, composto na área de estudo por dois sistemas de diques, quatro complexos subvulcânicos e complexos intrusivos (*ring-complexes*) com soleiras e diques associados.

ABSTRACT

The Paraná-Etendeka Large Igneous Province (LIP) is one of the world's largest continental LIP, and in Brazil it corresponds to the Serra Geral Group of the Paraná Basin. This magmatic event is better represented by the extrusive rocks, that comprehend most of the Paraná-Etendeka LIP outcropping part, while the subvolcanic rocks are chiefly underground. Intrusions are key points to understanding continental LIP's magmatic evolution and metallogenic processes. Furthermore, the geochemistry of subvolcanic rocks and its correspondence with volcanic rocks compositions is key to unveil their petrogenetic evolution within the crust. Our study area is the Morungava region (east of Porto Alegre-RS), in the Paraná-Etendeka LIP southern portion, that hosts subvolcanic intrusions of the Serra Geral Group. These intrusive rocks show different compositions, including some primitive rocks (high-Mg bulk rock composition). At the Paraná-Etendeka LIP, only a few examples of primitive rocks are known so far. Many studies were carried out in Morungava region, and yet, several questions concerning the subvolcanic bodies distribution, geometry, and structural framework in the subsurface remain unanswered. Therefore, we built an integrated 3D geophysical-geological model through the combined analysis of aeromagnetic, geologic, petrophysical and chemical data to improve the understanding of these bodies underground. Our exploratory analysis of chemical and borehole data together with the 3D *a priori* geological model allowed the construction of the stratigraphic framework and the characterization of the sills intercepted by boreholes (distribution and compositional classification). We categorized these sills in three types (1, 2, 3), that show compositional similarities with Palmas, Vale do Sol and Torres Formations, respectively, and a fourth type that could be compared to Lomba Grande complex. The analysis and modeling of the aeromagnetic data (qualitative and semi-quantitative interpretation, susceptibility inversion, forward model and *MVI*), complemented the understanding of the Serra Geral Group feeder system in subsurface and also illuminated the crustal framework in different depths. Matched-filter analysis applied to magnetic data yielded the estimation of equivalent sources sets with maximum average depths of 25 km (deep), 6 km and 2 km (intermediate), 0.7 km (shallow). We recognized three major NE elongated geophysical domains (NW, Central and SE) and interpreted as basement compartments: the Tijucas, Pelotas and Jaguarão Terranes, respectively. The final integrated 3D geophysical-geological model comprehends the stratigraphic framework and the Serra Geral Group plumbing system. Which in turn, comprises in the study area two dike systems, four subvolcanic complexes and intrusive ring-complexes with associated nested sills and minor dikes.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE QUADROS	12
LISTA DE TABELAS	13
1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Apresentação	14
1.2 Área de estudo: localização e acessos	17
1.3 Justificativa e Objetivos	17
1.4 Materiais e Métodos	18
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.1 Escudo Sul-Rio-Grandense	20
2.2 Bacia do Paraná	22
2.3 LIP Paraná-Etendeka	26
2.3.1 Magmas-tipo e estratigrafia	27
2.3.2 Magmatismo intrusivo subvulcânico	29
2.3.3 Magmatismo intrusivo subvulcânico da LIP Paraná-Etendeka	32
2.3.4 Rochas intrusivas da região de Morungava	35
2.4 Planície Costeira do Rio Grande do Sul	39
3 PROCESSAMENTO E AQUISIÇÃO DE DADOS	40
3.1 Aeromagnetometria	40
3.1.1 Pré-processamento dos dados magnéticos	41
3.1.2 Processamento dos dados magnéticos	49
3.1.3 Modelagem direta	59
3.1.4 Inversão	61
3.2 Furos de sondagem e poços de água	65
3.3 Medidas nos testemunhos de sondagem	69
3.3.1 Susceptibilidade Magnética e Fluorescência de Raios-X	69
3.3.2 Magnetização Remanente Natural (MRN)	72
3.4 Modelagem geológica 3D a priori	73
4 ARTIGO: Serra Geral Group plumbing system and geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil): insights from 3D geophysical-geological modeling.....	75
ABSTRACT	75
1. Introduction	76
2. Geological background	77

2.1. Sul-Rio-Grandense Shield (SRGS)	77
2.2. Paraná Basin.....	79
2.3. Paraná-Etendeka LIP	81
2.4. Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP)	83
3. Data	84
3.1. Aeromagnetic data	84
3.2. Geological data	84
3.3. Geochemical data, X-ray Fluorescence	84
3.4. Petrophysical measurements.....	85
4. Data processing	86
4.1. A priori 3D geological modeling	86
4.2. Qualitative and semi-quantitative analysis and interpretation of magnetic data	87
4.3. 3D magnetic data inversion	88
4.4 2.5D forward modeling	90
5. Results	90
5.1 Compositional classification and petrophysical measurements.....	90
5.2. A priori 3D geological modeling	93
5.3. Qualitative and semi-quantitative interpretation of magnetic data	96
5.4. 2.5D Forward model	98
5.5. MVI model.....	102
6. Discussions.....	103
6.1. Comparison of MVI model vectors Versus Paleomagnetic Directions	104
6.2. Serra Geral Group integrated model	105
7. Conclusions.....	109
References.....	110
5 DADOS SUPLEMENTARES.....	119
Apêndice A.....	119
Apêndice B.....	119
Apêndice C.....	119
pXRF equipment, analytical workflow and data quality	119
Exploratory data analysis.....	120
References.....	126
Apêndice D.....	127
Apêndice E.....	127
6 ARTIGOS SUBMETIDOS	128

6.1	Serra Geral Group plumbing system and 3D geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil), part I: revealed from borehole, geochemical and petrophysical data.....	128
6.2	Serra Geral Group plumbing system and 3D geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil), part II: coupling 3D geologic and magnetic models	129
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	130
	REFERÊNCIAS.....	132

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização da área de estudo. A- Área de estudo com as principais vias de acesso e localidades. B- Localização da área de estudo na América do Sul e C- Mapa em maior detalhe do polígono azul indicado em B com a localização da área do aerolevante do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (CPRM, 1978). 17

Figura 2.1 . A- Localização da Bacia do Paraná, Terreno Nico Pérez e Província Mantiqueira na América do Sul. Legenda: BP= Bacia do Paraná, NP= Terreno Nico Pérez; Província Mantiqueira: DF= Cinturão Dom Feliciano, A = Faixa Araçuaí, R= Faixa Ribeira. B- Mapa simplificado dos principais domínios geológicos/tectônicos do Sul do Brasil e Uruguai. Legenda: PCRS = Planície Costeira do Rio Grande do Sul, BC = Bacia Camaquã; Crátons: LA = Luis Alves, RLP = Rio de La Plata; Terrenos: T = Taquarém, J = Jaguarão, PE = Punta del Este. Batólitos: BA = Aiguá, BF = Florianópolis, BP = Pelotas; Zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Ibaré, 4- Caçapava, 5- Passo do Marinheiro, 6- Dorsal de Canguçu, 7- Sutura de Porto Alegre, 8- Ayrosa Galvão, 9- Sierra Ballena, 10- Sarandí Del Yí, 11- Sutura Cordilheira. C- Polígono de localização da figura 2.3-A. Fonte: Modificado de Gómez; Schobbenhaus e Montes (2019), Koester et al. (2021), Oyhantçabal et al. (2018), Philipp, Pimentel e Chemale (2016), Takehara e Laux (2019). 21

Figura 2.2. A- Configuração da América do Sul e África durante o Cretáceo Inferior, fase inicial de abertura do Oceano Atlântico Sul. B- Mapa geológico da Bacia do Paraná e elementos associados à atividade magmática da PMPE no contexto do Cretáceo Inferior (mapa da BP, principais estruturas, PMPE na África, diques e complexos intrusivos após: Gomes; Vasconcelos, 2021; Gómez; Schobbenhaus; Montes, 2019; Horn et al., 2022, Milani, 1997; Pessano et al., 2021; Zalán et al., 1987). Legenda - Enxames de diques: 1- Cuaró, 2- Sul do Brasil, 3- Florianópolis, 4- Ponta Grossa, 5- Serra do Mar, 6- Transminas, 7- Vitória-Colatina, 8- Leste do Paraguai, 9- Henties Bay-Outjo, 10- Skeleton Coast. Complexos intrusivos: I- Complexos anelares do leste do Uruguai (Valle Chico, San Luis, Lascano West e Lascano East), II- Damaraland Igneous Complex, III- Intrusões alcalinas do leste do Paraguai. 24

Figura 2.3. A- Mapa geológico simplificado da porção central do Rio Grande do Sul (1:750.000) com os principais domínios geológicos/tectônicos e os blocos estruturais que compartimentam as unidades da BP no estado. Legenda: SFJM= Sistema de Falhas Jaguari-Mata; SFDC= Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu. B- Mapa geológico da área de estudo (1:100.000). Legenda: LG= Complexo básico intrusivo de Lomba Grande. Fonte: A- Modificado de Horn et al. (2022), Scherer et al. (2021) e Wildner et al. (2008). B- Modificado de Aboarrage e Lopes (1986) e Roisenberg et al. (2007). 25

Figura 2.4. Representação dos diferentes tipos de morfologias de intrusões em sistemas subvulcânicos. Fonte: Modificado de Jerram e Bryan (2015). 31

Figura 3.1. Fluxograma das etapas de trabalho executadas no presente trabalho. 40

Figura 3.2. Localização do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (1034). A – Localização na América do Sul e B – Mapa em maior detalhe do polígono azul indicado em A com a localização da área do aerolevante do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (CPRM, 1978). 41

Figura 3.3. Fluxograma das etapas executadas no pré-processamento dos dados magnéticos. 42

Figura 3.4. Localização das linhas de voo e de controle na área do presente estudo. Os pontos em azul correspondem aos fiduciais inconsistentes identificados pelo método da diferença 4^{a} e parâmetro P. Fonte MDT: ASF DAAC (2011). 45

Figura 3.5. Exemplo de uma linha de voo em perfil avaliada pela diferença 4^a e pelo parâmetro P. a) perfil do campo magnético total nivelado da linha L2491E e b) perfil da diferença 4^a com os fiduciais identificados pelo parâmetro P.....	46
Figura 3.6. Mapa do CMA com sombreamento após todas as etapas do pré-processamento.....	49
Figura 3.7. Fluxograma dos filtros de realce aplicados no processamento dos dados do CMA.....	51
Figura 3.8. Espectro de potência do grid do campo magnético anômalo (CMA) com os segmentos lineares interpretados e os filtros correspondentes às fontes equivalentes.....	57
Figura 3.9. Vetor de magnetização (M) e suas componentes perpendiculares (Eperp) e projetadas (Eproj) no campo magnético terrestre (H_e).	64
Figura 3.10. Mapa da área de estudo (retângulo vermelho) com a extensão em subsuperfície dos depósitos de carvão (áreas em cinza) e a localização dos furos de sondagem da CPRM e poços de água SIAGAS selecionados. Os furos de carvão estão categorizados conforme à existência de análises da literatura e à amostragem realizada neste trabalho. FRX- Fluorescência de Raios-X; MRN- Magnetização remanente natural; SIAGAS- Sistema de Informações de Águas Subterrâneas.....	66
Figura 3.11. Imagem recortada do perfil descritivo de sondagem do furo CA-094-RS.	68
Figura 3.12. Unidades modeladas no presente trabalho.....	69
Figura 3.13. 1A- Equipamento portátil KT-9 Kappameter; 1B- Medição de susceptibilidade magnética em testemunho com o KT-9; 2A- FRXp Olympus modelo InnoVx DELTA-X Professional; 2B- Análise com a FRXp.	70
Fig. 4.1. A- Geological context of the Paraná Basin and Paraná-Etendeka LIP during South Atlantic Ocean opening in Early Cretaceous period. Legend- NPT= Nico Pérez terrane; Mantiqueira Province: DFB= Dom Feliciano belt, RB= Ribeira belt, AB- Araçuaí belt. B- Zoom in the Inset's blue polygon, showing geological units distribution and main tectonic structures in southern Paraná-Etendeka LIP. Legend- Dike swarms: 1- Cuaró, 2- Southern Brazil, 3- Florianópolis, 4- Henties Bay-Outjo, 5- Skeleton Coast, 6- Eastern Paraguay, 7- Ponta Grossa, 8- Serra do Mar; Intrusive complexes: I- East Uruguay igneous complexes, II- Damaraland igneous complexes. Source- Precambrian basement in South America, Paraná Basin map, main tectonic structures, Paraná-Etendeka LIP in South America and Africa, dikes and intrusive complexes after: Gomes and Vasconcelos, (2021); Gómez et al. (2019); Horn et al. (2022); Koester et al. (2021); Oyhantçabal et al. (2018); Pessano et al. (2021); Philipp et al. (2016); Takehara and Laux (2019); Wildner et al. (2008); Zalán et al. (1990).	78
Fig. 4.2. A- Study area compiled geological map (modified from Aboarrage and Lopes, 1986; Roisenberg et al., 2007). B- Study area TMI grid. C- Topographic map (ASF DAAC, 2011). SRGS: Sul-Rio-Grandense Shield, RSCP: Rio Grande do Sul Coastal Plain, LG: Lomba Grande.	80
Fig. 4.3. Simplified geological map with boreholes and water wells location. Boreholes that intercepted any subvolcanic rock are categorized by the intrusions cumulative thickness.	85
Fig. 4.4. Natural remanent magnetisation (NRM) versus magnetic susceptibility plot (logarithmic scale). A total of 25 measurements are plotted.	92

Fig. 4.5. Frequency histograms with the distribution and statistical summary of the measured susceptibilities. A- Histograms of all measurements categorized by geological domain (Sulriogradense shield rocks, Paraná Basin sedimentary rocks and Serra Geral Group rocks); B- Histograms of susceptibilities measured on Serra Geral Group rocks categorized by the four types identified in this study. Dashed lines correspond to medians. 93

Fig. 4.6. Frequency histograms. A- Basement top or borehole final depth; B- Intrusions depth; C- Intrusions thickness..... 94

Fig. 4.7. A priori 3D geological model results. A- Plan view of the a priori 3D geological model. B-K- Modeled units thicknesses with the simplified geological map. L- Modeled basement elevation. 95

Fig. 4.8. Modeled sills from the a priori 3D geological model. A- Modeled sills spatial distribution colored by the compositional type (1, 2, 3 and 4) and WW category, the modeled basement is also shown. B- Modeled sills colored by cumulative thicknesses with the simplified geological map. 96

Fig. 4.9. TMI grid spectrum power with interpreted linear segments..... 96

Fig. 4.10. Maps of the (A) reduced-to-pole magnetic anomaly, (B-E) deep to shallow sources matched-filter products (reduced-to-pole) and (F) shallow sources matched-filter product (total gradient filter). Black dashed line in (A) shows the forward modeling profile location. Green lines in (E) are interpreted as dikes. Black lines in (B-E) are the interpreted lineaments, including the major magnetic discontinuities (X and Y). Magnetic lineaments directions rose charts are shown in (C-E). Red, green and black contours in (F) marks southern anomalies, central anomalies and Serra Geral Group volcanics positive anomalies, respectively. Black dashed line in (F) refers to the Paraná basin southern limit from the a priori 3D geological model. NW: Northwestern domain; C: Central domain; SE: Southeastern domain; LG- Lomba Grande complex; R1 and R2: SE domain positive anomalies; CPX-1 to 4 and D-1 to 2: prominent central anomalies..... 98

Fig. 4.11. 2.5D forward model along profile shown in Fig. 4.10-A. A- TMI grid; B- Reduced to the pole grid with strike extensions of 2.5D bodies (LG and 1-11); C- Observed and calculated magnetic data profiles; D- Vertical slice of the susceptibility inversion model; E- Geological model from 2.5D forward modeling; F- Zoom in the near-surface geological model with 10x vertical exaggeration. Boreholes and Euler solutions shown in E and F are inside the 1 km buffer. Finer dashed lines in E and F represent susceptibility variations inside the magnetic zones. 100

Fig. 4.12. MVI model represented by high “MVI susceptibility” blocks (>1.5 mSI). A- Plan view of the MVI model with the modeled basement from the a priori 3D geological model. Black dashed line in A refers to the Paraná Basin southern limit from the a priori 3D geological model. B- 3D perspective view (azimuth 325°, plunge 4°) of MVI model and the modelled basement, with 5x vertical exaggeration. 102

Fig. 4.13. Stereonets plotted with the MVI model vectors (recovered magnetization directions) and the paleomagnetic directions from Ernesto et al. (1990). A- Magnetization directions from all vectors (>1.5 mSI), with the exception of Serra Geral Group volcanics. B- Magnetization directions from Serra Geral Group volcanics. C- Magnetization directions from Serra Geral Group subvolcanics (CPX-1 to 4 and D-1 and 2). D- Magnetization directions from the intrusive ring complexes (R1 and R2). E- Magnetization directions from general basement sources. 105

Fig. 4.14. Modeled Serra Geral Group plumbing system in the study area. (A) Plan view of the Serra Geral Group plumbing system with sills, from the a priori 3D geological model, and isosurfaces

representing the MVI model cells (>1.5 mSI) colored by our interpretation. (B-G) Perspective view of the subvolcanic complexes and dike systems identified in the MVI model: CPX-1, CPX-2, CPX-3, CPX-4, D-1 and D-2, respectively. (H) vertical sections of the stratigraphical framework, subvolcanic bodies, sills and dikes shown in (B-E). White dashed line in (E) marks the separation between CPX-4 western and eastern subvolcanic bodies. X, Y and Z highlights for the reader subvolcanic bodies of interest that will be discussed in the text. 5x vertical exaggeration. 108

Fig. 5.1. Density distribution plot for selected elements classified by the distribution of measurements (blue) and duplicates (pink). 121

Fig. 5.2. Correlograms between results of samples in 27 intrusions analyzed by both analytical methods. Values refer to Spearman coefficient (ρ). 121

Fig. 5.3. Scatterplots MgO vs. Major elements and Zr. 122

Fig. 5.4. Frequency histograms and statistical summary of major elements and Zr from Serra Geral Group volcanics (Rossetti et al., 2018, 2021), outcropping high-MgO subvolcanics (Sarmiento et al., 2017; Viero and Roisenberg, 1992) and each correspondent type classified in this study. Dashed line corresponds to median. 123

Fig. 5.5. Scatterplots Mg vs. Major elements and Zr. 124

Fig. 5.6. Frequency histograms and statistical summary of major elements and Zr from rocks classified with laboratory analysis that also have pXRF results and rocks classified only with pXRF analysis. Dashed line corresponds to median. 125

Fig. 5.7. Logs examples showing distribution patterns of gamma radiation for each Serra Geral Group rock type. Legend: Full line- laboratory analysis; Dashed line- pXRF analysis; Red- type 1; Orange- type 2; Purple- type 3; Green- type 4. 126

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1. Principais características do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (1034). Fonte: CPRM (1978).....	41
Quadro 3.2. Valores dos índices estruturais para os modelos de fontes magnéticas. Fonte: Modificado de Reid, Ebbing e Webb (2014).....	58
Quadro 3.3 Quadro com os nomes das tabelas onde foram organizadas as informações dos furos de sondagem executados pela CPRM com os nomes de suas respectivas colunas.....	67
Quadro 3.4. Quantitativo das amostras analisadas com medidas petrofísicas e de FRXp.	71

LISTA DE TABELAS

- Table 4.1. Classification methods of the Serra Geral Group subvolcanic and volcanic rocks intercepted by the boreholes. Class.: Classification; Lab.: Laboratory; pXRF: portable X-ray fluorescence; Unclass.: Unclassified; n: Number of samples.91
- Table 4.2. Summary of compiled magnetic susceptibility data from the Lomba Grande complex and SRGS units. * Costa (1997); ** Viero et al. (1992). Number of samples, n, is shown inside parenthesis.92

1 INTRODUÇÃO

Esta dissertação apresenta os resultados da integração de dados aeromagnéticos com furos de sondagem, mapas geológicos, análises químicas e dados petrofísicos com o intuito de caracterizar as rochas intrusivas subvulcânicas da região de Morungava-RS e gerar um modelo 3D integrado do arcabouço geológico da região. O texto está estruturado da seguinte maneira:

- Capítulo 1 – Considerações iniciais e contextualização do problema geológico, localização da área de estudo, justificativa, objetivos, e uma síntese dos dados e métodos utilizados.
- Capítulo 2 – Contexto dos principais domínios geológicos da área de estudo. Nesse capítulo é realizada a revisão bibliográfica desde o embasamento (Escudo Sul-Rio-Grandense), unidades da Bacia do Paraná até os sedimentos cenozoicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, que recobrem a área. A Província Paraná-Etendeka é descrita com mais detalhe e em seguida é apresentada uma compilação dos trabalhos executados nas rochas intrusivas subvulcânicas na região de Morungava-RS.
- Capítulo 3 – Expõe em detalhe a metodologia adotada no processamento (dados aeromagnéticos e modelagem 3D) e na aquisição dos dados (furos de sondagem, poços de água, medidas petrofísicas e com a fluorescência de Raios-X portátil nos testemunhos de sondagem). Também é apresentado um fluxograma com as etapas executadas, que ilustra os procedimentos de integração de todos os dados em um modelo 3D.
- Capítulo 4 – Artigo científico original da dissertação.
- Capítulo 5 – Dados suplementares.
- Capítulo 6 – Artigos submetidos à revista *Journal of South American Earth Sciences*.
- Capítulo 7 - Considerações finais.

1.1 Apresentação

A Província Paraná-Etendeka, localizada na América do Sul e em uma pequena porção da África (costa de Angola e Namíbia), representa um evento vulcano-plutônico do Cretáceo Inferior que precedeu a abertura do Oceano Atlântico Sul (PEATE, 1997). Essa grande província ígnea (*LIP*) está entre as maiores *LIP*'s continentais do mundo, e no Brasil corresponde ao Grupo Serra Geral (ROSSETTI *et al.*, 2018). Composta por um grande volume de rochas vulcânicas, que recobrem a sequência sedimentar Paleozoica-Mesozoica da Bacia do Paraná, além de enxames de diques e outras intrusões subvulcânicas, a Província Paraná-Etendeka no Brasil tem sido objeto de

estudo de diversos trabalhos desde o início do século passado. Contudo, foi a partir da década de 1980, que trabalhos mais sistemáticos passaram a ser desenvolvidos, como Bellieni *et al.* (1984a), Melfi; Piccirillo; Nardy (1988) e Peate; Hawkesworth; Mantovani (1992). Por outro lado, até o momento, os corpos intrusivos foram menos estudados quando comparados às rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral.

Estudos sobre intrusões no contexto de *LIP's* continentais são fundamentais para o entendimento da evolução magmática e de processos metalogenéticos. Visto que podem conter respostas importantes sobre a duração do vulcanismo, indicar as principais direções de esforços tectônicos, além de registrar os processos intracrustais que afetaram o magmatismo durante a ascensão, armazenamento e extrusão (contaminação, cristalização fracionada e mistura de magmas) (FLORISBAL *et al.*, 2014). Pela perspectiva metalogenética, intrusões máfico-ultramáficas associadas a *LIP's* são ambientes potenciais para mineralizações de sulfetos de níquel, cobre e elementos do grupo da platina (Ni-Cu-EGP) (WILDNER *et al.*, 2017), como os depósitos de Noril'sk na Rússia.

Os enxames de diques de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis são os mais conhecidos e estudados elementos intrusivos do Grupo Serra Geral, devido a sua grande extensão (50.000 km² a 100.000 km²) e posicionamento aflorante (PICCIRILLO *et al.*, 1990; VALENTE *et al.*, 2007; RAPOSO; ERNESTO; RENNE, 1998). As intrusões subvulcânicas do Grupo Serra Geral estão distribuídas por quase toda a Bacia do Paraná e existem outras regiões que também são relevantes no contexto da *LIP* Paraná-Etendeka. Uma delas é a região de Morungava (distrito de Gravataí-RS), a leste de Porto Alegre, onde foram identificados corpos intrusivos em uma pedreira (Lomba Grande) (VIERO, 1991) e em subsuperfície pelos furos dos projetos de prospecção de carvão do Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM (ABOARRAGE; LOPES, 1986). Algumas dessas intrusões apresentam composição primitiva (alto Mg, composição rocha total), pouco documentada no Grupo Serra Geral, e que podem vir a representar um potencial para mineralizações de Ni-Cu-EGP (MINCATO, 2007; PINTO *et al.*, 2019; ROMANINI; ALBUQUERQUE, 2000; WILDNER *et al.*, 2017). Além disso, estudos litoquímicos e isotópicos (MARQUES *et al.*, 2006; SARMENTO; SOMMER; LIMA, 2017) apontam que as intrusões primitivas possuem semelhanças com os basaltos picríticos do magma-tipo *Tafelkop* (MILLER, 2008) na Namíbia, que possuem considerável importância nos modelos petrogenéticos da

província. Outro fator relevante relacionado às rochas subvulcânicas da região é a alteração térmica causada nas camadas de carvão próximas às suas zonas de contato, que pode influenciar na qualidade do minério, assim como no potencial para *Coalbed Methane* (BICCA *et al.*, 2022; LEVANDOWSKI, 2013).

Esses estudos tiveram diferentes abordagens, como prospecção para carvão/*coalbed methane*, caracterização petrológica/petrográfica e potencialidade para Ni-Cu-EGP, o que contribuiu para a evolução do conhecimento da *LIP* Paraná-Etendeka na região de Morungava. Contudo, a posição em subsuperfície das intrusões, sotopostas a espessas coberturas de rochas sedimentares e vulcânicas, é apontada pela maioria desses estudos como um fator restritivo ao melhor entendimento da distribuição, geometria, correlação e continuidade dos corpos intrusivos. A região carece de estudos que utilizem a integração de dados geofísicos e geológicos (mapas e furos de sondagem) em ambiente tridimensional, para se obter uma melhor percepção e compreensão desses corpos em subsuperfície.

Portanto, o presente trabalho baseou-se nos seguintes questionamentos, com intuito de preencher as lacunas relacionadas às intrusões subvulcânicas da região de Morungava:

- i. Quais fatores estratigráficos e estruturais condicionam a distribuição das intrusões?
- ii. Quais tipos de rochas subvulcânicas (picríticas, basálticas ou ácidas) ocorrem na região?
- iii. Há um padrão de distribuição (geográfico, estratigráfico ou estrutural) para cada tipo de intrusão?
- iv. Qual a morfologia dos corpos subvulcânicos que ocorrem na região (soleiras, diques, lopólitos, condutos, etc.)?

Para responder essas perguntas, realizamos a integração de dados aeromagnéticos, petrofísicos (susceptibilidade magnética, magnetização remanente natural) e geológicos (mapas, furos de sondagem e análises litoquímicas) para a geração de um modelo geológico 3D unificado e consistente com todos os dados. Com o objetivo de estender o conhecimento geológico em subsuperfície e levantar novas discussões por meio de perspectivas complementares (geofísica, geologia e litoquímica). De forma a contribuir na compreensão da evolução tectono-magmática da porção sul da *LIP* Paraná-Etendeka.

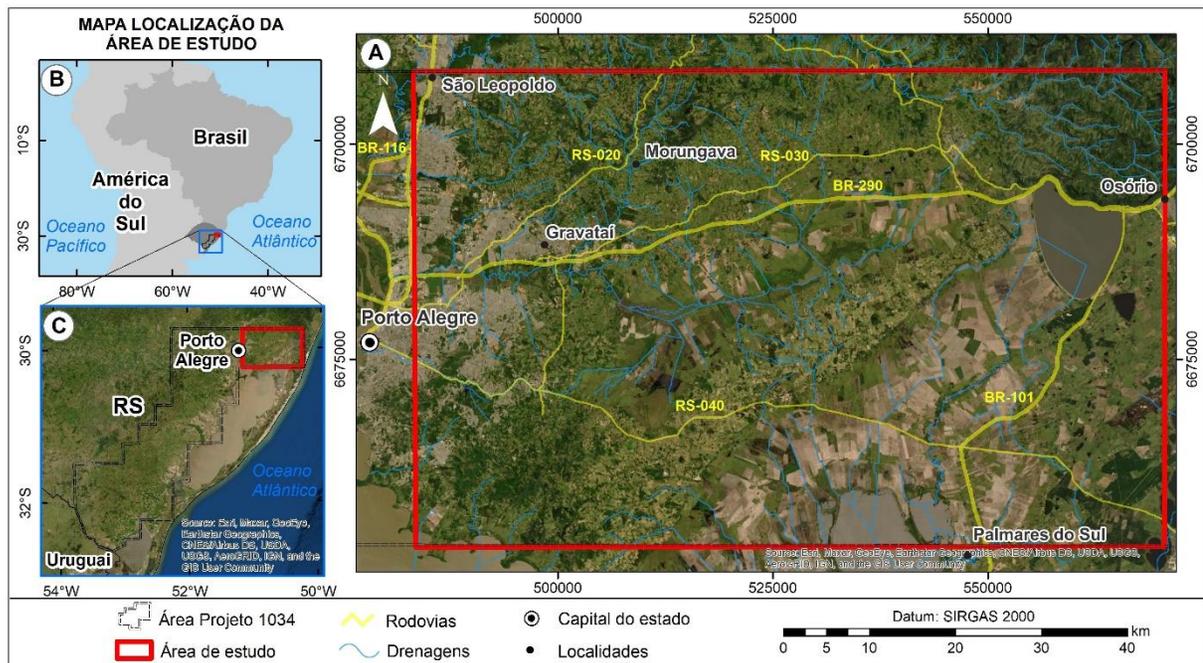
1.2 Área de estudo: localização e acessos

Definimos os limites do polígono de estudo a partir da intersecção da área de ocorrência das rochas subvulcânicas de composição primitiva do Grupo Serra Geral, na região de Morungava-RS, com a área do levantamento do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (CPRM, 1978).

A poligonal desta pesquisa situa-se na porção nordeste do Rio Grande do Sul, a leste da capital Porto Alegre (Figura 1.1). Os limites norte, sul e leste estendem-se respectivamente até as cidades de São Leopoldo, Palmares do Sul e Osório. A dimensão norte-sul é cerca de 55 km, enquanto a extensão Leste-Oeste é de aproximadamente 87 km, totalizando 4.800 km² de área.

As principais vias de acesso à região são as rodovias federais: BR-101, com acesso pelo litoral; BR-290, que cruza a área estudada de leste a oeste; e a BR-116, rodovia longitudinal que interliga Porto Alegre ao sul e ao norte do estado.

Figura 1.1. Localização da área de estudo. A- Área de estudo com as principais vias de acesso e localidades. B- Localização da área de estudo na América do Sul e C- Mapa em maior detalhe do polígono azul indicado em B com a localização da área do aerolevantamento do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (CPRM, 1978).



1.3 Justificativa e Objetivos

O objetivo geral desta dissertação é caracterizar, a partir da integração de dados aeromagnéticos, petrofísicos, geológicos e litoquímicos, a distribuição em subsuperfície das

intrusões subvulcânicas do Grupo Serra Geral na região de Morungava. Os objetivos específicos são:

- a) gerar um modelo geofísico-geológico tridimensional integrado dos corpos intrusivos, embasamento e pacote sedimentar;
- b) definir o limite da Bacia do Paraná abaixo dos sedimentos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS);
- c) identificar estruturas que controlam a distribuição das intrusões;
- d) classificar em termos composicionais as rochas subvulcânicas.

1.4 Materiais e Métodos

O estudo proposto tem como alicerce um banco de dados criado em ambiente de Sistema de Informação Geográfica - SIG com dados de relevo, aeromagnéticos, geológicos, litoquímicos e petrofísicos. Esse banco de dados é constituído, principalmente, por fontes de livre acesso:

- Os dados de relevo foram obtidos a partir de imagens GeoTIFF do ALOS PALSAR (resolução de 12,5 m), disponibilizadas pelo *Alaska Satellite Facility - Distributed Active Archive Center* (ASF DAAC, 2011);
- Os dados aeromagnéticos são do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (CPRM, 1978), executado pela LASA Engenharia e Prospecções. O banco de dados “.xyz” e o relatório são de livre acesso e estão disponíveis na página da *internet* do SGB/CPRM (cprm.gov.br);
- Os dados geológicos englobam os mapas geológicos (1:100.000) (ABOARRAGE; LOPES, 1986; ROISENBERG *et al.*, 2007), além de 318 furos de sondagem (ABOARRAGE; LOPES, 1986) e 745 poços de água do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) disponíveis no banco de dados corporativo do SGB/CPRM;
- O banco de dados litoquímico das rochas subvulcânicas interceptadas pelos furos da CPRM é composto pela compilação de dados disponíveis na literatura (NAKAMURA *et al.*, 2003; PINTO *et al.*, 2019; ROMANINI; ALBUQUERQUE, 2000) e pelos dados concedidos pela empresa *Anglo American*.

Adicionalmente, medimos dados de susceptibilidade magnética, de concentrações de elementos por meio da Fluorescência de Raios-X portátil (FRXp) em 62 testemunhos de sondagem na litoteca de Caçapava do Sul-RS do SGB/CPRM. Também fizemos medidas de magnetização remanente natural (MRN) em amostras selecionadas desses testemunhos, no Laboratório de

Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LAMs-IGc-USP).

Após a organização do banco de dados, executamos as seguintes etapas: a) Processamento dos dados magnéticos para estimativas de profundidades e delimitação de fontes causativas, contatos e estruturas; b) Modelagem geológica 3D preliminar (*a priori*); c) Análise exploratória dos dados petrofísicos e litoquímicos; d) Modelagem direta 2,5D de uma seção geofísica com suporte dos dados petrofísicos; e) Inversão dos dados magnéticos com o intuito de auxiliar a modelagem direta e delinear corpos intrusivos; f) Integração dos dados multifonte e elaboração de um modelo geológico com o arcabouço estratigráfico (embasamento e unidades da Bacia do Paraná), distribuição e variações composicionais das intrusões.

Realizamos essas etapas em quatro programas computacionais principais, são eles: *Esri*® *ArcMap*™ versão 10.6.1.9270, *RStudio* versão 2021.09.0, *Leapfrog Geo* versão 2021.2.5 e *Geosoft Oasis Montaj*® versão 2022.1, estes dois últimos são programas computacionais da ©*SEQUENT*. O processamento dos dados geofísicos, etapas “a”, “d” e “e”, foram realizados no *Geosoft Oasis Montaj*®, enquanto as interpretações em planta das fontes causativas, contatos e estruturas foram executadas no *ArcMap*. A análise exploratória dos dados petrofísicos e litoquímicos, etapa “c”, foi feita no *RStudio*, com o intuito de classificar composicionalmente as rochas subvulcânicas e averiguar o contraste de susceptibilidade magnética entre as intrusões e as encaixantes. Já as etapas “b” e “f” de modelagem geológica 3D *a priori*, integração final das informações e a geração do modelo geológico/geofísico 3D foram implementadas no *Leapfrog Geo*.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O principal objeto de estudo deste trabalho são as rochas intrusivas subvulcânicas do Grupo Serra Geral na região de Morungava-RS. A compreensão de seu contexto geológico regional é fundamental para interpretação das respostas geofísicas e análise dos controles estruturais e estratigráficos, que podem influenciar na disposição das intrusões. A área de estudo abrange porções de quatro grandes domínios geológicos/tectônicos, o Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), a Bacia do Paraná (BP), a *LIP* Paraná-Etendeka e a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) (Figura 2.1). Os tópicos a seguir sintetizam o contexto geológico desses domínios.

2.1 Escudo Sul-Rio-Grandense

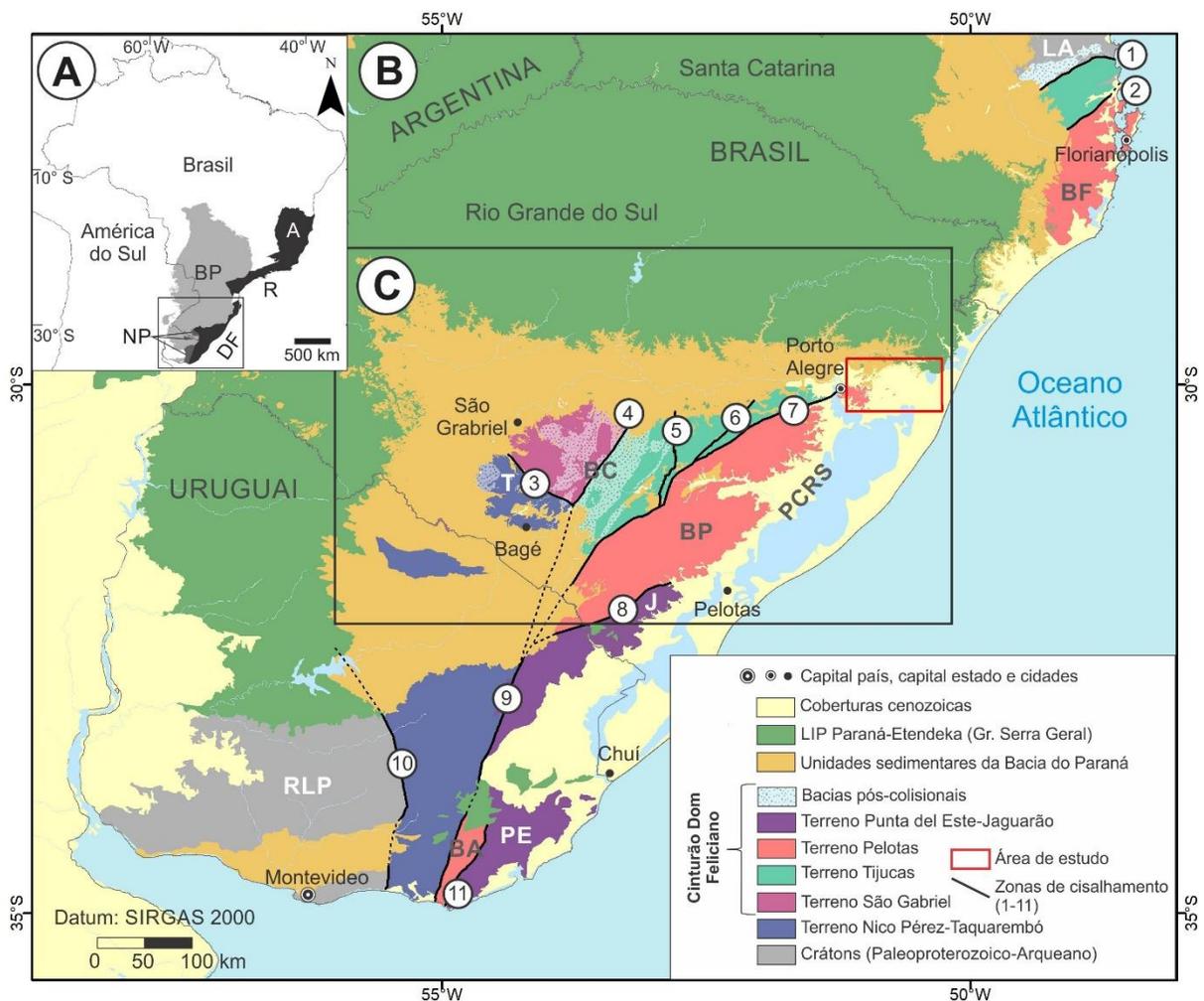
O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) abrange as áreas de ocorrência do Terreno Nico Pérez (TNP), também denominado no Brasil de Terreno Taquarembó, e do Cinturão Dom Feliciano (CDF) expostos no centro do estado do Rio Grande do Sul (Figura 2.1). O TNP é uma extensão do terreno homônimo uruguaio de idade Arqueana a Paleoproterozoica (OYHANTÇABAL *et al.*, 2018) e faz parte da porção ocidental do ESRG. O CDF é uma faixa móvel Neoproterozoica (Ciclo Orogênico Brasileiro – Pan-africano) que se estende desde o sudeste do Uruguai até a região de Florianópolis-SC, correspondendo ao setor meridional da Província Mantiqueira (JOST; HARTMANN, 1984; SILVA *et al.*, 2005). A porção central do ESRG é recoberta pela sequência vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã, que é uma bacia molássica formada nas fases finais de construção do Cinturão Dom Feliciano (Ediacarano-Ordoviciano) (PAIM; CHEMALE; WILDNER, 2014).

No ESRG, o CDF é subdividido em quatro domínios geofísicos principais (FERNANDES *et al.*, 1995; COSTA, 1997; RAMOS *et al.*, 2014; HARTMANN; LOPES; SAVIAN, 2016): Domínios Oeste, Central, Leste e Sudeste. De maneira geral, esses domínios correspondem, respectivamente, ao Terreno São Gabriel (TSG), ao Terreno Tijucas (TT), ao Terreno Pelotas (TP) e ao Terreno Punta del Este (TPE, também denominado Terreno Jaguarão na porção brasileira) (Figura 2.1) (CHEMALE, 2000; PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE, 2016; HUECK *et al.*, 2018, CRUZ *et al.*, 2019).

Esses quatro terrenos do CDF são compostos pelas seguintes associações petrotectônicas: o TSG (Toniano-Criogeniano) é formado por rochas metaplutônicas e metavulcano-sedimentares, relacionadas a dois arcos juvenis, intercaladas com complexos ofiolíticos e com metassedimentos;

o TT é composto por associações do embasamento retrabalhado, rochas graníticas brasileiras e seqüências supracrustais; o TP é formado por suítes graníticas (Criogeniano-Ediacarano) com septos do embasamento (Toniano); e o TPE compreende uma sucessão de rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas, com restos de embasamento cristalino e intrudida por granitos ediacaranos (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE, 2016; CRUZ *et al.*, 2019; TAKEHARA; LAUX, 2019).

Figura 2.1 . A- Localização da Bacia do Paraná, Terreno Nico Pérez e Província Mantiqueira na América do Sul. Legenda: BP= Bacia do Paraná, NP= Terreno Nico Pérez; Província Mantiqueira: DF= Cinturão Dom Feliciano, A = Faixa Araçuaí, R= Faixa Ribeira. B- Mapa simplificado dos principais domínios geológicos/tectônicos do Sul do Brasil e Uruguai. Legenda: PCRS = Planície Costeira do Rio Grande do Sul, BC = Bacia Camaquã; Crátons: LA = Luis Alves, RLP = Rio de La Plata; Terrenos: T = Taquarembó, J = Jaguarão, PE = Punta del Este. Batólitos: BA = Aiguá, BF = Florianópolis, BP = Pelotas; Zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Ibaré, 4- Caçapava, 5- Passo do Marinheiro, 6- Dorsal de Canguçu, 7- Sutura de Porto Alegre, 8- Ayrosa Galvão, 9- Sierra Ballena, 10- Sarandí Del Yí, 11- Sutura Cordilheira. C- Polígono de localização da figura 2.3-A. Fonte: Modificado de Gómez; Schobbenhaus e Montes (2019), Koester *et al.* (2021), Oyhantçabal *et al.* (2018), Philipp, Pimentel e Chemale (2016), Takehara e Laux (2019).



De acordo com o mapa do estado do Rio Grande do Sul (WILDNER *et al.*, 2008), na área de estudo (Figura 2.1) aflora apenas o TP, que é um bloco alongado (NE-SW) limitado por estruturas a oeste (Sutura de Porto Alegre - SAP e Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu - ZCTDC) e a sudeste (Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão - ZCAG). O limite leste é encoberto pelos sedimentos da PCRS, enquanto os limites norte e sul são fora do ESRG, com correspondentes no Escudo de Santa Catarina (Batólito Florianópolis) e no Escudo Uruguaio (Batólito Aiguá) (BASEI *et al.*, 2000).

O TP é um complexo plutônico polifásico composto por granitoides (criogenianos-ediacaranos) formados em contexto de arco magmático (sin-, tardi- e pós-colisional) e com magmatismo associado às zonas de cisalhamento regionais (KOESTER *et al.*, 2001; PHILIPP *et al.*, 2002; PORCHER *et al.*, 2021). A colocação dessas intrusões ocorreu em diferentes níveis crustais e em distintos estágios de evolução de deformação, englobando xenólitos de rochas gnáissicas, principalmente tonianas, de dimensões variadas (métricas a quilométricas).

Uma das propostas de divisão da TP é a de Takehara e Laux (2019), que o separou em quatro suítes: (i) Suíte Viamão, composta principalmente por monzogranitos e granodioritos de características sin-colisionais (cálcico-alcálica de médio a alto-K), com idades de até 630 Ma; (ii) Suíte Pinheiro Machado, representa o plutonismo de arco continental caracterizado como uma suíte cálcico-alcálica de médio a alto-K (dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos), com idades entre 630 e 610 Ma e xenólitos de embasamento ou de arcos anteriores; (iii) Suíte Cerro Grande, suíte cálcico-alcálica de médio a alto-K, da fase tardi a pós-colisional com idades ao redor de 585 Ma, os corpos intrusivos, majoritariamente monzograníticos, seccionam a Suíte Pinheiro Machado em dois segmentos; (iv) Suíte Dom Feliciano, apresenta assinatura geoquímica de rochas alcalinas com características pós-tectônicas (idade inferida entre 580 e 560 Ma), e predominam os sienogranitos.

2.2 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (BP) é uma sinéclise fanerozoica que ocupa uma área de 1.500.000 km² na América do Sul e apresenta uma pequena porção remanescente na África denominada Bacia de Huab (Namíbia) (Figura 2.2). A implantação da bacia deu-se na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo o arcabouço estrutural do embasamento e desenvolveu-se via múltiplos

ciclos de subsidência, com acomodação de sedimentos e vulcanismo associado entre o Ordoviciano e o Cretáceo Superior (MILANI, 1997; MILANI *et al.*, 2007).

Desde o final do século XIX inúmeros pesquisadores realizaram trabalhos na BP, destacando-se o relatório White (1908), pioneiro na sistematização estratigráfica da bacia. A evolução do conhecimento da BP teve contribuições relevantes de trabalhos como Northfleet, Medeiros e Mühlmann (1969), Schneider *et al.* (1974), Almeida (1980), Zalán *et al.* (1990) e Milani (1997), culminando com a consolidação geral mais recente de Milani *et al.* (2007).

O registro estratigráfico da BP é dividido em Supersequências delimitadas por superfícies de discordância regional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Triássico Inferior), Gondwana II (Triássico Médio-Superior), Gondwana III (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior) e Bauru (Cretáceo Superior). As três supersequências mais antigas correspondem a ciclos transgressivos-regressivos e as demais são fruto de sedimentação continental com episódios de magmatismo no Cretáceo Inferior (MILANI *et al.*, 2007).

Atualmente, a BP possui espessura máxima estimada de 7 km em seu depocentro, localizado na região da calha do Rio Paraná (MILANI *et al.*, 2007). A bacia apresenta forma elipsoidal de direção N-S e seus limites atuais são definidos por processos erosivos, principalmente relacionados à abertura do Atlântico Sul (Cretáceo) e à orogênese Andina (Cenozoico) (MILANI *et al.*, 2007). Esses eventos formaram ou reativaram feições geotectônicas, como os Arcos de Assunção, Alto Paranaíba, Ponta Grossa e Rio Grande, a Calha de Torres e a Serra do Mar (FULFARO *et al.*, 1982; NORTHFLEET; MEDEIROS; MÜHLMANN, 1969; STRUGALE *et al.*, 2007; ZALÁN *et al.*, 1987) (Figura 2.2).

No estado do Rio Grande do Sul a BP apresenta características específicas como ocorrência exclusiva do pacote Gondwana II e a ausência das supersequências Rio Ivaí, Paraná e Bauru (figura 2.3-A). A unidade mais antiga da bacia que ocorre no território do estado é a supersequência Gondwana I, representada pelo Grupo Itararé, Grupo Guatá (formações Rio Bonito e Palermo) e Grupo Passa Dois (Formação Irati, subgrupo Estrada Nova e Rio do Rasto). O pacote sedimentar mesozoico no Rio Grande do Sul, segundo Scherer *et al.* (2021), é subdividido nas seguintes unidades: formações Buena Vista, Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita, referentes à supersequência Gondwana II; formações Guará e Arenito Pedreira, ambas do Jurássico, e Formação Botucatu (Neojurássico-Eocretáceo), que correspondem à supersequência Gondwana

III. Já o Grupo Serra Geral representa a atividade magmática da *LIP* Paraná-Etendeka e também faz da supersequência Gondwana III.

Figura 2.2. A- Configuração da América do Sul e África durante o Cretáceo Inferior, fase inicial de abertura do Oceano Atlântico Sul. B- Mapa geológico da Bacia do Paraná e elementos associados à atividade magmática da PMPE no contexto do Cretáceo Inferior (mapa da BP, principais estruturas, PMPE na África, diques e complexos intrusivos após: Gomes; Vasconcelos, 2021; Gómez; Schobbenhaus; Montes, 2019; Horn *et al.*, 2022, Milani, 1997; Pessano *et al.*, 2021; Zalán *et al.*, 1987). Legenda - Enxames de diques: 1- Cuaró, 2- Sul do Brasil, 3- Florianópolis, 4- Ponta Grossa, 5- Serra do Mar, 6- Transminas, 7- Vitória-Colatina, 8- Leste do Paraguai, 9- Henties Bay-Outjo, 10- Skeleton Coast. Complexos intrusivos: I- Complexos anelares do leste do Uruguai (Valle Chico, San Luis, Lascano West e Lascano East), II- Damaraland Igneous Complex, III- Intrusões alcalinas do leste do Paraguai.

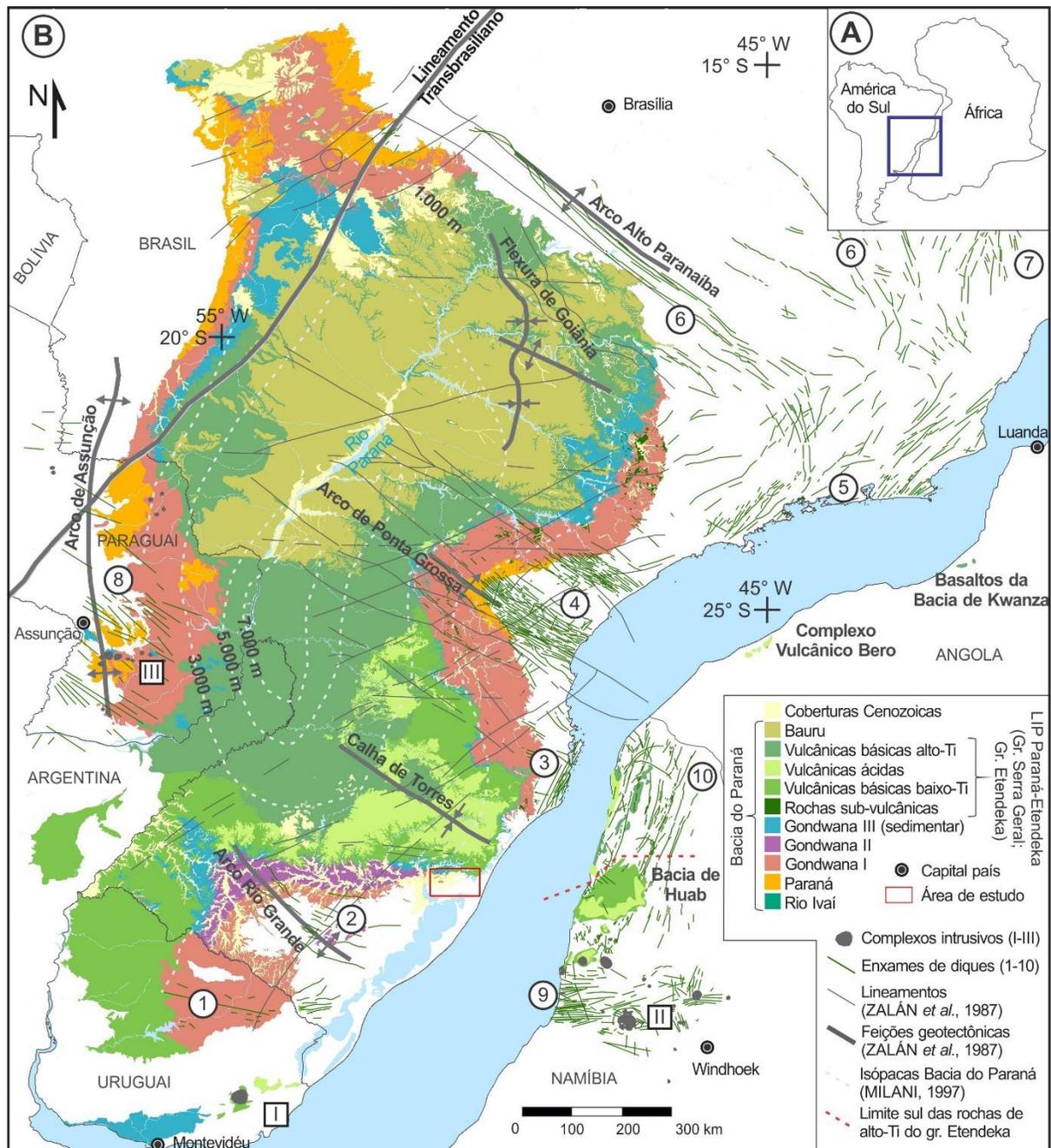
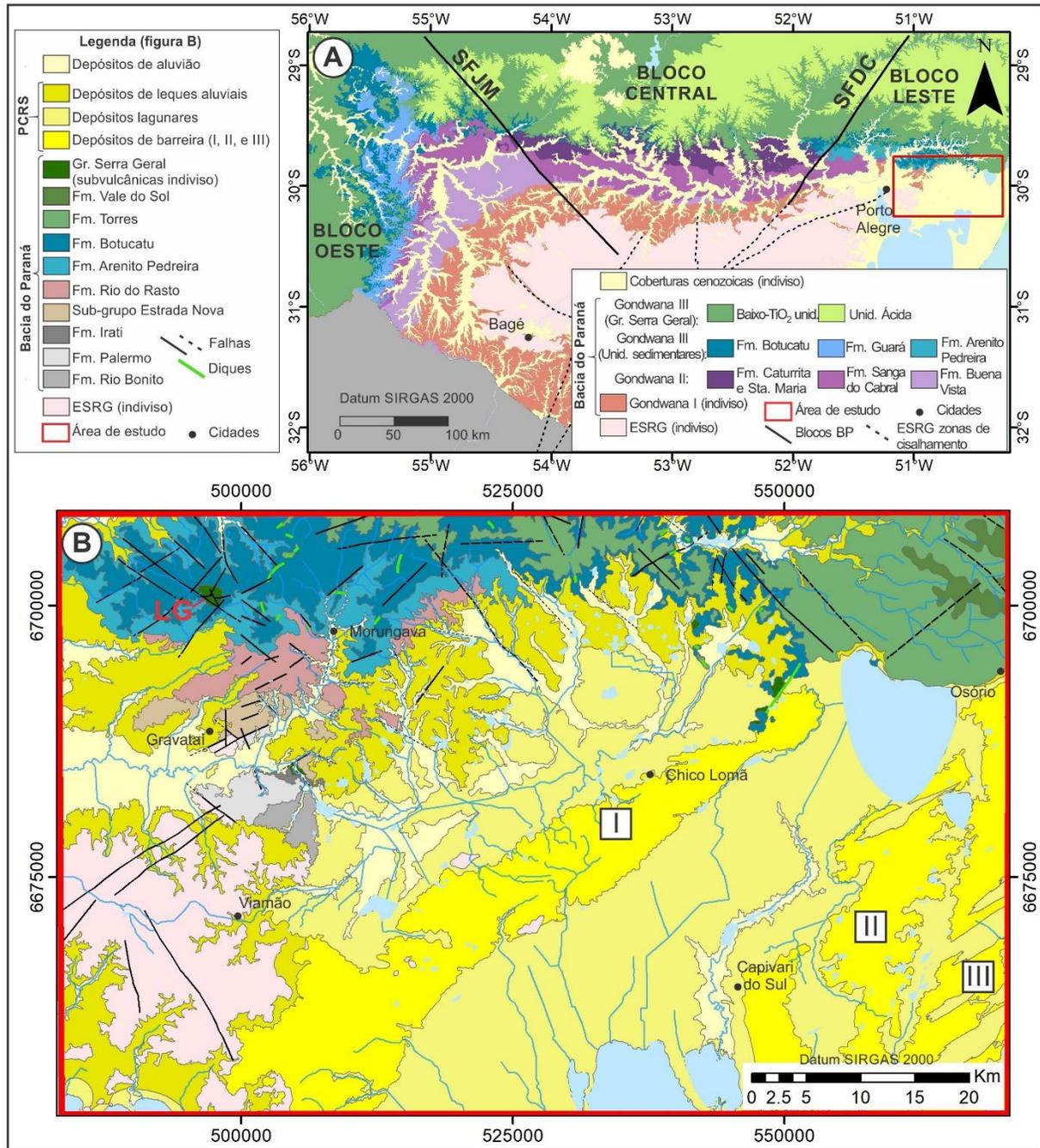


Figura 2.3. A- Mapa geológico simplificado da porção central do Rio Grande do Sul (1:750.000) com os principais domínios geológicos/tectônicos e os blocos estruturais que compartmentam as unidades da BP no estado. Legenda: SFJM= Sistema de Falhas Jaguari-Mata; SFDC= Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu. B- Mapa geológico da área de estudo (1:100.000). Legenda: LG= Complexo básico intrusivo de Lomba Grande. Fonte: A- Modificado de Horn *et al.* (2022), Scherer *et al.* (2021) e Wildner *et al.* (2008). B- Modificado de Aboarrage e Lopes (1986) e Roisenberg *et al.* (2007).



O arcabouço estrutural da Baía do Paraná é formado por grandes feições tectônicas (arcos e calhas) e três conjuntos principais de lineamentos com direções NE-SW, NW-SE e E-W (ZALÁN *et al.*, 1987) (Figura 2.2). Esses lineamentos estão diretamente relacionados a estruturas mais

antigas do embasamento que foram reativadas durante e posteriormente à deposição das unidades sedimentares (ex. CURTO *et al.*, 2015; MILANI; SZATMARI, 2020).

A porção aflorante da BP no Rio Grande do Sul é dividida em três blocos estruturais (Oeste, Central e Leste), limitados por falhas regionais NW e NE herdadas do ESRG (Figura 2.3-A). Conforme Machado (2005) e Scherer *et al.* (2021), as estruturas que limitam esses blocos são o Sistema de Falhas Jaguari-Mata (SFJM), que separa o bloco Central do bloco Oeste e o Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu (SFDC), que delimita o bloco Central e o Leste. Cada bloco apresenta uma sucessão estratigráfica específica, marcada pela ausência de uma ou mais unidades. A área de estudo localiza-se no denominado bloco Leste que apresenta as formações das supersequências Gondwana I e III, e apenas a Formação Sanga do Cabral da supersequência Gondwana II, como mostra a figura 2.3-B.

2.3 LIP Paraná-Etendeka

A LIP Paraná-Etendeka, localizada na América do Sul (Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina) e em uma porção da África (costa da Namíbia e Angola) (Figura 2.2), representa um evento vulcano-plutônico do Cretáceo Inferior que precedeu a abertura do Oceano Atlântico Sul. Essa grande província ígnea (*Large Igneous Province - LIP*) está entre as maiores *Continental Flood Basalt* (CFB) do mundo, com volume atual estimado em $1,7 \times 10^3 \text{ km}^3$ (FRANK; GOMES; FORMOSO., 2009), e é constituída por rochas vulcânicas (espessura máxima de 1.725 m, poço 2-CB-001A-SP na região SW do estado de São Paulo) e rochas intrusivas na forma de enxames de diques, soleiras e complexos intrusivos.

Além do grande volume do magmatismo ($>100.000 \text{ km}^3$, frequentemente $> 1.000.000 \text{ km}^3$), outra característica intrínseca de LIP's é o curto período de tempo em que essa atividade ocorre ($<5 \text{ Ma}$, frequentemente $<2 \text{ Ma}$) (ERNST *et al.*, 2021 e referências nele contidas). Diversos estudos geocronológicos foram realizados na LIP Paraná-Etendeka nos últimos 60 anos e atestam essa característica da província. Recentemente, Gomes e Vasconcelos (2021) realizaram a compilação e validação das idades obtidas em rochas vulcânicas e intrusivas da província (métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U/Pb) disponíveis na bibliografia. De acordo com esse trabalho, a principal fase de atividade vulcânica da PMPE ocorreu entre $135,5 \pm 0,4 \text{ Ma}$ e $133,2 \pm 0,3 \text{ Ma}$, enquanto o magmatismo intrusivo aconteceu antes, durante e depois desse período.

As rochas da *LIP* Paraná-Etendeka variam desde rochas primitivas (picritos) até rochas mais evoluídas (riolitos) (ROSSETTI *et al.*, 2021). Ao longo da província predominam basaltos toleíticos e andesitos basálticos (>90%), enquanto as rochas ácidas (dacitos a riolitos) concentram-se na porção meridional marginal sul-americana e na porção africana da *LIP* (PEATE; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992). As rochas de composição primitiva são escassas e, até o momento, foram melhor caracterizadas na Namíbia, onde correspondem aos derrames picríticos do magma-tipo *Tafelkop* (unidade basal do subgrupo *Awahab* do Grupo *Etendeka*) (GIBSON; THOMPSON; DICKIN, 2000; JERRAM *et al.*, 1999; MILLER, 2008), às intrusões dos magmas-tipo *Horingbaai Dolerites* e *Huab Sills (Nil Desperandum-Florida)* e a alguns diques na região do complexo intrusivo *Spitzkoppe* (THOMPSON *et al.*, 2001, 2007; EWART *et al.*, 2004; ROSSETTI *et al.*, 2021).

No Brasil e na Argentina as rochas da *LIP* Paraná-Etendeka correspondem à Formação Serra Geral, enquanto no Paraguai são classificadas como Formação Alto Paraná (BELLIENI *et al.*, 1986a) e no Uruguai como Formação *Puerto Gómez*, Formação *Arequita* e Grupo *Arapey* (BOSSI, 1996 *apud* MUZIO *et al.*, 2009; BOSSI, 2006). Na Namíbia a província equivale às unidades vulcânicas e intrusivas do Grupo *Etendeka*, que em sua base apresenta a Formação *Twyfelfontein*, correlata à Formação Botucatu (JERRAM *et al.*, 1999; STANISTREET; STOLLHOFEN, 1999). Em Angola a *LIP* Paraná-Etendeka corresponde às rochas vulcânicas e intrusivas da bacia de *Kwanza* e do *Bero Volcanic Complex* na bacia de *Namibe* (MARZOLI *et al.*, 1999; MARSH; SWART; 2018).

Além do magmatismo bimodal, também ocorrem nas bordas dos campos de lava, como no Arco de Ponta Grossa, Arco de *Moçâmedes* (Angola), no Uruguai e no leste do Paraguai (Figura 2.2), intrusões alcalinas de composições geoquímicas e isotópicas diferentes dos magmas-tipo da *LIP* Paraná-Etendeka. Essa atividade magmática (145Ma-127,5Ma (GIBSON; THOMPSON; DAY, 2006)) ocorreu antes, durante e depois do principal evento vulcânico da *LIP* Paraná-Etendeka.

2.3.1 *Magmas-tipo e estratigrafia*

Inicialmente trabalhos, como de Bellieni *et al.* (1984a) e Mantovani *et al.* (1985) no Brasil e Ewart *et al.* (1998) na Namíbia, classificaram as rochas da *LIP* Paraná-Etendeka em dois grupos, baixo-Ti e alto-Ti, com base nos teores de TiO_2 e outros elementos. Esses grupos além de possuírem

características geoquímicas diferentes, também apresentam áreas distintas de ocorrência, as rochas de baixo-Ti predominam na porção sul da *LIP*, no norte e no topo prevalecem as rochas de alto-Ti.

Na porção brasileira da *LIP* Paraná-Etendeka Peate, Hawkesworth e Mantovani. (1992) e Peate (1997) propuseram, com base na estratigrafia regional da província e nos teores e razões de elementos maiores e traços, subdivisões desses grupos em seis magmas-tipo básicos: Gramado, Esmeralda, Urubici, Pitanga, Paranapanema e Ribeira. Os magmas-tipo Gramado e Esmeralda são de baixo-Ti e apresentam valores de Ti/Y inferiores a 310 ppm, enquanto os outros magmas-tipo possuem valores de Ti/Y superiores a 310 ppm. Acerca das rochas ácidas, Mantovani *et al.* (1985) e Bellieni *et al.* (1986b) reconheceram dois grupos composicionalmente distintos com base em elementos traços incompatíveis. O grupo com baixo conteúdo de elementos incompatíveis foi chamado de Palmas e o grupo mais enriquecido em elementos incompatíveis foi chamado de Chapecó. Posteriormente, Peate, Hawkesworth e Mantovani. (1992) e Nardy, Machado e Oliveira (2008) subdividiram o magma-tipo de baixo-Ti Palmas nos subgrupos Caxias do Sul, Santa Maria, Jacuí, Clevelândia e Anita Garibaldi e, o magma-tipo de alto-Ti Chapecó nos subgrupos Guarapuava, Ourinhos e Tamarana.

A estratigrafia regional da *LIP* Paraná-Etendeka no Brasil, estabelecida com base na sucessão e distribuição regional dos magmas-tipo (PEATE; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992; PEATE, 1997), é a seguinte: ao sul ocorre a sucessão dos magmas-tipo de baixo-Ti, com o magma-tipo Gramado na base, seguido pelos derrames do magma-tipo Palmas e o topo dessa sequência meridional corresponde ao magma-tipo Esmeralda. O magma-tipo Urubici, que ocorre em uma faixa estreita no limite NE da escarpa da Formação Serra Geral em Santa Catarina, é contemporâneo e está interdigitado ao Gramado (PEATE *et al.*, 1999). A sequência de alto-Ti da porção norte da *LIP*, representada da base para o topo pelos magmas-tipo Ribeira, Pitanga e Paranapanema, recobre os magmas-tipo de baixo-Ti e espessam em direção a oeste e a norte. O magma-tipo Chapecó ocorre na porção central da *LIP* justaposto ao topo da sucessão de baixo-Ti ou sobre o embasamento (PEATE, 1997) (Figura 2.2).

Rossetti *et al.* (2018) propuseram a litoestratigrafia das rochas de baixo-Ti da PMPE na ombreira sul da Calha de Torres. As unidades foram divididas com base na arquitetura-morfologia vulcânica, petrografia, litoquímica, dados paelomagnéticos e posição estratigráfica. Nessa classificação, a Formação Serra Geral foi elevada a Grupo, formado da base para o topo pelas

formações: Torres, Vale do Sol, Palmas e Esmeralda, sendo as duas primeiras diretamente correlacionáveis ao magma-tipo Gramado.

A Formação Torres representa os estágios iniciais da atividade vulcânica, que cobriu progressivamente o *paleoerg* da Formação Botucatu, apresentando nas seções mais basais arenitos interduna (*intertrapp*). Os derrames dessa formação são do tipo *compound pahoehoe* e nas áreas interduna são do tipo *ponded pahoehoe*. Essas lavas variam de basaltos a andesitos basálticos e configuram as rochas quimicamente mais primitivas (SiO_2 49-59% e Mg# 31-62) de toda a sequência da PMPE no Brasil (WAICHEL *et al.*, 2012; ROSSETTI *et al.*, 2018, 2021).

Acima da Formação Torres, os derrames tabulares de andesitos basálticos do tipo *rubbly pahoehoe* da Formação Vale do Sol (SiO_2 52-61% e Mg# 25-54), refletem um aumento no volume das erupções individuais e o clímax da atividade vulcânica na porção sul da PMPE (ROSSETTI *et al.*, 2018, 2021). O vulcanismo culmina com os derrames tabulares de composição dacítica a riolítica da Formação Palmas (SiO_2 64-72% e Mg# 10-35). Enquanto a fase de declínio da atividade vulcânica na porção sul da PMPE corresponde aos derrames basálticos a andesitos basálticos do tipo *compound pahoehoe* da Formação Esmeralda (SiO_2 49-56% e Mg# 23-58). Esta última formação é de ocorrência mais restrita, aflorando apenas na porção norte do Rio Grande do Sul e sul de Santa Catarina (ROSSETTI *et al.*, 2018, 2021).

Na área de estudo afloram derrames da Formação Torres e Vale do Sol e nas adjacências setentrionais da área afloram derrames da Formação Palmas (Figura 2.3).

2.3.2 Magmatismo intrusivo subvulcânico

Como objetos de interesse deste estudo, os sistemas subvulcânicos das *LIP's* abrangem quase todos os tipos possíveis de intrusão, desde formas complexas em centros vulcânicos, câmaras magmáticas de formas variadas, lacólitos, lopólitos, passando por enxames de diques, até complexos de soleiras (*nested sills complexes*) (Figura 2.4) (JERRAM; BRYAN, 2015). O tipo, a morfologia e o tamanho dessas intrusões são controlados pela interação entre fatores internos e externos, como evidenciado por estudos de campo, litoquímicos, geofísicos, modelagens e experimentos laboratoriais nas últimas décadas (CRUDEN; MCCAFFREY; BUNGER, 2017; GALLAND *et al.*, 2015; JERRAM; BRYAN, 2015; PLANKE *et al.*, 2015). Os fatores internos são relacionados às propriedades do magma como a densidade e a viscosidade, o volume de magma

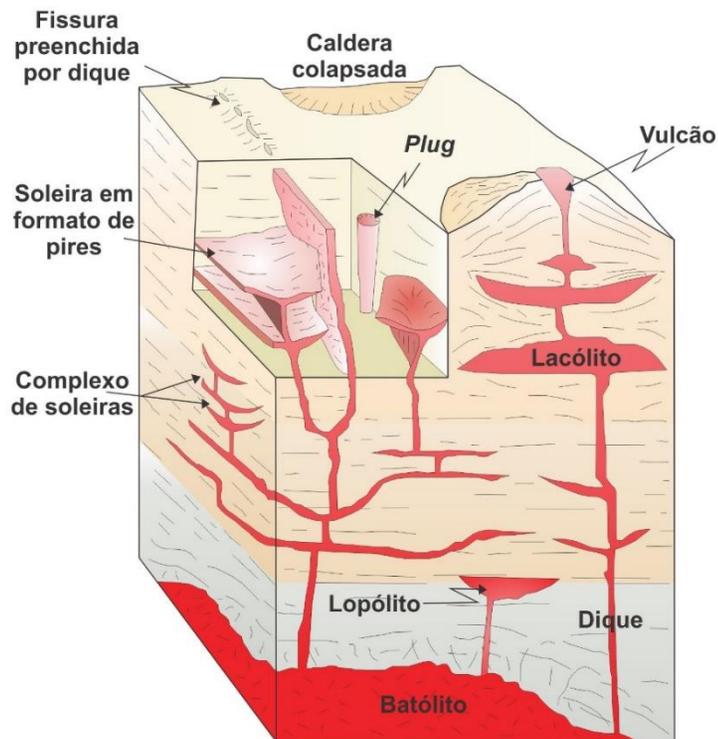
e taxa de ascensão. Os fatores externos correspondem a parâmetros ligados principalmente às rochas encaixantes, como as propriedades mecânicas, a presença ou ausência de heterogeneidades ou descontinuidades, a profundidade de colocação na crosta, a forma do relevo e a proximidade de cargas topográficas.

A relação entre espessura (T) e extensão lateral (L) de intrusões tabulares, também contribui para a compreensão dos mecanismos de colocação e crescimento desses corpos (CRUDEN; MCCAFFREY; BUNGER, 2017). Essa relação é uma lei de potência (*power law*) dada pela fórmula $T=bL^a$, onde “T” é a espessura média, “L” a extensão lateral (diâmetro), “a” (expoente) e “b” (constante de proporcionalidade) são constantes. No caso de intrusões tabulares, a lei de potência revela duas tendências bem definidas no gráfico $\log L \times \log T$, uma com inclinação de cerca de 0,5 (“a”) relacionada a corpos intrusivos como diques e soleiras (crescimento horizontal predomina sobre espessamento vertical) e outra com maior inclinação (“a”) relacionada a corpos como lacólitos/lopólitos (o espessamento vertical predomina sobre o crescimento horizontal). Ainda segundo esse estudo, soleiras e lacólitos apresentam faixas de espessuras semelhantes, porém as soleiras apresentam extensões laterais uma ordem de grandeza maiores que os lacólitos, quando comparadas as mesmas faixas de espessura. Já os diques são sistematicamente mais finos do que as soleiras, apresentando maior razão L/T. A partir dessas relações analisadas em milhares de dados e em ambientes geológicos diferentes, Cruden, McCaffrey e Bunker (2017) concluíram que os lacólitos tendem a se formar em ambientes com suprimento de magma mais restrito. Enquanto, a formação de grandes soleiras é favorecida em configurações tectônicas que geram grandes volumes de magma, como durante a quebra continental e o desenvolvimento de *LIP's*. Segundo o estudo de Zenzri e Kerr (2001), a formação de lacólito ou lopólito depende de dois fatores: a razão entre a profundidade de colocação “h” e o raio do corpo intrusivo “a”, dada pela fórmula “ $2a/h$ ”; e o contraste de reologia entre as rochas encaixantes acima e abaixo do corpo intrusivo. Maiores razões tendem a formar lacólitos, independente do contraste entre as encaixantes. Enquanto, situações com razões muito pequenas associadas a ambientes onde a encaixante acima da intrusão é significativamente mais resistente que a debaixo, favorecem a formação de lopólitos.

Soleiras em bacias sedimentares com *LIP's* associadas podem ocorrer como corpos isolados, podem ser parte de um complexo de soleiras (*nested sills complexes*, Figura 2.4) ou de

um sistema alimentador em conjunto com diques (HANSEN, 2015). As soleiras apresentam $L \gg T$, com espessuras variáveis de centímetros a centenas de metros, e extensão lateral de dezenas de metros a centenas de quilômetros. Em termos morfológicos, as soleiras podem ser tabulares e concordantes com as camadas das encaixantes ou podem apresentar o formato de pires (*saucer-shaped*) (Figura 2.4). Essa variação na geometria da soleira, assim como a extensão lateral, é dependente da profundidade, onde o formato de pires predomina em seções mais rasas e à medida que a profundidade aumenta as bordas inclinadas do pires diminuem até ficarem concordantes com os estratos intrudidos (PLANKE *et al.*, 2015).

Figura 2.4. Representação dos diferentes tipos de morfologias de intrusões em sistemas subvulcânicos. Fonte: Modificado de Jerram e Bryan (2015).



Segundo Planke *et al.* (2015) diques também estão presentes no sistema subvulcânico de sequências sedimentares com *LIP's* associadas, porém, quando não se apresentam na forma de enxames de diques são mais difíceis de se documentar. Diques representam a principal componente de transporte vertical de magma no sistema subvulcânico, apresentando-se como corpos isolados, elementos de conexão entre intrusões sub-horizontais, na forma de enxames de diques, dentre outros, podendo ocorrer em diferentes profundidades. Assim como as soleiras, os diques apresentam $L \gg T$, com espessuras variáveis, desde centímetros até dezenas de metros, e podem

estender-se desde alguns metros a dezenas de quilômetros, até mesmo milhares de quilômetros em enxames de diques (JERRAM; BRYAN, 2015).

2.3.3 *Magmatismo intrusivo subvulcânico da LIP Paraná-Etendeka*

O magmatismo intrusivo subvulcânico na *LIP* Paraná-Etendeka é composto principalmente por diques e soleiras, que representam o sistema alimentador das rochas vulcânicas da província. Essas rochas subvulcânicas ocorrem intrudidas nos sedimentos das bacias do Paraná e Huab e sua colocação é condicionada principalmente por fatores estratigráficos e tectônicos/estruturais. No geral essas rochas estão sobrepostas pelas rochas extrusivas. Porém, em regiões como a costa sul-americana e a africana, onde esse pacote foi erodido, expondo as rochas sedimentares paleozoicas-mesozoicas e do embasamento cristalino (Figura 2.2), esses corpos intrusivos puderam ser melhor estudados.

Os diques da *LIP* Paraná-Etendeka tendem a ser paralelos a estruturas regionais do embasamento agrupando-se na forma de enxames, sendo os principais, em extensão e conhecimento, os seguintes: Ponta Grossa, no estado do Paraná; Florianópolis, na costa do estado de Santa Catarina; Serra do Mar, na costa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro; *Henties Bay-Outjo*, no cinturão *Damara* na Namíbia; *Skeleton Coast*, na costa noroeste da Namíbia; Leste do Paraguai; Sul do Brasil, no ESRG; e Cuaró, no Uruguai. Recentemente, Pessano *et al.* (2021) atualizaram o mapa de enxame de diques máficos no Brasil com base em dados magnéticos e gamaespectrométricos (Figura 2.2).

O Enxame de Diques de Ponta Grossa (EDPG) (Figura 2.2), uma das mais proeminentes feições tectono-magmáticas associadas à *LIP* Paraná-Etendeka, é composto por centenas de diques perpendiculares à linha de costa atual (N40-50W), que intrudem rochas do embasamento, rochas sedimentares da Bacia do Paraná e, com menor frequência, as vulcânicas do Grupo Serra Geral (PICCIRILLO *et al.*, 1990). Os diques são compostos por basaltos e andesitos basálticos de alto-Ti (Pitanga, Paranapanema e Urubici), com ocorrências mais raras de rochas ácidas (PICCIRILLO *et al.*, 1990; RENNE *et al.*, 1996; MARQUES, 2001; ALMEIDA *et al.*, 2018). Essa manifestação magmática desenvolveu-se ao longo do Arco de Ponta Grossa, que é um alto do embasamento de direção NW-SE correlato ao Arco de *Moçâmedes* em Angola (TORQUATO, 1976; PICCIRILLO *et al.*, 1990). Nesses dois arcos também ocorrem complexos alcalinos do Cretáceo Inferior-

Superior espacialmente associados aos diques toleíticos (GOMES *et al.*, 2011; ALMEIDA *et al.*, 2018).

O Enxame de Diques de Florianópolis (EDF) (Figura 2.2) apresenta-se paralelo à costa do estado de Santa Catarina (NNE-SSW) e à foliação das rochas encaixantes, que correspondem aos granitoides Neoproterozoicos do Batólito de Florianópolis. Ocasionalmente ocorrem alguns diques de orientação NW cortando os diques principais (RAPOSO; ERNESTO; RENNE, 1998; FLORISBAL *et al.*, 2018). A maior parte dos diques são de basaltos a andesitos basálticos (principalmente magma-tipo de alto-Ti Urubici) com raras ocorrências de rochas intermediárias a ácidas (MARQUES *et al.*, 1993; RAPOSO; ERNESTO; RENNE, 1998; MARQUES, 2001; FLORISBAL *et al.*, 2014, 2018). Diques de baixo-Ti (magma-tipo Esmeralda) também ocorrem e aparecem cortando os diques principais. Segundo Florisbal *et al.* (2018) o EDF corresponde ao sistema alimentador das lavas do magma-tipo Urubici.

O Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM) (Figura 2.2) é representado por basaltos toleíticos que intrudem rochas da Faixa Ribeira, seguindo a estruturação regional (NE-SW a ENE-WSW). Os diques podem ser categorizados em alto-Ti e baixo-Ti, sendo o primeiro predominante (VALENTE *et al.*, 1998, 2007; GUEDES, 2007; CORVAL *et al.*, 2008). Assim como o EDPG, o EDSM também apresenta intrusões alcalinas (GARDA *et al.*, 1995).

Na porção sul da *LIP* Paraná-Etendeka ocorrem os enxames de diques menos expressivos, do Sul do Brasil e Cuaró (Figura 2.2). Ambos apresentam direção NW e são compostos por basaltos de baixo-Ti (MUZIO; SCAGLIA; MASQUELIN, 2012; SIMÕES *et al.*, 2022). Os diques do Sul do Brasil cortam as rochas do ESRG perpendicularmente à estruturação geral do CDF, já os diques Cuaró intrudem a BP.

Na contraparte africana os enxames de diques de *Henties Bay-Outjo* (*HOD*) e de *Skeleton Coast* (*SCDS*) são os principais (Figura 2.2). O *HOD*, definido através de imagens *Landsat*, aeromagnéticas e dados litoquímicos (LORD; OLIVER; SOULBY, 1996; TRUMBULL *et al.*, 2004, 2007), é um enxame de diques que segue a estruturação regional da faixa *Damara* (NE-SW) e estende-se por mais de 400 km. Os diques variam desde picritos até riolitos, predominando os de composição basáltica de baixo-Ti semelhantes aos magmas-tipo *Tafelberg*, *Horingbaai Dolerites* e *Esmeralda* (TRUMBULL *et al.*, 2004, 2007). O *SCDS*, delimitado e caracterizado através de dados aeromagnéticos e litoquímicos (MCMASTER *et al.*, 2019), é um enxame de diques

intrusivos na faixa *Kaoko* com direção principal NNW-SSE, que se estende por mais de 400 km. Reconstruções tectônicas mostram correlação do *SCDS* com o EDF. A maioria dos diques são de basaltos a andesitos basálticos de baixo-Ti (magmas-tipo *Tafelberg* e *Esmeralda*), com ocorrências mais restritas de composição mais primitiva semelhante ao magma-tipo *Horingbaai Dolerites* e de basaltos de alto-Ti (*Khumib*) (MCMMASTER *et al.*, 2019).

As soleiras são outras formas frequentes do magmatismo intrusivo na *LIP* Paraná-Etendeka e ocorrem por toda a província intrudindo as rochas sedimentares paleozoicas-mesozoicas (ALMEIDA, 1986; ZALÁN *et al.*, 1985). Esses corpos intrusivos concentram-se na porção central da Bacia do Paraná, onde a sequência de rochas vulcânicas e sedimentares é mais espessa (ALMEIDA, 1986). Nessa região a espessura cumulativa das soleiras pode atingir cerca de 1.100 metros (poço 1-API-1-PR da ANP). Os poços da ANP na bacia indicam que as soleiras apresentam espessuras entre 1 e 320 m, com valor médio de 34 m. Por outro lado, a extensão lateral das soleiras é de difícil avaliação devido à escassez de afloramentos e de levantamentos sísmicos de alta resolução na Bacia do Paraná. As composições das soleiras correspondem às das vulcânicas sobrejacentes, variando no geral entre basalto a andesito basáltico, e também apresentam distribuição regional, setores sul e norte, conforme as categorias de baixo-Ti e alto-Ti, respectivamente (BELLIENI *et al.*, 1984b; RENNERT, 2010).

Assim como os enxames de diques, as soleiras estão melhor expostas nas regiões costeiras da América do Sul e da África. Os exemplos mais expressivos desses corpos intrusivos na *LIP* Paraná-Etendeka são o *Huab Sill Complex* na Namíbia (DUNCAN *et al.*, 1989), as soleiras aflorantes na borda leste da BP nos estados de São Paulo (região entre Franca e Campinas), Paraná (Arco de Ponta Grossa), Santa Catarina (região Sul-Catarinense) e Rio Grande do Sul (região central e metropolitana de Porto Alegre) (MACHADO; NARDY; OLIVEIRA, 2007; MANIESI; OLIVEIRA, 1997; PETERSOHN; VASCONCELLOS; LOPES, 2007; RENNERT, 2010; ROMANINI; ALBUQUERQUE, 2000; SARMENTO *et al.*, 2014; SIMÕES *et al.*, 2022; VIERO, 1991).

Além dos enxames de diques e soleiras, complexos intrusivos também fazem parte da *LIP* Paraná-Etendeka. O *Damaraland Igneous Complex* (Figura 2.2), localizado na Namíbia, é interpretado como centros eruptivos de parte dos derrames. Os principais corpos desse complexo (*Messum, Doros, Brandberg, Erongo, Paresis, Cape Cross, Spitzkoppen, Okorusu, Okenyena,*

Otjohorongo) compreendem litotipos como basaltos, riolitos, granitos, granodioritos, gabros e sienitos (TRUMBULL *et al.*, 2000). Complexos intrusivos (*ring-complexes*) presentes no leste do Uruguai (*Valle Chico, San Luis, Lascano West e Lascano East*) (Figura 2.2) apresentam características geoquímicas similares ao *Damaraland Complex* (KIRSTEIN *et al.*, 2000; CERNUSCHI *et al.*, 2015).

2.3.4 Rochas intrusivas da região de Morungava

Morungava é um distrito de Gravataí que fica na Região Metropolitana de Porto Alegre-RS. Nessa região, Picada, Villwock e Habecost (1970) identificaram uma intrusão aflorante de olivina-gabro na área da pedreira de Lomba Grande (atual Mineração Vera Cruz) (Figura 2.3-B). Posteriormente, Viero (1991) realizou a caracterização dessa intrusão (petrografia, litoquímica, gravimetria e susceptibilidade magnética) e a classificou como um complexo básico intrusivo.

O complexo intrusivo de Lomba Grande é composto por corpos hipoabissais intrudidos na base da Formação Botucatu. O corpo principal é constituído por um olivina-gabro de granulação média a grossa com margens de resfriamento de até 5 m de espessura. Esse corpo apresenta forma irregular com seção transversal acanalada com espessura máxima de 450 metros - modelada por gravimetria (VIERO; ROISENBERG; MAGRO, 1991). Em termos geoquímicos o corpo principal é classificado como picrobasalto e basalto (diagrama TAS) e possui padrões de ETR's similares aos basaltos P-MORB e às soleiras do *Huab Sill Complex* na Namíbia. Os outros corpos intrusivos do complexo apresentam composições químicas similares às rochas vulcânicas básicas do Grupo Serra Geral, classificadas entre basaltos e andesitos basálticos, e correspondem a duas intrusões de diabásio de 30 metros de espessura, que cortam o corpo principal, e uma intrusão a leste (VIERO, 1991; VIERO; ROISENBERG, 1992; VIERO; ROISENBERG; MAGRO, 1991).

Nas áreas dos depósitos de carvão de Morungava e Chico Lomã, próximo ao complexo de Lomba Grande, várias soleiras foram detectadas em subsuperfície pelos furos dos projetos de prospecção de carvão da CPRM (ABOARRAGE; LOPES, 1986). Na década de 1990 essas soleiras, junto com outras intrusões da borda leste da BP nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, foram estudadas pelo Projeto Platina da CPRM, que realizou a avaliação preliminar do potencial de mineralizações de Ni-Cu-EGP no Grupo Serra Geral (ROMANINI; ALBUQUERQUE, 2000). Esses estudos, com base em reconhecimento de campo, descrição de testemunhos, análises petrográficas e litoquímicas, reconheceram dois tipos de

soleiras na região de Morungava: um caracterizado por uma composição primitiva (alto-Mg) semelhante ao corpo principal de Lomba Grande e outro com assinatura geoquímica similar aos magmas-tipo básicos de baixo-Ti da *LIP*.

O grupo de soleiras de composição mais primitiva da região de Morungava, junto com as soleiras da região de Iruí-Leão, também de composição primitiva, e as soleiras da região do Arco de Ponta Grossa foram considerados por Romanini e Albuquerque (2000) os alvos com maior potencial para mineralizações Ni-Cu-EGP, com base em características distintivas do modelo de mineralização Noril'sk-Talnakh listadas por Jefferson *et al.* (1994) e Mincato (1994). Nessa avaliação preliminar, nenhum corpo mineralizado foi encontrado e, devido à posição geralmente subaflorante dessas intrusões, foram sugeridos novos levantamentos geofísicos, estudos estruturais e amostragem mais detalhada nos testemunhos de sondagem nessas regiões de maior potencial.

Posteriormente, Nakamura *et al.* (2003) (parceria entre o SGB/CPRM e a *Japan International Cooperation Agency - JICA*) realizaram uma extensa avaliação do potencial de mineralizações de Ni-Cu-EGP no Grupo Serra Geral em toda a Bacia do Paraná no Brasil. Nesse estudo foram utilizados dados existentes (mapas geológicos, análises químicas, relatórios, furos de sondagem, poços da ANP, imagens de satélite, dados gravimétricos e magnéticos), realizados trabalhos de campo para coleta de amostras de rochas, sedimento de corrente e concentrado de bateia, além de diversas novas análises em rochas extrusivas e intrusivas (petrografia, litoquímica, química mineral, análises isotópicas, datação Ar-Ar). A região de Morungava (denominada distrito de Lomba Grande no relatório) foi uma das áreas que tiveram maior enfoque na pesquisa, porém de acordo com a interpretação de Nakamura *et al.* (2003) outras áreas da bacia apresentaram-se mais promissoras: oeste do PR, Arco de São Gabriel, lineamento do rio Tiete (NW-SE) com o rio Paraná, falha de Guapiara (NW-SE) com o rio Paraná, falha do rio Alonzo (NW-SE) com o rio Paraná, oeste da falha Torres-Posada. Assim como os trabalhos anteriores nenhuma mineralização de foi Ni-Cu-EGP identificada.

Outros trabalhos de investigação do potencial de mineralizações de Ni-Cu-EGP no Grupo Serra Geral, que contemplam a região de Morungava, foram realizados, como Mincato (2007) e Wildner *et al.* (2017). Ambos apontam essa região como potencial para esse tipo de mineralização e indicam que ainda há necessidade de mais pesquisas, principalmente em subsuperfície (geofísica e sondagens).

Além desses trabalhos de avaliação metalogenética, as rochas intrusivas da região de Morungava também foram alvo de estudos petrogenéticos (MARQUES *et al.*, 2006; SARMENTO; SOMMER; LIMA, 2017; SARMENTO *et al.*, 2021; PINTO *et al.*, 2019) e relacionados aos depósitos de carvão afetados por elas (LEVANDOWSKI, 2013; CAVALHEIRO, 2016).

Marques *et al.* (2006), a partir de dados litoquímicos e isotópicos (Sm-Nd e Rb-Sr) de amostras de testemunhos de sondagem dos projetos de carvão da CPRM, também identificaram dois tipos de intrusão: o tipo 1 é geoquimicamente mais primitivo (alto-Mg), diferente dos basaltos baixo-Ti e o tipo 2, que varia de basalto a andesito basáltico, geoquimicamente mais evoluído e semelhante ao magma-tipo Gramado de baixo-Ti. Esse estudo aponta semelhanças (assinaturas isotópicas e elementos traços) entre as soleiras do tipo 1 e o magma-tipo *Tafelkop* da Namíbia e ainda indica que esse é o primeiro magma primitivo identificado no Brasil que mostra contribuição de uma pluma mantélica.

Os trabalhos de Sarmento, Sommer e Lima (2017) e Sarmento *et al.* (2021) investigaram, com base em dados de campo, de química mineral, petrológicos, litoquímicos e isotópicos, intrusões (diques e soleiras) aflorantes na porção sul da Calha de Torres (entre as cidades de Santa Cruz do Sul e Torres), sendo 5 dessas intrusões na região de Morungava. Sarmento, Sommer e Lima (2017) identificaram duas direções preferenciais de diques, os de direção NE-SW, que intrudem preferencialmente as rochas sedimentares e os de direção NW-SE, que cortam os derrames do Grupo Serra Geral. As intrusões estudadas também foram categorizadas em dois tipos: (i) Toleíto Supersaturado em Sílica (SST) que são diques e soleiras de andesitos basálticos a traquiandesitos constituídos principalmente por plagioclásio, clinopiroxênio, opacos e apatita; (ii) Olivina Toleíto Saturado em Sílica (SSOT) que são diques de basalto de alto-Mg constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina, que intrudem somente os derrames basais *ponded pahoehoe* da Formação Torres. As rochas do tipo SST possuem similaridades geoquímicas e isotópicas com o magma-tipo Gramado e, conseqüentemente o magma-tipo *Tafelberg* da Namíbia. Já as correlações das rochas SSOT com magmas-tipo do Grupo Serra Geral e da Namíbia, não são tão claras. Sarmento, Sommer e Lima (2017) indicam que a química mineral possui similaridades com o corpo principal do complexo de Lomba Grande. De acordo com Sarmento *et al.* (2021), os diques SSOT seriam derivados de uma fonte enriquecida de manto litosférico, com menor contribuição crustal e composições isotópicas semelhantes ao magma-tipo *Huab Sills* (*Nil Desperandum-*

Florida) (THOMPSON *et al.*, 2001; EWART *et al.*, 2004), e sem correspondência no Grupo Serra Geral. Porém, Sarmento *et al.* (2021) também apontam semelhanças dos diques SSOT com o magma-tipo *Tafelkop*, em termos das razões $Ti/Zr \times Ti/Y$, e similaridades nas assinaturas de elementos maiores e traços quando comparado com os diques de $MgO > 6\%$ do enxame *HOD*.

Em trabalho mais recente Pinto *et al.* (2019) investigaram o modo de ocorrência e a química mineral de espinélios de Cr e olivinas de soleiras de composição mais primitiva (cumulados duníticos e wehrlitos) interceptadas por 5 furos de sondagem dos projetos de prospecção de carvão da CPRM na região de Morungava. O estudo identificou duas populações distintas de espinélio e olivina, o que foi interpretado como uma mudança na composição química do magma do qual os cristais desses minerais cristalizaram. Evidências petrográficas (contatos intrusivos abruptos e micro-camadas rítmicas) indicaram que houve adição periódica de magma nessas soleiras. Além do estudo petrogenético, Pinto *et al.* (2019) avaliaram, com base nessas informações, o potencial metalogenético dessa região para Ni-Cu-EGP e apontaram que as soleiras estudadas são similares ao complexo ultramáfico de Noril'sk-Talnakh, corroborando com estudos como Mincato (2007) e Wildner *et al.* (2017).

Levandowski (2013) realizou a caracterização das camadas de carvão e a avaliação do potencial para *Coalbed Methane* da jazida de Chico Lomã a partir dos dados obtidos no poço CBM001-CL-RS, executado pelo Núcleo de Carvão e Rochas Geradoras de Petróleo (NCRGP) da UFRGS. Esse estudo demonstrou, assim como trabalhos feitos em outros depósitos de carvão do mundo, que as intrusões causam alterações térmicas nas camadas de carvão modificando a qualidade do carvão e influenciando na capacidade de geração e armazenamento de metano. Devido a importância dessa característica nos depósitos de carvão e a escassez de informações sobre a distribuição espacial das rochas intrusivas na parte sul da Bacia do Paraná, Cavalheiro (2016) buscou caracterizar a distribuição espacial das intrusões nos depósitos de carvão de Morungava e Chico Lomã através de dados gravimétricos terrestres. A caracterização foi realizada com base na interpretação qualitativa 2D dos mapas gravimétricos (anomalia Bouguer residual e primeira derivada vertical) em conjunto com os mapas de espessura cumulativa das intrusões e das camadas de carvão interceptadas pelos furos de sondagem da CPRM. Nesse trabalho de Cavalheiro (2016) não foram feitas interpretações quantitativas, modelagem direta ou inversão dos dados gravimétricos levantados.

2.4 Planície Costeira do Rio Grande do Sul

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) é a mais ampla planície litorânea do Brasil e corresponde à porção emersa da Bacia de Pelotas no Rio Grande do Sul (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000). Na área de estudo, os sedimentos da PCRS são a principal unidade aflorante (Figura 2.3-B), recobrando parte das rochas do embasamento e da Bacia do Paraná.

Os primeiros estudos sistemáticos, em termos de estratigrafia, realizados na PCRS iniciaram-se na década de 50. Dentre eles destaca-se o trabalho de Delaney (1962), na qual foram apresentados o primeiro mapa geológico e coluna estratigráfica das unidades aflorantes da PCRS. Esse trabalho fundamentou estudos posteriores baseados em conceitos litoestratigráficos. No entanto, Villwock *et al.* (1986) propuseram uma mudança metodológica na classificação estratigráfica da PCRS, baseada no reconhecimento de fácies e sistemas deposicionais. Essa metodologia mostrou-se mais apropriada ao levantamento geológico de terrenos sedimentares quaternários e, portanto, tem sido adotada na PCRS (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2005). Nesse contexto, os depósitos da PCRS são classificados em dois sistemas deposicionais: sistema de leques aluviais e sistemas tipo laguna-barreira.

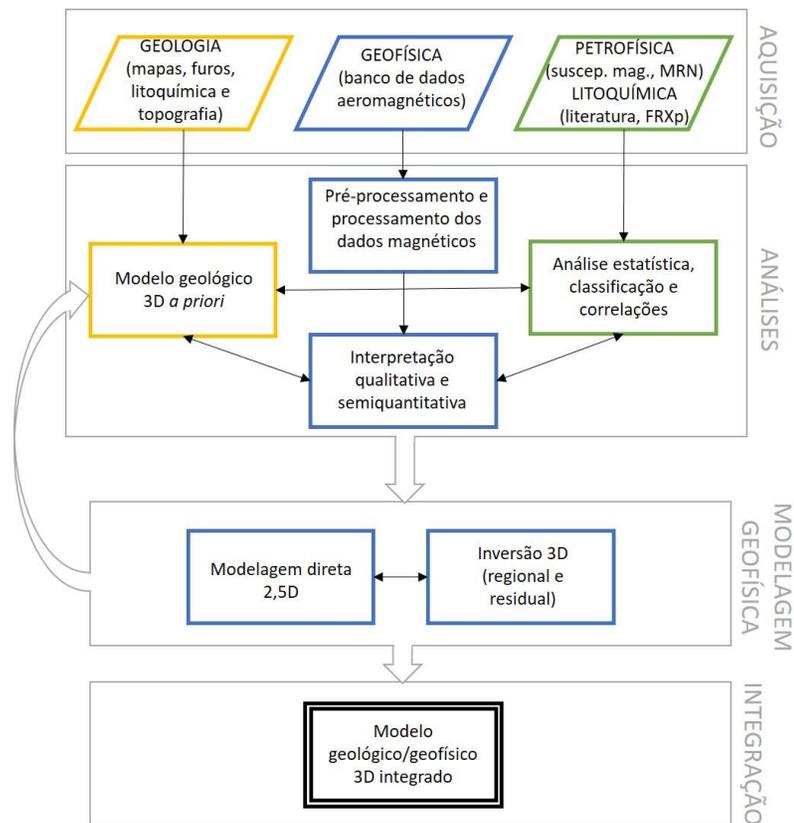
O sistema de leques aluviais implantou-se no final do período Neógeno e continua ativo atualmente com menor intensidade. Compreende as fácies depositadas ao longo da margem oeste da PCRS, que tiveram como área fonte tanto rochas do ESRG, quanto rochas da Bacia do Paraná. Os sedimentos do sistema de leques foram retrabalhados pelos eventos formadores do sistema tipo laguna-barreira, que acarretaram na progradação da PCRS para leste (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000). Os sistemas tipo laguna-barreira são compostos por quatro sistemas (I, II, III e IV), cada um correspondendo a um evento transgressivo-regressivo, sendo os três primeiros do Pleistoceno e o último do Holoceno (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000). As barreiras estão alinhadas à linha de costa atual (NE-SW) e a distribuição espacial evidencia a idade relativa dos sistemas, onde o mais ocidental (I) é o mais antigo e o mais oriental (IV), o mais recente.

Conforme Tomazelli e Villwock (2000) o pacote sedimentar da PCRS mergulha suavemente para leste e, em contraste com a porção imersa da Bacia de Pelotas, não apresenta estruturas típicas de processos distensivos, como falhas normais.

3 PROCESSAMENTO E AQUISIÇÃO DE DADOS

Este estudo baseia-se em três fontes principais de dados: (i) dados geológicos, que correspondem a furos de sondagem, poços de água, dados litoquímicos, topográficos e mapas geológicos; (ii) dados aeromagnéticos e (iii) dados petrofísicos, levantados neste trabalho e presentes na literatura. Neste capítulo serão apresentadas as etapas de trabalho executadas (Figura 3.1) para se atingir o objetivo principal da dissertação, que é a caracterização da distribuição em subsuperfície das intrusões do Grupo Serra Geral na região de Morungava.

Figura 3.1. Fluxograma das etapas de trabalho executadas no presente trabalho.

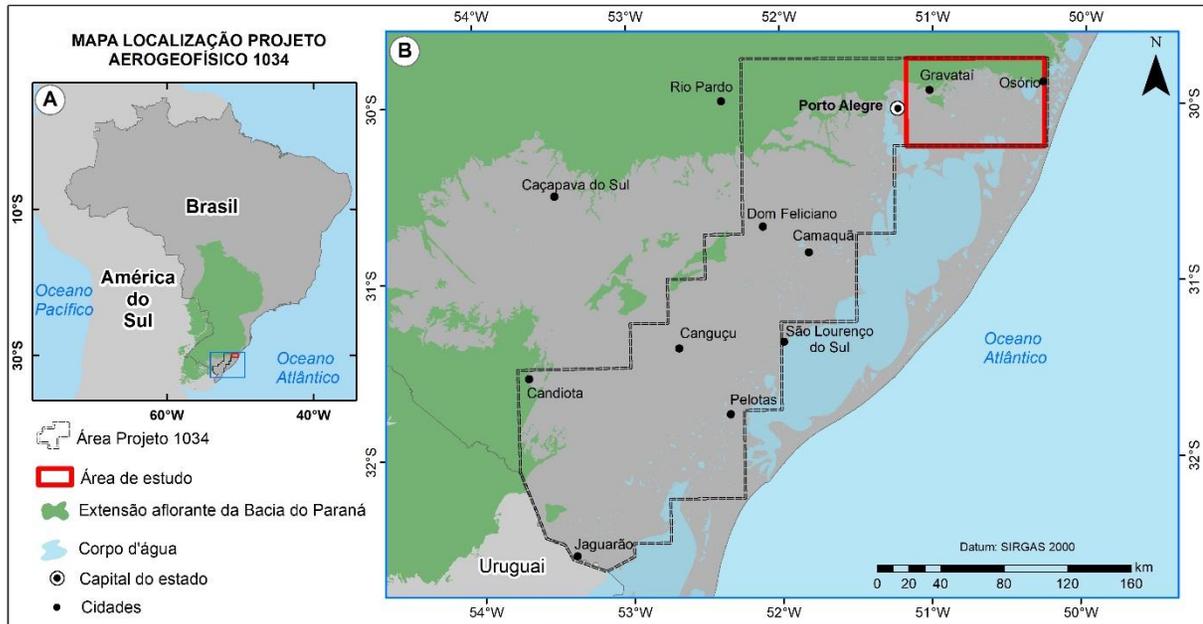


3.1 Aeromagnetometria

Os dados aeromagnéticos utilizados são provenientes do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (CPRM, 1978), executado pela LASA Engenharia e Prospecções (Figura 3.2). Esse aerolevante cobre 41.000 km² da porção sudeste do Rio Grande Sul e foi executado com linhas de direção N-S, espaçadas em 1 km, e linhas de controle perpendiculares distribuídas em intervalos de 10 km. O Quadro 3.1 sintetiza as principais características desse levantamento.

O banco de dados “.xyz” e o relatório do Projeto 1034 são de livre acesso e estão disponíveis na página da *internet* do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM).

Figura 3.2. Localização do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (1034). A – Localização na América do Sul e B – Mapa em maior detalhe do polígono azul indicado em A com a localização da área do aerolevante do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (CPRM, 1978).



Quadro 3.1. Principais características do Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil (1034). Fonte: CPRM (1978).

Código	1034
Fonte	SGB/CPRM
Empresa Executora	LASA Engenharia e Prospecções S.A.
Ano do Levantamento	1978
Localização	Sudeste do Rio Grande do Sul
Área Coberta	41.000 km ²
Dados Geofísicos	Magnéticos e Gamaespectrométricos
Espaçamento linhas de voo	1.000 m
Direção-linhas de voo	N-S
Espaçamento-linhas de controle	10.000 m
Direção-linhas de controle	E-W
Altura do voo (radialtímetro)	150 m, com tolerância de 135 a 165 m
Intervalo das medições	1 s (~62 m)
Magnetômetro	Geometrics G-803 (precessão nuclear)
Resolução do Magnetômetro	1 gama

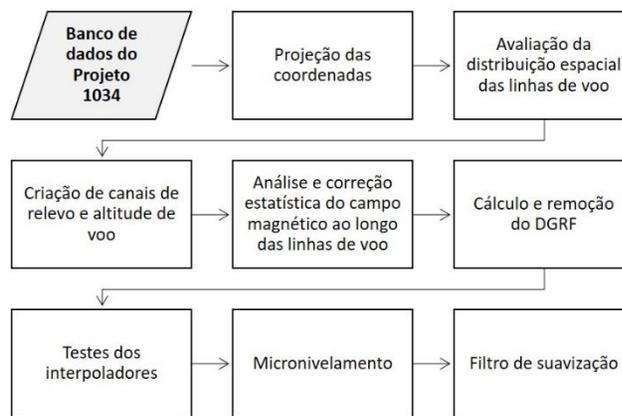
3.1.1 Pré-processamento dos dados magnéticos

O pré-processamento dos dados magnéticos envolve os tratamentos e correções realizados entre a aquisição e a criação dos produtos a serem interpretados (NABIGHIAN *et al.*, 2005). No

geral o objetivo dessa etapa é remover as componentes não-crustais das medidas e demais ruídos indesejados, de forma a obter produtos que retratem da melhor maneira possível o campo magnético das fontes de interesse na região estudada.

No caso específico do Projeto 1034, o banco de dados já apresenta os canais com os valores do campo magnético com correção da variação diurna, nivelamento a partir das linhas de controle e remoção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). Por outro lado, esse levantamento ocorreu no final da década de 70, época a qual existiam limitações tecnológicas, principalmente relacionadas aos equipamentos de medição (resolução do magnetômetro e intervalo das medições) e de localização (orientação visual sem *Global Positioning System* (GPS)). Portanto, fez-se necessária a execução da consistência e avaliação dos dados de forma mais minuciosa para garantir a qualidade dos produtos gerados. As etapas do pré-processamento executadas estão sumarizadas no fluxograma da Figura 3.3 e detalhadas nos tópicos a seguir. Todos os procedimentos foram realizados no ambiente do programa computacional *Geosoft Oasis Montaj*® (v. 2022.1).

Figura 3.3. Fluxograma das etapas executadas no pré-processamento dos dados magnéticos.



3.1.1.1 Projeção das coordenadas

Com o intuito de padronizar o sistema de coordenadas e *Datum* utilizados em todos os dados utilizados, realizamos a projeção das coordenadas originais do banco de dados do Projeto 1034 para o sistema de coordenadas UTM zona 22S/*Datum* SIRGAS2000.

3.1.1.2 Avaliação da distribuição espacial das linhas de voo

A avaliação visual do padrão de distribuição espacial das linhas de voo é um procedimento necessário em levantamentos sem o uso de GPS, como no presente caso. Nessa etapa são

observados o paralelismo e a manutenção do espaçamento nominal entre as linhas de voo e entre as linhas de controle.

Em geral, a maior parte das linhas na área de estudo está paralela, principalmente na porção central, enquanto poucas linhas exibem um leve desvio de rota no limite norte do levantamento. Não ocorrem cruzamentos de linhas. Com relação à manutenção do espaçamento nas linhas avaliadas, observamos que está bem próximo ao valor nominal de 1 km entre linhas de voo e 10 km entre linhas de controle. Com exceção do espaçamento entre as linhas de voo L2581E e L2601E na porção oeste da área (Figura 3.4), que é de cerca de 2 km, devido à ausência da linha L2591E. Essa linha não consta no banco de dados do Projeto 1034 e não há esclarecimentos sobre esse fato no relatório (CPRM, 1978).

Embora existam essas pequenas inconsistências, os dados do levantamento na área avaliada apresentam-se uniformes, com pouca dispersão e não comprometem os resultados pretendidos. Dessa forma, não foram necessárias correções de posicionamento.

3.1.1.3 Criação canais de relevo e altitude de voo

O banco de dados do Projeto 1034 não possui canais relacionados ao Modelo Digital de Terreno (MDT) e à altitude de voo, apenas o canal da altura radialtimétrica do voo, que é a altura da aeronave com relação ao solo. Como esses dados podem ser parâmetros importantes para etapas do processamento dos dados magnéticos, decidimos criar esses dois canais.

Os dados de MDT (ALOS PALSAR, resolução de 12,5 m - ASF DAAC, 2011) foram importados na forma de banco de dados no *Geosoft Oasis Montaj*® para a criação de um *grid* pelo método “*Direct Gridding*”. Esse método é adequado para dados densamente amostrados, pois são calculados valores apenas para as células que possuem pontos dos dados originais em sua área. Esses valores podem ser definidos como a média, valor mínimo, valor máximo ou outra função estatística. Estabelecemos o tamanho de célula de 125 metros (tamanho de célula também utilizado na modelagem geológica 3D *a priori*) e a média como parâmetro para os valores das células unitárias. A partir do *grid* gerado criamos o canal com os valores de elevação do MDT no banco de dados do Projeto 1034 e calculamos um canal para os valores de altitude de voo a partir da soma dos canais de altura radialtimétrica do voo e de elevação do MDT.

3.1.1.4 Análise e correção estatística do campo magnético ao longo das linhas de voo

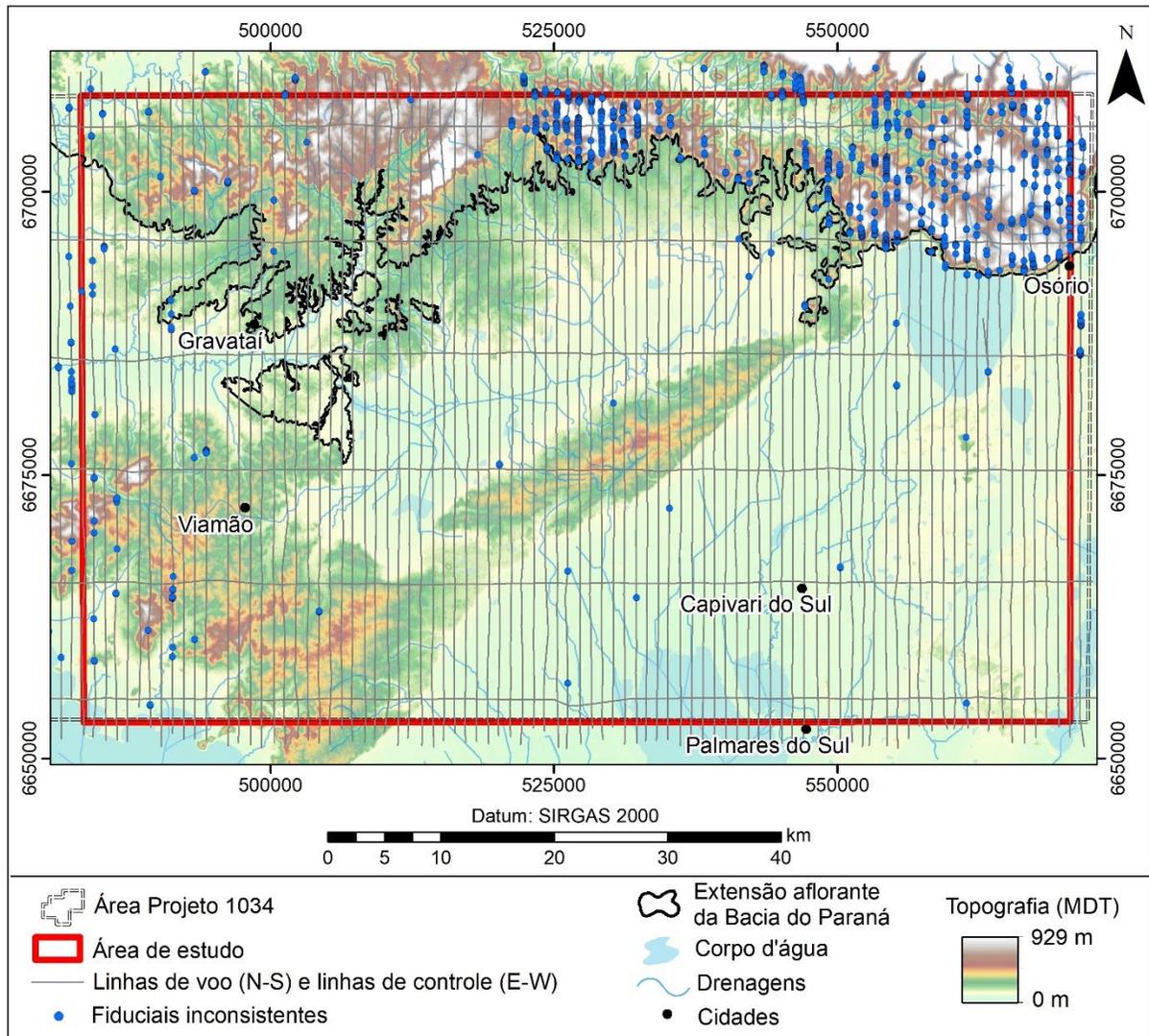
Esta etapa do pré-processamento consiste na identificação de valores discrepantes ao longo das linhas de voo, que não foram corrigidos pelos processos de redução (correção diurna e nivelamento). No presente estudo, utilizamos o canal de campo magnético total, ao invés do campo magnético reduzido do IGRF já disponível no banco de dados. Isso foi tomado como uma boa prática para maior controle sobre os processos realizados nos dados.

O método estatístico aplicado foi a diferença 4ª seguida do parâmetro P (BLUM, 1999). A diferença 4ª consiste em criar um canal com os valores da 4ª derivada do campo magnético para identificar os fiduciais com alta frequência, que geralmente relacionam-se a ruídos, mas também podem conter anomalias de interesse. Portanto, como forma de restringir o número de inconsistências encontradas, Blum (1999) desenvolveu o parâmetro P (Equação 3.1):

$$\text{Se } |x - \bar{x}| > |3 \cdot \sigma|, \text{ então } p = 1, \text{ caso contrário } p = 0; \quad \text{Eq. 3.1}$$

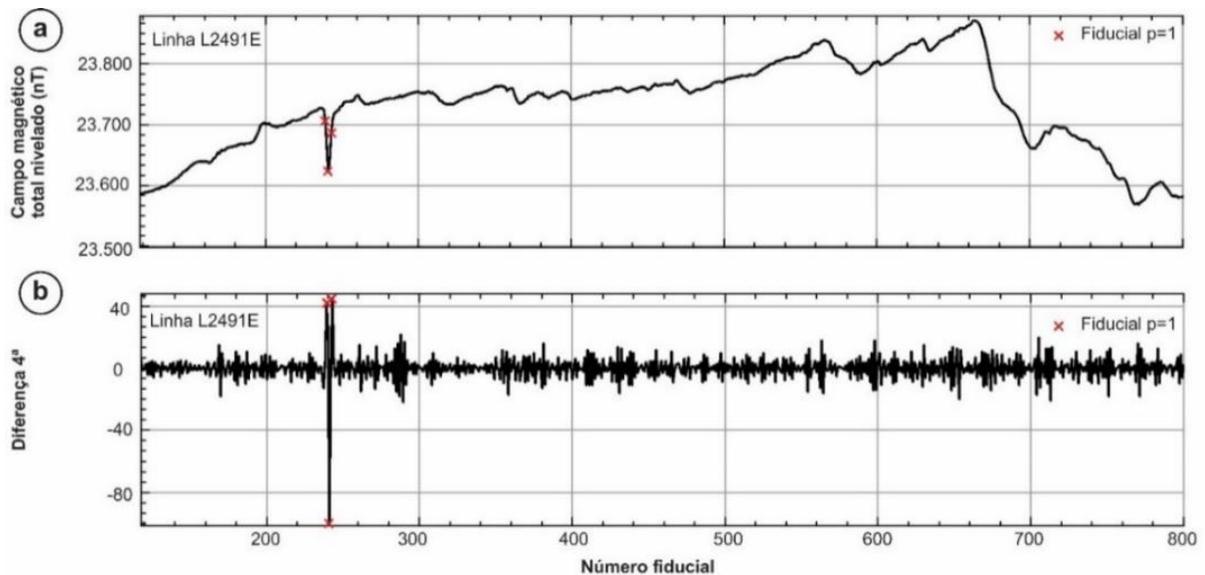
no qual "x" é o valor calculado pela diferença 4ª, " \bar{x} " a média desses valores, " σ " o desvio padrão e "p" é o parâmetro que indica se o fiducial deverá ser verificado (p=1) ou não (p=0). Nesse algoritmo assume-se que a distribuição dos dados é normal. Os fiduciais com o valor de p=1 corresponderam a menos de 1% dos dados avaliados. Realizamos a verificação desses fiduciais no mapa de linhas de voo (Figura 3.4), nos perfis do campo magnético total nivelado (Figura 3.5a) e nos perfis da diferença 4ª (Figura 3.5b).

Figura 3.4. Localização das linhas de voo e de controle na área do presente estudo. Os pontos em azul correspondem aos fiduciais inconsistentes identificados pelo método da diferença 4^a e parâmetro P. Fonte MDT: ASF DAAC (2011).



Pela análise da distribuição dos fiduciais espúrios no mapa (Figura 3.4), notamos que a maioria desses pontos se concentra na porção NE da área, onde afloram as rochas do Grupo Serra Geral e há maior variação topográfica. Enquanto pela avaliação dos perfis verificamos que apesar de existirem muitos “picos” e “vales” (Figura 3.5b), o parâmetro P identificou os mais ressaltados, que no exemplo da Figura 3.5a correspondem a um ruído no perfil do campo magnético total nivelado. Após a verificação dos fiduciais espúrios criamos um canal sem esses pontos e interpolamos os valores dos fiduciais vazios pelo método da Mínima Curvatura (AHLBERG; NILSON; WALSH, 1967) com a ferramenta “*Channel Tools*” > “*Interpolate*”.

Figura 3.5. Exemplo de uma linha de voo em perfil avaliada pela diferença 4ª e pelo parâmetro P. a) perfil do campo magnético total nivelado da linha L2491E e b) perfil da diferença 4ª com os fiduciais identificados pelo parâmetro P.



3.1.1.5 Cálculo e remoção DGRF

De maneira geral, os levantamentos magnéticos são realizados para estudar e caracterizar fontes crustais, que são relevantes para trabalhos de prospecção, geodinâmica, mapeamento, dentre outros. Contudo, o campo magnético medido nos levantamentos corresponde majoritariamente ao campo magnético gerado pelas correntes de convecção no núcleo externo da Terra. Portanto, é usual a remoção desse campo após as correções do pré-processamento para se obter o Campo Magnético Anômalo (CMA).

O campo magnético terrestre varia em magnitude, direção (declinação e inclinação), no tempo e localização. Ainda assim, pode ser calculado a partir de modelos matemáticos que representam suas variações temporais entre 1900 e o presente (ALKEN *et al.*, 2021). Esses modelos são conhecidos como *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* e *Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF)*, que são disponibilizados e atualizados em intervalos de 5 anos pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA)*. Os modelos *IGRF* são temporários e, portanto, são revisados quando uma nova geração é lançada. Enquanto, os *DGRF* são definitivos porque são determinados retrospectivamente com base nos melhores dados disponíveis no período contemplado. Atualmente o modelo mais recente é a 13ª Geração do *IGRF* (ALKEN *et al.*, 2021), que contém os coeficientes do *IGRF* para o período de 1900 a 2025 e os coeficientes do *DGRF* para o período de 1945 a 2015.

De acordo com as recomendações contidas no “*The International Geomagnetic Reference Field: A "Health" Warning*” (LOWES, 2010), sempre que disponível um modelo *DGRF* apropriado para o período do levantamento em questão, deve-se utilizar este em detrimento do *IGRF*. Assim sendo, aplicamos o modelo *DGRF* (ano do levantamento: 1978) para o cálculo do campo magnético terrestre nos fiduciais do banco de dados. Para isso utilizamos a ferramenta “*Compute GRF Channels*” do *Geosoft Oasis Montaj*®, na qual foi possível incluir as variações de altitude do voo (calculada a partir da altura de voo e do MDT), que também influenciam o valor do campo medido. Após o cálculo do canal do *DGRF* realizou-se a subtração do campo magnético total (nivelado e corrigido estatisticamente) por esses valores para se obter o canal com os valores de campo magnético anômalo.

3.1.1.6 Testes de interpoladores

Para converter dados magnéticos adquiridos ao longo de linhas de voo para a forma de um mapa contínuo (*grid*), é necessário realizar a interpolação desses valores nos locais onde não existem medições. Vários métodos de interpolação podem ser aplicados, como a Mínima Curvatura (BRIGGS, 1974), *Spline* Bi-Cúbico (BHATTACHARYYA, 1969), Krigagem (KRIGE, 1966), dentre outros. A escolha do método ideal depende principalmente da distribuição e espaçamento dos dados e tem como finalidade retratar o campo magnético de modo contínuo e suave, sem descontinuidades abruptas.

Definimos o método interpolador a partir de testes com três tipos de interpoladores: *Spline* Bi-Cúbico, Mínima Curvatura e *Multi-Trend Gridding*. Este último é um novo método, proposto por Naprstek e Smith (2019), para realçar feições lineares em dados aeromagnéticos. Realizamos os testes com células de 250 metros (1/4 do espaçamento das linhas de voo) e com diversos parâmetros diferentes em cada um dos métodos. A escolha foi determinada pela melhor representação estatística dos dados originais e morfológica (continuidade e suavidade), sendo definido o método *Spline* Bi-Cúbico, com a utilização do *spline* de Akima na interpolação ao longo das linhas de voo e entre elas.

3.1.1.7 Micronivelamento

Por melhor que seja o método de interpolação, *grids* gerados a partir de dados dispostos em linhas paralelas entre si ainda podem apresentar ruídos alongados (corrugações), mesmo após as correções do pré-processamento. Tal característica é mais frequente em dados aerogeofísicos mais antigos. Segundo Minty (1991), essas anomalias apresentam uma assinatura espectral distinta do

restante dos dados e podem ser removidas pela seguinte sequência de processos: (1) filtro passa-baixa, no *grid* já interpolado, na direção das linhas de voo (gera um *grid* “B”); (2) filtro passa-alta, no *gridB*, na direção perpendicular às linhas de voo (gera um *grid* “C”); e (3) subtrai-se o primeiro *grid* pelo *gridC*. Esse processamento, denominado micronivelamento, é semelhante à decorrugação proposta por Urquhart (1988). A principal finalidade do micronivelamento é estética (REEVES, 2005) e visa remover feições entre as linhas de voo com comprimento de onda duas vezes maior que o espaçamento entre linhas e feições ao longo das linhas de voo com comprimento de onda maior do que o espaçamento entre as linhas de controle.

O *grid* com os valores de campo magnético anômalo, gerada no presente estudo, apresenta essas corrugações e, por isso, para a remoção dessas feições utilizamos a ferramenta “*PGW Microlevelling 3.0*” do *Geosoft Oasis Montaj*®, que se baseia nos métodos descritos anteriormente. Essa ferramenta funciona em duas etapas: “*Extract Noise*” e “*Microlevel*”. A primeira etapa, “*Extract Noise*”, aplica um filtro passa-alta perpendicular às linhas de voo (*Butterworth* de sexta ordem combinado com um filtro direcional), para gerar um *grid* com o ruído de decorrugação. A partir desse *grid* é gerado um canal no banco de dados com os valores de ruído. Na segunda etapa, “*Microlevel*”, aplica-se um filtro passa-baixa (*Naudy*) e outros parâmetros, como o limite de amplitude, ao canal de ruído de decorrugação e, então o canal de campo magnético anômalo original é subtraído por esse canal gerado nessa etapa. Esse novo canal apresenta os valores de campo magnético anômalo micronivelado (SEEQUENT, 2022a).

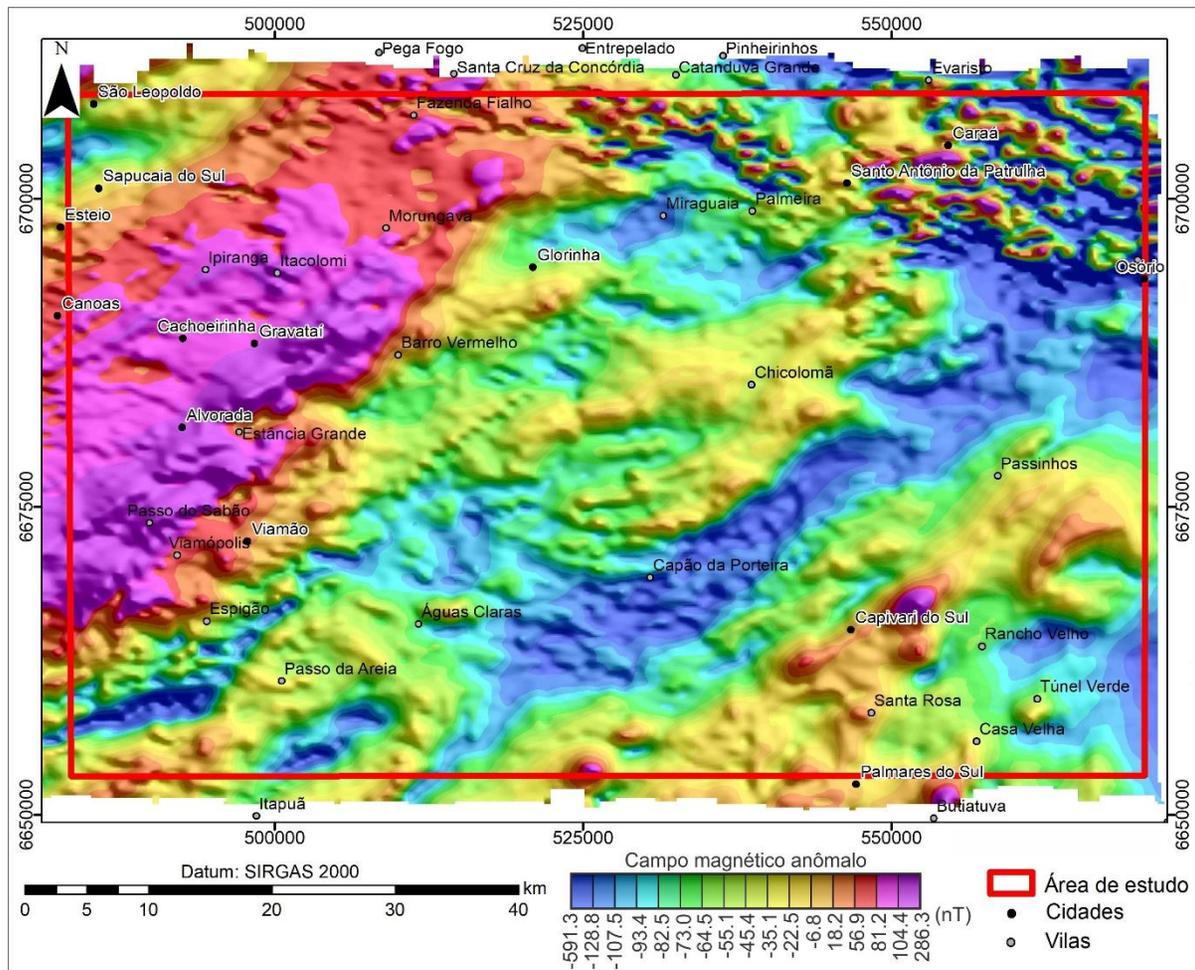
Após diversos testes com diferentes valores de comprimento de onda nos filtros passa-alta e passa-baixa, concluímos que os valores de 4.000 m (4 vezes o espaçamento entre linhas de voo) no filtro passa-alta e 5.000 m (1/2 do espaçamento entre linhas de controle) no filtro passa-baixa foram os que apresentaram os resultados mais satisfatórios (esteticamente e estatisticamente). Os demais parâmetros requeridos na ferramenta foram mantidos como *default* (padrão). A partir do canal de campo magnético anômalo micronivelado foi gerado um novo *grid* pelo método *Spline Bi-Cúbico*.

3.1.1.8 Filtro suavização

O *grid* do campo magnético anômalo micronivelado, mesmo com todos os procedimentos descritos anteriormente, ainda apresenta ruídos de curto comprimento de onda na direção E-W. Esses ruídos podem ficar ainda mais pronunciados após os filtros de realce de anomalias

magnéticas rasas, o que dificulta a interpretação. Portanto, para suprimir o aspecto ruidoso utilizou-se uma vez o filtro de convolução cosseno 3×3 (janela *Hanning*) (BLACKMAN; TUKEY, 1958). A figura 3.6 mostra o resultado obtido ao final do pré-processamento dos dados magnéticos, que será tratado ao longo desta dissertação como Campo Magnético Anômalo (CMA).

Figura 3.6. Mapa do CMA com sombreamento após todas as etapas do pré-processamento.



3.1.2 Processamento dos dados magnéticos

O mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), gerado no pré-processamento dos dados aeromagnéticos, será o ponto de partida e representa a soma das anomalias magnéticas situadas na crosta (acima da superfície de *Curie*). Portanto, apresenta uma sobreposição dos diferentes comprimentos de onda e amplitudes, relacionados a fontes tanto de natureza profunda quanto de natureza rasa. Essa característica somada à condição dipolar do campo magnético dificulta as interpretações. Em vista disso, o processamento visa a aplicação de filtros de realce (figura 3.7) para simplificar as complexas respostas do CMA, de forma a se obter produtos mais adequados

para a interpretação de fontes causativas, como contatos, estruturas geológicas e estimativa de profundidades.

No presente trabalho avaliamos diversas técnicas de realce para gerar produtos complementares para a interpretação das anomalias de interesse. O fluxograma da figura 3.7 mostra as técnicas utilizadas e os tópicos a seguir sumarizam cada uma delas e os parâmetros empregados. Já as interpretações desses produtos serão apresentadas no Capítulo 4 (artigo).

3.1.2.1 Redução ao Polo

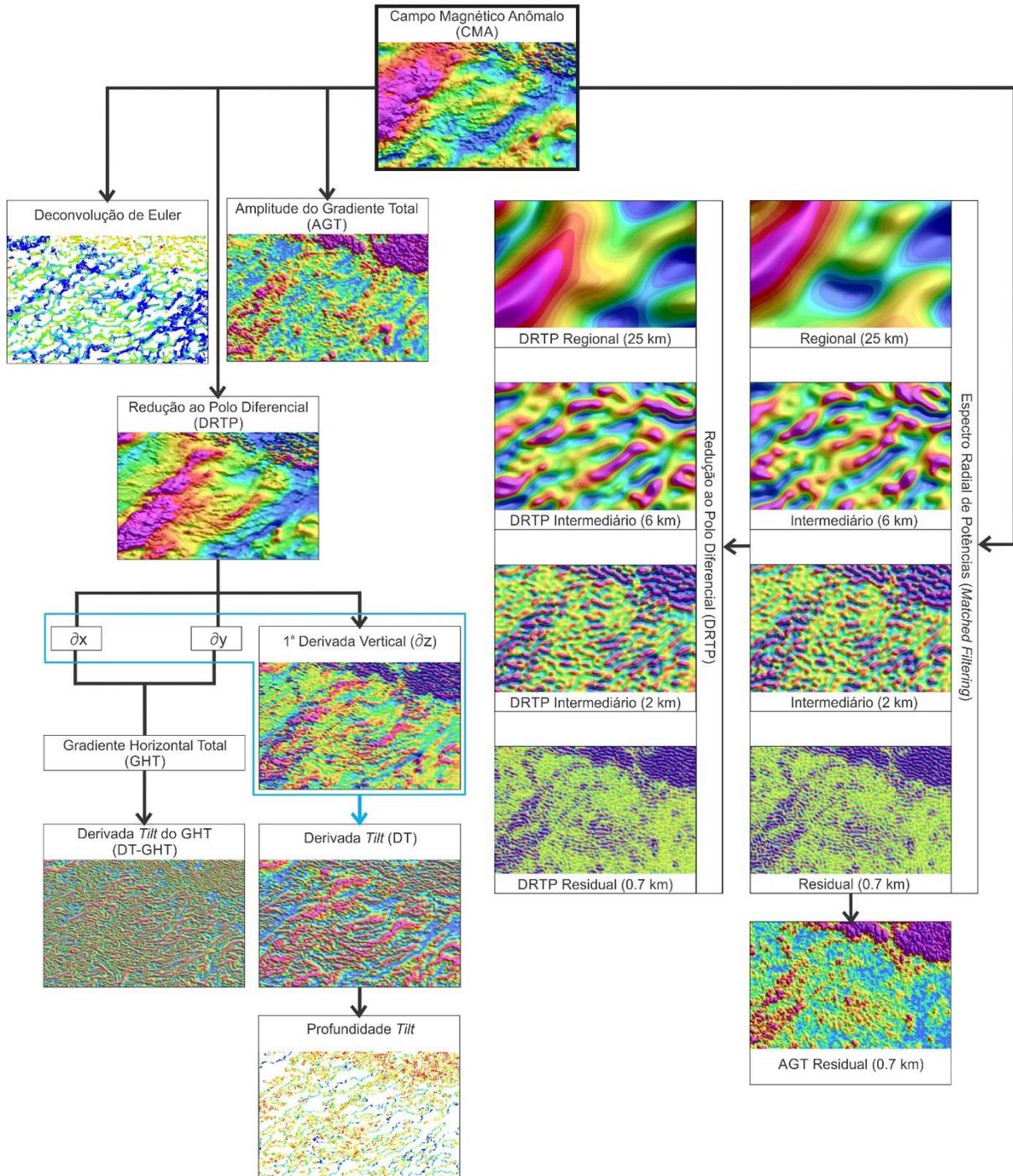
A anomalia magnética é centralizada em relação à fonte causativa somente quando a magnetização dessa fonte e a componente do campo magnético medido são verticais. Porém, essa configuração só ocorre nos polos magnéticos. Em diferentes latitudes magnéticas a forma e localização da anomalia varia conforme a orientação do corpo magnético com relação ao polo, a inclinação e declinação do campo magnético terrestre local e também segundo a inclinação e declinação da magnetização da fonte (NABIGHIAN *et al.*, 2005). Esse deslocamento da resposta magnética em relação à fonte dificulta a interpretação. Portanto, para simplificar a forma da anomalia e centralizá-la em relação a sua fonte causativa, Baranov (1957) e Baranov e Naudy (1964) propuseram uma abordagem matemática, chamada Redução ao Polo (RTP).

Contudo, esse algoritmo é instável em baixas latitudes magnéticas. Baranov e Naudy (1964) reconhecem essa limitação matemática e sugerem que o valor mínimo de inclinação magnética aceitável é de $|15|$ graus. Grant e Dodds (1972) desenvolveram um método que utiliza a inclinação de correção de amplitude (I') para controlar o filtro em baixas latitudes magnéticas (Equação 3.2).

$$L(\theta) = \frac{1}{[\sin(I') + i\cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}, \text{ se } (|I'| < |I|), I' = I; \quad \text{Eq. 3.2}$$

onde D é valor de declinação magnética, I a inclinação magnética, I' a inclinação magnética de correção e θ a direção do número de onda.

Figura 3.7. Fluxograma dos filtros de realce aplicados no processamento dos dados do CMA.



No método RTP convencional estabelece-se que o campo geomagnético e a magnetização crustal possuem direções constantes na região considerada. Essa configuração é aceitável para trabalhos de escala local, porém apresenta problemas em áreas maiores. Para resolver essa questão, Arkani-Hamed (1988) apresentou a Redução ao Polo Diferencial (DRTP) (Equação 3.3), que leva

em consideração as variações de direção do campo geomagnético e de magnetização crustal. Posteriormente, Arkani-Hamed (2007) demonstrou que o método DRTP é mais efetivo que o RTP convencional e ainda melhora feições N-S, principalmente em baixas latitudes. Esse mesmo trabalho também propôs uma alteração no DRTP para baixas latitudes, chamada Redução ao Polo Diferencial Modificada (MDRTP).

$$F\{T_p\} = \frac{\omega^2 F\{T\}}{(B_0 \cdot G)(M_0 \cdot G)} + \frac{\omega^2 F\{\delta B \cdot \Delta U\}}{(B_0 \cdot G)(M_0 \cdot G)} - \frac{2\pi\omega(G \cdot F\{m_0 \cdot \delta M\})}{(M_0 G)}; \quad Eq. 3.3$$

onde T_p é a versão reduzida ao polo da anomalia magnética T , $F\{\}$ é a transformada de Fourier, B_0 e M_0 são os valores médios dos vetores unitários B ao longo do campo magnético e M na direção de magnetização. Já δB e δM são as diferenças entre B e M e seus valores médios ($B = B_0 + \delta B$ e $M = M_0 + \delta M$). O vetor G é definido como $(iu, iv, -\omega)$, sendo i a raiz quadrada de -1 e u e v são os números de onda normalizados nas direções E-W e N-S, respectivamente. ω é o vetor normalizado $(u^2 + v^2)^{1/2}$ no domínio do número de onda, ΔU é o gradiente do potencial magnético U e m_0 é intensidade de magnetização verticalmente integrada.

No presente trabalho optamos por utilizar a Redução ao Polo Diferencial (DRTP) através da ferramenta *Differential Reduction to Magnetic Pole* do *Geosoft Oasis Montaj*®. Mesmo a área estudada não sendo muito extensa o resultado obtido pelo DRTP centralizou melhor as anomalias e reduziu o ruído N-S que ainda permanecia no *grid* CMA.

Um ponto de atenção para a aplicação da redução ao polo é a presença de magnetização remanente diferente da direção do campo magnético terrestre atual. Quando isso ocorre, essa operação pode resultar em transformações distorcidas. Portanto, esse produto deve ser analisado em conjunto com outros mapas de realce que centralizam as anomalias, como por exemplo a Amplitude do Gradiente Total (AGT), para evitar a interpretação equivocada de anomalias e estruturas.

3.1.2.2 Derivadas

A maioria dos filtros de realce para detecção de contatos/bordas e profundidade são fundamentados em derivadas, horizontais (x e y) e verticais (z), ou em diferentes combinações dessas derivadas. Isso porque as derivadas/gradientes são mais sensíveis a mudanças nas propriedades físicas do que o Campo Magnético Anômalo (CMA) (NABIGHIAN *et al.*, 2005).

As derivadas, em geral, realçam fontes mais rasas em detrimento das mais profundas, porém as formas das anomalias magnéticas correspondentes apresentam-se dipolares e com vários picos. Assim como o CMA, as derivadas dependem da geometria, dimensão, profundidade e magnetização da fonte causativa. Essas respostas assimétricas podem ser resolvidas com a aplicação do filtro de redução ao polo. Portanto, para a interpretação qualitativa de estruturas optou-se por utilizar a 1ª derivada vertical (1DZ) do CMA-DRTP em conjunto com outros produtos gerados. Enquanto as derivadas horizontais foram empregadas em filtros combinados que estão detalhados nos próximos tópicos.

3.1.2.3 Amplitude do Gradiente Total

A Amplitude do Gradiente Total (AGT) é um filtro de realce muito utilizado, principalmente com o intuito de centralização das anomalias magnéticas e detecção de bordas dos corpos magnéticos. Esse método procede da proposta introduzida por Nabighian (1972, 1974) que aplicou a dados potenciais em duas dimensões o conceito de Sinal Analítico (Amplitude do Sinal Analítico 2D - ASA 2D), no qual as derivadas horizontal (x) e vertical (z) são um par da Transformada de *Hilbert*. A vantagem de aplicação desse método em 2D é que a ASA é independente da direção de magnetização. Posteriormente, Roest, Verhoef e Pilkington (1992) desenvolveram a Equação 3.4 a partir da teoria de generalização do Sinal Analítico para três dimensões (Amplitude do Sinal Analítico 3D - ASA 3D), proposta por Nabighian (1984). Permitindo, portanto, o uso do ASA em *grids*.

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}; \quad Eq. 3.4$$

onde $\frac{\partial M}{\partial x}$, $\frac{\partial M}{\partial y}$ e $\frac{\partial M}{\partial z}$ são as derivadas de x, y e z do campo magnético (M) e $A(x, y)$ é a Amplitude do Sinal Analítico do campo potencial medido em um plano horizontal.

Apesar da popularidade do método, autores como Haney *et al.* (2003), Nabighian *et al.* (2005) e Li (2006) alertam sobre o uso e interpretações indiscriminados do ASA 3D. Os principais pontos relacionam-se à nomenclatura correta do método, sugerindo-se o uso da denominação “Amplitude do Gradiente Total” (AGT), e ao fato de que, diferentemente do AGT 2D, o AGT 3D não é independente da direção de magnetização. Essas e as outras discussões, indicam que mesmo com essas limitações o AGT 3D pode ser utilizado na interpretação qualitativa, porém com

precaução. Isso porque alterações na magnitude e forma das anomalias no AGT 3G ficam mais evidentes com o aumento da razão entre a profundidade e a largura da fonte causativa. Por outro lado, no caso de regiões em baixas latitudes magnéticas e sem dados de magnetização remanente, o AGT 3D apresenta uma possibilidade de melhoria da interpretação em conjunto com informações geológicas e outros produtos de realce.

No presente trabalho utilizamos o produto AGT 3D para avaliar a qualidade do CMA-DRTP e em conjunto com outros produtos de realce para a interpretação qualitativa das anomalias magnéticas.

3.1.2.4 *Derivada Tilt*

Métodos de realce de dados de campos potenciais baseados em derivadas normalizadas equalizam os sinais de fontes causativas com diferentes amplitudes e profundidades, diferentemente do AGT, que perde amplitude em profundidade (NABIGHIAN *et al.*, 2005). Miller e Singh (1994) foram os primeiros a trabalhar com esse conceito e elaboraram o método da Derivada *Tilt* (DT), que normaliza a 1ª derivada vertical pelo gradiente horizontal total (Equação 3.5). Posteriormente outros autores como Verduzco *et al.* (2004), Wijns, Perez e Kowalczyk (2005), Cooper e Cowan (2006), Cooper (2009), e Ferreira *et al.* (2013) desenvolveram variações dessa técnica com o mesmo objetivo de realçar fontes de diferentes profundidades de forma balanceada.

No presente trabalho aplicamos os filtros da Derivada *Tilt* (DT) (MILLER; SINGH, 1994) e da Derivada *Tilt* do Gradiente Horizontal Total (DT-GHT) (FERREIRA *et al.*, 2013 – equação 3.6) nos *grids* do CMA e do GHT reduzidos ao polo, respectivamente. Decidimos gerar esses produtos similares por dois motivos: o *grid* DT também será utilizado para o cálculo da Profundidade *Tilt* e o filtro DT-GHT apresenta vantagens, quando comparado a outros métodos semelhantes, para a delimitação de anomalias sobrepostas. Além disso, o DT e o DT-GHT destacam as anomalias de formas diferentes, o primeiro apresenta os valores máximos e os zeros sobre os centros e bordas das fontes causativas, respectivamente, enquanto no segundo, os valores máximos indicam as bordas das fontes.

$$DT = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \right), -\frac{\pi}{2} \leq DT \leq \frac{\pi}{2}; \quad Eq. 3.5$$

onde $\frac{\partial M}{\partial x}$, $\frac{\partial M}{\partial y}$ e $\frac{\partial M}{\partial z}$ são as derivadas de x, y e z do campo magnético (M).

$$DT - GHT = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial GHT}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial GHT}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial GHT}{\partial y}\right)^2}} \right), -\frac{\pi}{2} \leq DT - GHT \leq \frac{\pi}{2}; \quad Eq. 3.6$$

onde $\frac{\partial GHT}{\partial x}$, $\frac{\partial GHT}{\partial y}$ e $\frac{\partial GHT}{\partial z}$ são as derivadas de x, y e z do gradiente horizontal total (GHT).

Além de fornecer informações sobre a localização e a forma das fontes causativas, a análise da Derivada *Tilt* (DT) também permite a estimativa da profundidade, através do método Profundidade *Tilt* proposto por Salem *et al.* (2007). Esses autores simplificaram a fórmula da DT (equação 3.7) ao estabelecer algumas condições hipotéticas: as fontes possuem contatos verticais, ausência de remanência e a magnetização é vertical ou o dado está reduzido ao polo.

$$DT(\theta) = \tan^{-1} \left(\frac{h}{z} \right); \quad Eq. 3.7$$

onde h é a distância horizontal do contato e z é a profundidade. Dessa maneira, as profundidades podem ser determinadas diretamente a partir das isolinhas do *grid* da DT. No qual, a isolinha $\theta = 0$ delimita a borda das fontes causativas e a profundidade corresponde à distância entre essa isolinha e a isolinha $\theta = 45^\circ$ ou -45° ($h=z$). Salem *et al.* (2010) notaram que outros ângulos, além de $\pm 45^\circ$, poderiam ser usados para estimar as profundidades, como por exemplo, a distância entre as isolinhas $\theta = \pm 26,6^\circ$ e a isolinha $\theta = 0$ corresponde a $0,5z$.

O método Profundidade *Tilt* é uma maneira simples e rápida de avaliação da geologia em subsuperfície, pois não necessita da definição do índice estrutural e do tamanho da janela, como na Deconvolução de *Euler*. Além disso, os resultados relacionam-se a anomalias individuais e, portanto, não geram múltiplas soluções, facilitando a interpretação. Por outro lado, as

profundidades calculadas por esse método estão sujeitas a erros relacionados às condições estabelecidas, como fontes que não são contatos verticais, contrastes gradacionais de susceptibilidade, magnetização remanente ou estruturas magnéticas próximas que interferem na anomalia do alvo (SALEM *et al.*, 2010).

No presente trabalho utilizamos a função “*Output Tilt Depth Database*” da ferramenta “*Tilt Derivative*” do *Geosoft Oasis Montaj*® para gerar um banco de dados com os valores estimados de profundidade a partir do método Profundidade *Tilt*. Nesse banco de dados criamos os campos com os valores de relevo (*grid* ALOS PALSAR) e com os valores de altura radialtimétrica do aerolevante para calcular os valores de profundidade corrigida (Profundidade *Tilt* – Altura Radialtimétrica) e de cota (Relevo – Profundidade Corrigida). O formato de visualização desses dados para a interpretação em planta é na forma de pontos coloridos conforme a profundidade corrigida e para a análise em 3D é na forma de pontos com a coordenada $z = \text{cota}$.

3.1.2.5 Espectro Radial de Potência & Matched-Filter

Conforme já elucidado, o mapa do campo magnético anômalo (CMA) consiste na superposição das anomalias magnéticas causadas por fontes situadas na crosta (acima da superfície de *Curie*) de diferentes dimensões, magnetizações e profundidades. E por isso, filtros para a separação de conjuntos de anomalias em diferentes profundidades têm sido objeto de pesquisa desde a década de 1960. A maior parte das técnicas desenvolvidas, como Syberg (1972) e Ridsdill-Smith (1998), baseia-se no conceito, desenvolvido por Spector e Grant (1970), de que o espectro radial de potência (logarítmico) de *grids* de dados potenciais contém segmentos de inclinação constante, que podem ser interpretados como fontes equivalentes em diferentes profundidades. Essas técnicas de separação de anomalias foram denominadas *Matched-Filter* (Syberg, 1972) e, inicialmente, dividiam as anomalias em apenas duas componentes, regional e residual. Phillips (2001) aperfeiçoou essas técnicas ao generalizar a sua aplicação para fontes equivalentes em mais de duas profundidades, de forma a fornecer um melhor ajuste ao espectro dos dados e maior controle na separação de anomalias.

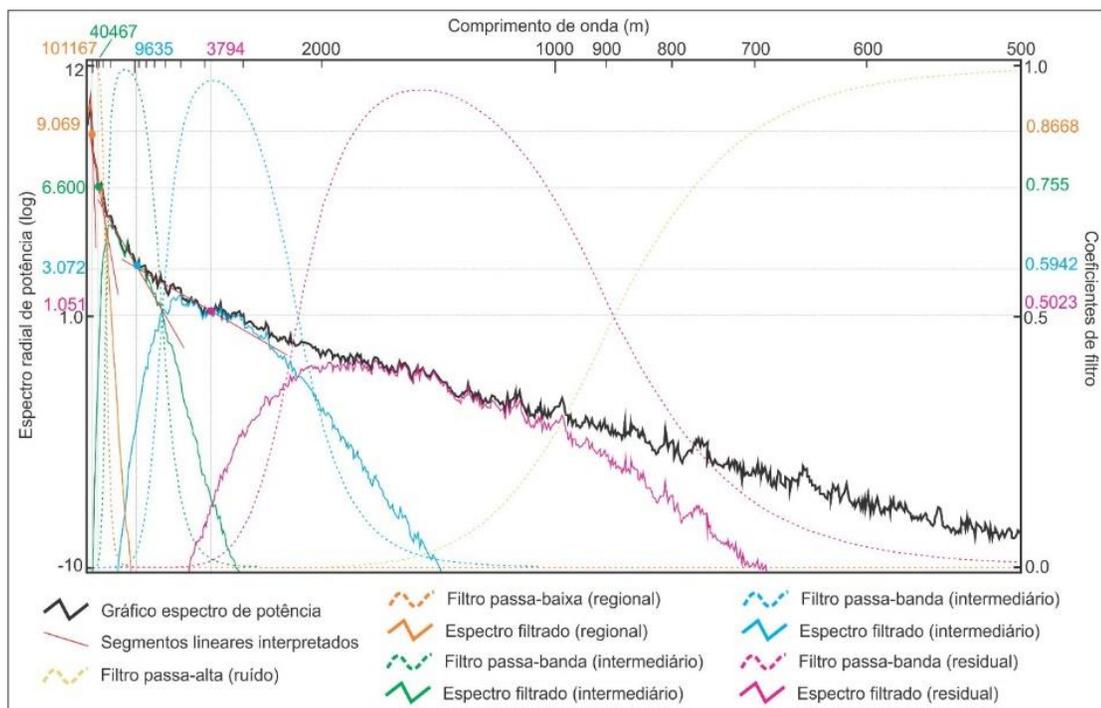
O *Matched-Filter* é uma análise semiquantitativa, na qual as anomalias são separadas em conjuntos chamados de camadas equivalentes ou, fontes equivalentes, que representam a profundidade média máxima para o conjunto estatístico das fontes causativas. No entanto, é efetivamente impossível realizar a separação completa das anomalias, porque também dependem

de outros fatores além da profundidade, como dimensão, forma e magnetização (COWAN; COWAN, 1993). Ainda assim, os produtos gerados no *Matched-Filter* podem auxiliar na interpretação qualitativa, desde que essa limitação seja levada em consideração.

O *Geosoft Oasis Montaj*® possui a ferramenta “*Matched Filtering*” que executa esse filtro de espectro de potência. A ferramenta é composta por uma combinação de filtros passa-banda (“*tapered*”) que cobrem todo o espectro: o primeiro filtro (regional) é passa-baixa, o último filtro (ruído) é passa-alta e os filtros intermediários (profundidades intermediárias e residual) são passa-banda (SEEQUENT, 2022a). Utilizamos essa ferramenta para aplicar o *Matched-Filter* no *grid* do CMA.

Na análise do espectro de potência figura 3.8, interpretamos quatro seguimentos de reta, que produziram cinco filtros. Os *grids* gerados correspondem a conjuntos de fontes equivalentes com profundidades médias máximas de 25 km (regional), 6 km e 2 km (intermediárias), 0,7 km (residual) e um último conjunto de comprimentos de onda e amplitudes pequenos relacionados a ruídos. Esses valores de profundidade já estão subtraídos da altura média de voo do levantamento, que é de 150 m.

Figura 3.8. Espectro de potência do *grid* do campo magnético anômalo (CMA) com os segmentos lineares interpretados e os filtros correspondentes às fontes equivalentes.



3.1.2.6 Deconvolução de Euler

A Deconvolução de *Euler* é uma técnica semiautomática de estimativa de profundidade e delimitação de contatos utilizada para a rápida interpretação de dados potenciais (magnéticos e gravimétricos). Esse termo foi cunhado por Reid *et al.* (1990) que implementaram em dados de *grid* a abordagem proposta por Thompson (1982) baseada no Teorema de *Euler* para funções homogêneas. A equação básica da Deconvolução de *Euler* é:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T); \quad \text{Eq. 3.8}$$

onde (x_0, y_0, z_0) corresponde à posição de uma fonte cuja anomalia magnética de campo total (T) é detectada no ponto (x, y, z) e B é o valor regional do campo. N é o grau de homogeneidade, que é a medida da taxa de variação do campo com a distância da fonte. Essa variável foi definida por Thompson (1982) como Índice Estrutural (IE) e possui valores específicos para cada modelo de fonte (Quadro 3.2). No entanto, mesmo utilizando o índice mais apropriado, as estimativas de profundidade são mais precisas em IE maiores (REID *et al.*, 1990).

Quadro 3.2. Valores dos índices estruturais para os modelos de fontes magnéticas. Fonte: Modificado de Reid, Ebbing e Webb (2014).

Modelo	Índice Estrutural (IE)
Ponto, esfera	3
Linha, cilindro, falha de camada fina	2
Borda de camada fina, soleiras e diques finos	1
Contato de profundidade infinita	0

Além dos parâmetros da equação 3.8, para a aplicação do método também é necessário estabelecer o tamanho da “janela” (em número de células do *grid*). Essa “janela” de tamanho fixo é movida de célula em célula ao longo do *grid* para calcular as soluções. O cálculo utiliza todos os pontos inseridos na “janela” e aplica a inversão *Moore-Penrose* (LAWSON; HANSON, 1974 *apud* REID *et al.*, 1990) para obter as estimativas dos Mínimos Quadrados. Segundo Reid, Ebbing e Webb (2014), o tamanho de janela ideal, deve ser o menor possível, porém maior que o dobro do espaçamento dos dados originais (linhas ou *grid*) e maior que a metade da profundidade de investigação desejada.

Normalmente o algoritmo gera muitas soluções, praticamente uma para cada “janela”, que se aproxima do número de células no *grid*. Portanto, sobre uma anomalia um conjunto de múltiplas

soluções é gerado, que podem estar bem agrupadas ou dispersas. As soluções espúrias surgem por diversas causas como interferência de fontes adjacentes, dados originais ruidosos, utilização de IE inadequado para o tipo de fonte e “janelas” pequenas. Essas soluções dispersas podem ser reduzidas pelo uso de critérios de agrupamento e confiabilidade, ou então reconhecidas e ignoradas durante a interpretação.

Dados reais contém anomalias de fontes com diferentes índices estruturais, além disso, mais de uma anomalia pode estar contida na “janela”. Por isso, é essencial a realização de testes com diferentes índices estruturais e tamanhos de “janelas” a fim de se encontrar as melhores configurações para se obter as soluções adequadas para as anomalias de interesse. No presente trabalho, utilizamos a ferramenta “*Standard Euler Deconvolution*” do *Geosoft Oasis Montaj*® e o *grid* do CMA para realizar esses testes. Após a análise dos resultados utilizamos as soluções de Euler obtidas para os Índices Estruturais 0 (20% de tolerância de incerteza) e 1 (15% de tolerância de incerteza) com janela 10x10 (2.500 m). As soluções com X-Offset e Y-Offset maiores do que a janela, profundidades negativas ou maiores do que o dobro do tamanho da janela foram consideradas espúrias (SEEQUENT, 2022b) e excluídas da base de dados.

Assim como no caso da Profundidade *Tilt*, criamos nos bancos de dados gerados os campos com os valores de relevo (*grid* ALOS PALSAR) e com os valores de altura radialtimétrica do aerolevante para calcular os valores de “Profundidade Corrigida” (Profundidade *Tilt* – Altura Radialtimétrica) e de “Cota” (Relevo – Profundidade Corrigida). A visualização desses dados para a interpretação em planta é na forma de pontos coloridos conforme a “Profundidade Corrigida” e para a análise em 3D é na forma de pontos com a coordenada $z = \text{“Cota”}$. Utilizamos esses produtos para interpretação conjunta com outros métodos de estimativa de profundidade (*Matched-Filter* e Profundidade *Tilt*). As soluções de Euler corroboram com o resultado obtido na Profundidade *Tilt* e, além disso, apresentam uma melhor densidade de pontos na área, por isso serão utilizadas como produto principal na modelagem direta e na avaliação da inversão, conforme exposto no capítulo 4 (artigo).

3.1.3 Modelagem direta

A modelagem direta envolve criar um modelo geológico hipotético e calcular uma resposta geofísica que seja consistente com os dados observados. O modelo inicial é construído com base em intuição geológica/geofísica e a anomalia calculada desse modelo é comparada à anomalia

observada e, então, os parâmetros do modelo (profundidade, espessura, forma e propriedades físicas) são calibrados para melhorar o ajuste entre as duas anomalias. Esse processo é repetido até que o ajuste seja considerado satisfatório (BLAKELY, 1996).

O modelo direto pode ser feito em uma, duas ou três dimensões (também inclui valores não inteiros). A definição do tipo de modelo deve ser feita de acordo com a complexidade geológica e embasada em termos de conhecimento geológico disponível, distribuição e qualidade dos dados geofísicos. O modelo 1D é empregado quando não há variação na resposta geofísica lateralmente, apenas verticalmente. O modelo 2D é utilizado em feições geológicas com formato alongado em uma determinada direção, como por exemplo, diques, dobras, falhas e contatos. Nesse tipo de modelo, define-se uma seção vertical perpendicular à orientação geral das estruturas e corpos geológicos e considera-se a extensão na direção do *strike* como infinita. Sendo assim, a distribuição das propriedades físicas varia apenas em profundidade (direção Z) e na direção da seção (direção X, perpendicular ao *strike*). Uma variação muito utilizada do modelo 2D, é o modelo 2,5D, que remove a restrição de comprimento infinito na direção do *strike*, proporcionando ao intérprete o controle sobre uma terceira dimensão (*strike*), sem a complexidade de um modelo 3D propriamente dito (DENTITH; MUDGE, 2014).

O processo de modelagem direta pode ser demorado e exige conhecimento geológico do operador, porém ao mesmo tempo oferece um melhor entendimento das relações entre os dados geofísicos e a subsuperfície, além de uma melhor avaliação das incertezas do modelo. No entanto, existem limitações do método, principalmente relacionadas à ambiguidade (*non-uniqueness*). Por isso, é providencial a utilização de toda informação complementar disponível (furos de sondagem, outros dados geofísicos, mapas/seções geológicas, dados petrofísicos) no processo de interpretação, de modo a reduzir o grau de ambiguidade (BLAKELY, 1996).

No presente trabalho nós selecionamos para a modelagem direta 2,5D uma seção representativa da área de estudo (em termos de anomalias de interesse e presença de furos de sondagem) e aproximadamente perpendicular à estruturação geral da região (NE). Utilizamos o CMA (sem redução ao polo) como dado observado e como informações complementares consideramos as interpretações qualitativas dos produtos magnéticos gerados, a profundidade *Tilt*, as soluções de *Euler*, os furos de sondagem do SGB-CPRM (tópico 3.2), as superfícies criadas na modelagem 3D *a priori* (tópico 3.4), os dados petrofísicos levantados nos furos (tópico 3.3) e os

disponíveis na bibliografia. O programa computacional utilizado foi o *GM-SYS Profile* do *Geosoft Oasis Montaj*®, que é baseado nos métodos descritos por Talwani, Worzel e Landisman (1959) e Talwani e Heirtzler (1964) e utiliza primariamente os algoritmos desenvolvidos por Won e Bevis (1987). O GM-SYS permite a manipulação interativa do modelo, com o cálculo da resposta geofísica feito automaticamente, de forma a facilitar o teste de soluções alternativas.

A modelagem foi realizada com o objetivo de compreender melhor a influência do embasamento na resposta magnética das intrusões, reconhecer soleiras e diques em áreas sem informações de furos, identificar estruturas que influenciam na distribuição das intrusões, além de auxiliar na inversão de anomalias magnéticas e no modelo integrado final. O artigo no capítulo 4 detalha os parâmetros utilizados na modelagem direta e os resultados obtidos.

3.1.4 Inversão

A modelagem geofísica inversa, ou inversão geofísica, é o procedimento contrário da modelagem direta, no qual, a partir de um conjunto de dados observados, calcula-se um modelo de propriedades físicas compatível. Na inversão o processo iterativo, inerente à modelagem direta, é automatizado por um algoritmo, que progressivamente ajusta os parâmetros do modelo até que haja uma correspondência satisfatória entre as respostas calculadas e observadas. No entanto, existe uma infinidade de modelos que podem explicar os dados observados (*non-uniqueness*). Essa ambiguidade pode ser reduzida incorporando-se dados petrofísicos e geológicos, mas é papel do intérprete escolher o melhor resultado (BLAKELY, 1996; DENTITH; MUDGE, 2014).

Existem diferentes abordagens matemáticas para resolver problemas inversos, a escolha do método depende do conhecimento geológico da área modelada, do objetivo do modelo e dos programas/recursos computacionais disponíveis. Oldenburg e Pratt (2007) categorizaram a inversão geofísica em três tipos principais: Tipo I (inversão de corpos discretos), Tipo II (inversão de propriedade) e Tipo III (inversão litológica).

A inversão Tipo I é um problema dos Mínimos Quadrados sobredeterminado, no qual a quantidade de parâmetros ativos é menor que a quantidade de dados observados. Esse método de inversão é formulado com base em corpos de geometria simples para representar de forma discreta as mudanças nas propriedades em subsuperfície. Cada sólido corresponde a um volume de rocha

com propriedades físicas homogêneas. Geralmente esse tipo de inversão é aplicada por partes para focar em anomalias individuais (OLDENBURG; PRATT, 2007).

A inversão do Tipo II é um problema dos Mínimos Quadrados subdeterminado, no qual a quantidade de dados observados é menor que a quantidade de parâmetros. Esse método tem como objetivo encontrar uma função 3D que caracteriza a distribuição contínua de propriedades físicas. Para isso o volume do modelo é dividido em células, cada uma com um valor constante de propriedade física (OLDENBURG; PRATT, 2007). O *Geosoft Oasis Montaj*® utiliza essa metodologia de inversão.

A inversão do Tipo III pode ser tratada tanto como um problema sobredeterminado, quanto como um problema subdeterminado e suas soluções podem ser obtidas de maneira determinística ou através de procedimentos estatísticos. Esse método necessita de um modelo geológico preliminar (*a priori*) para iniciar a inversão e a relação entre as unidades modeladas e suas propriedades físicas deve ser bem estabelecida. O modelo pode ser dividido em células, como o Tipo II ou em corpos discretos de geometria simples, como no Tipo I. A cada parte do modelo (célula ou corpo) é atribuído um valor relativo à unidade modelada e à propriedade física (OLDENBURG; PRATT, 2007). *Modelvision* (PRATT *et al.*; 2007) e *GeoModeler* (GUILLEN *et al.*, 2004) são exemplos de programas computacionais que utilizam esse método de inversão.

A inversão de dados magnéticos apresenta um desafio maior, quando comparada à inversão de dados gravimétricos. Isso porque os ambientes geológicos podem apresentar domínios distintos de rochas magnetizadas e características anisotrópicas geradas por magnetização remanente e as direções do campo magnético terrestre atual. As inversões de dados magnéticos convencionais de susceptibilidade assumem que a resposta magnética provém apenas de uma direção constante de magnetização (campo induzido) (LI; OLDENBURG, 1996). Portanto, quando se utiliza a inversão convencional de susceptibilidade, sem vínculos externos, os domínios magnéticos tendem a ficar paralelos ao campo geomagnético da Terra, podendo resultar em valores negativos de susceptibilidade e em resultados espúrios. Para resolver essa questão, Ellis, De Wet e Macleod (2012) desenvolveram a inversão pelo vetor de magnetização (MVI – *Magnetic Vector Inversion*), que incorpora as magnetizações induzida e remanente, sem a necessidade de conhecimento prévio da direção e do valor desta última. Além disso, a inversão MVI recupera a direção de magnetização e amplitude para cada domínio magnético na área do levantamento.

Para desenvolver a metodologia MVI, Ellis, De Wet e Macleod (2012) partiram da suposição de Telford, Geldart e Sheriff (1990) *apud* Ellis, De Wet e Macleod (2012): as propriedades magnéticas da Terra podem ser representadas por um volume de magnetização, $\mathbf{M}(\mathbf{r})$. Portanto, o campo magnético \mathbf{B} em um ponto \mathbf{r}_j decorrente de um volume V (conjunto de N subvolumes \mathbf{v}_k) com magnetização $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ (resultante do conjunto de fontes \mathbf{m}_k) pode ser dado por:

$$B(r_j) = \nabla \int_V M(r) \cdot \nabla \frac{1}{|r - r_j|} dr^3 \quad Eq. 3.9$$

Essa equação 3.9 define o problema direto, no qual \mathbf{B}_j é campo magnético calculado no ponto \mathbf{r}_j dado o vetor de magnetização $\mathbf{M}(\mathbf{r})$. De forma que a equação 3.9 pode ser representada de forma simplificada pela seguinte equação 3.10:

$$B = Gm; \quad Eq. 3.10$$

O problema inverso, que é definido pelo cálculo do vetor de magnetização $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ dado o campo magnético \mathbf{B} , foi resolvido por Ellis, De Wet e Macleod (2012) por meio da regularização de Tikhonov. Dessa maneira, o problema inverso se torna encontrar \mathbf{m} na seguinte equação:

$$\text{Min } \phi(m) = \phi_D(m) + \lambda \phi_M(m)$$

$$\phi_D(m) = \sum_j^M \left| \frac{G_j m - B_j}{e_j} \right|^2 \quad Eq. 3.11$$

$$\phi_M(m) = \sum_{\gamma}^3 |w_{\gamma} \partial_{\gamma} m|^2 + |w_0 m|^2$$

$$\lambda: \phi_D(m) = \chi_T^2;$$

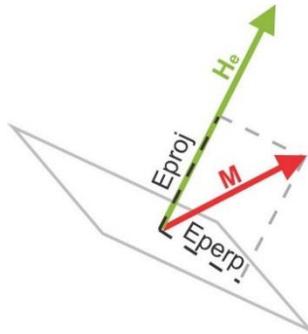
na qual $\phi(m)$ é a função objetiva total, dada pela soma da função objetiva dos dados $\phi_D(m)$ e da função objetiva do modelo $\phi_M(m)$ com o parâmetro de regularização de Tikhonov λ . e_j é o erro associado a cada ponto, $\partial_{\gamma} m$ é o gradiente do modelo, w_{γ} e w_0 são os ponderadores (*weighting terms*).

Nos resultados do MVI a amplitude de magnetização é apresentada normalizada pelo campo magnético terrestre na área modelada (\mathbf{M}/H_e). Esse valor em áreas com magnetização puramente

induzida pode ser diretamente comparável com a susceptibilidade magnética, caso contrário, quando há remanência, não é possível essa equivalência (ELLIS; DE WET; MACLEOD, 2012). Neste texto, vamos chamar esse valor de “susceptibilidade magnética recuperada do MVI”, para evitar confusões com a susceptibilidade magnética medida por equipamentos.

A modelagem do MVI gera quatro modelos de blocos/células (*voxels*): o *vector voxel* do vetor de magnetização, o *voxel* da amplitude de magnetização normalizada (“susceptibilidade magnética do MVI”), o *voxel* da componente da magnetização projetada no campo magnético terrestre (E_{proj}) e o *voxel* da componente da magnetização perpendicular ao campo magnético terrestre (E_{perp}) (Figura 3.9). O *vector voxel*, como o nome indica, é representado por vetores que retratam a declinação, inclinação e amplitude normalizada (“susceptibilidade magnética do MVI”) em cada célula do modelo. Já os outros *voxels* são representados na forma de modelos de blocos.

Figura 3.9. Vetor de magnetização (M) e suas componentes perpendiculares (E_{perp}) e projetadas (E_{proj}) no campo magnético terrestre (H_e).



Para a interpretação dos resultados são utilizados, principalmente, o *voxel* da amplitude de magnetização normalizada em conjunto com o *vector voxel*. Contudo, este último só é representativo nas anomalias positivas de grande amplitude. A comparação desses produtos com os *voxels* E_{perp} e E_{proj} , auxilia na validação dos resultados: um E_{perp} significativo, indica que a componente induzida é pequena, enquanto um E_{perp} insignificante, corresponde a uma magnetização ao longo do campo induzido, já um E_{proj} consideravelmente negativo, caracteriza uma magnetização oposta ao campo induzido.

No presente trabalho nós utilizamos a ferramenta VOXI do *Geosoft Oasis Montaj*® para realizar as inversões de susceptibilidade magnética e do MVI. Após inúmeros testes com diferentes tamanhos de células, profundidades, tipo e percentual de erro, dentre outros, geramos dois modelos com objetivos diferentes: no primeiro modelo, que chamamos de regional, utilizamos a inversão

de susceptibilidade magnética a partir do *grid* do CMA para entender melhor as estruturas e domínios magnéticos em profundidade; o segundo modelo, que chamamos de residual, utilizamos o MVI a partir do *grid* do produto residual do *Matched-Filter*, para compreender as fontes causativas das anomalias mais rasas. Em ambos modelos utilizamos o erro relativo de 5% do desvio padrão, *padding* na direção z, para que a dimensão das células aumente gradualmente em profundidade; e aplicamos duas rodadas da Inversão Reponderada Iterativa (*Iterative Reweighted Inversion* – IRI (ELLIS, 2012) para deixar os limites das anomalias positivas mais evidentes.

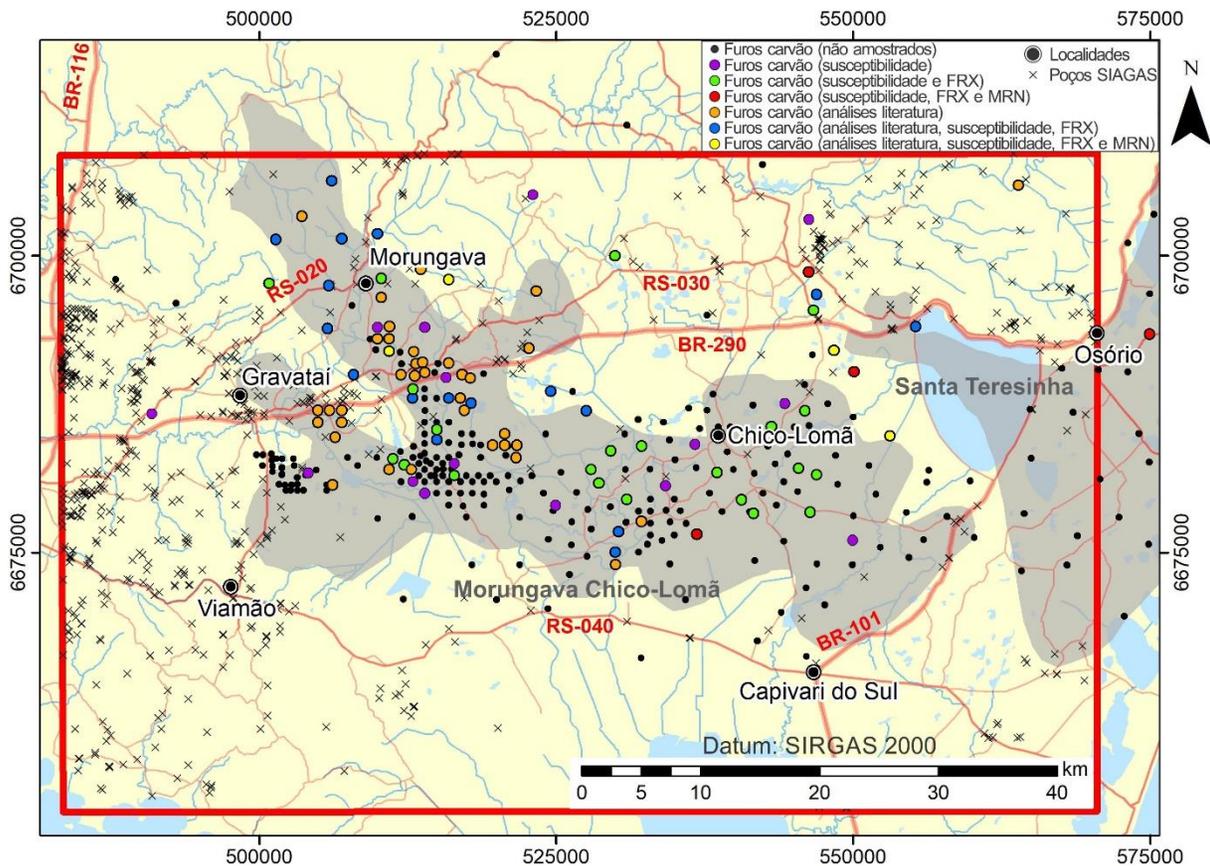
O modelo regional é constituído por 292x186x39 células de 300x300x150 metros e a profundidade da base é de 25 km (profundidade média máxima dos conjuntos de fontes equivalentes encontrada no produto regional do *Matched-Filter*). Já o modelo residual é formado por 292x185x31 células de 300x300x25 metros e a profundidade da base é de 700 metros (profundidade média máxima dos conjuntos de fontes equivalentes encontrada no produto residual do *Matched-Filter*). Também utilizamos nos dois modelos o sólido gerado dos sedimentos da PCRS (modelo geológico *a priori*, tópico 3.4) como vínculo na inversão e atribuir, às células inseridas nesse volume, valores de amplitude de susceptibilidade magnética próximos a zero. Os resultados e interpretações desses modelos são apresentados no capítulo 4 (artigo).

3.2 Furos de sondagem e poços de água

Furos de sondagem e poços de água (com descrição litológica/estratigráfica) são fontes de informação direta da geologia em subsuperfície. Quando disponíveis, contribuem para a interpretação dos dados geofísicos e conferem maior confiabilidade ao modelo geológico 3D. Portanto, são de fundamental importância para o trabalho de integração geofísica e geológica.

A CPRM, antes de se tornar o Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), realizou diversos trabalhos de pesquisa para carvão mineral na borda leste da Bacia do Paraná (ABOARRAGE; LOPES, 1986). Esses trabalhos incluíram a execução de furos de sondagem para a caracterização e cubagem dos depósitos de carvão. A área do presente estudo foi um dos alvos dessa pesquisa (depósitos de Morungava- Chico Lomã e Santa Teresinha, figura 3.10) com centenas de furos executados pela CPRM.

Figura 3.10. Mapa da área de estudo (retângulo vermelho) com a extensão em subsuperfície dos depósitos de carvão (áreas em cinza) e a localização dos furos de sondagem da CPRM e poços de água SIAGAS selecionados. Os furos de carvão estão categorizados conforme à existência de análises da literatura e à amostragem realizada neste trabalho. FRX- Fluorescência de Raios-X; MRN-Magnetização remanente natural; SIAGAS- Sistema de Informações de Águas Subterrâneas.



Selecionamos 305 furos inseridos na área de estudo e 13 em suas adjacências (Figura 3.10) para utilizar no presente trabalho. Digitamos em planilhas Excel as informações de coordenadas, intervalos litológicos e intervalos estratigráficos, que estavam originalmente nos perfis descritivos de sondagem em formato PDF (disponíveis na biblioteca virtual do SGB-CPRM <http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Biblioteca-Virtual-1327.html>). O quadro 3.3 mostra como as informações recuperadas foram organizadas em tabelas com suas respectivas colunas e a figura 3.11 contém um exemplo de perfil descritivo de sondagem original.

Após a digitação das informações relevantes dos furos realizamos a validação do banco de dados, que contemplou a verificação de informações ausentes, intervalos com erros de digitação, intervalos duplicados, consistência da profundidade final do furo e dos intervalos “De” (*FROM*) e “Até” (*TO*), com eliminação de *gaps* (lacunas) e *overlaps* (sobreposições). Além disso, fizemos a

padronização e atualização das unidades estratigráficas, que foi necessária devido à diversidade de geólogos que descreveram os furos e à atualização de algumas unidades estratigráficas da Bacia do Paraná descritas à época (décadas de 1970 e 1980). A principal mudança na estratigrafia da região foi na Formação Rosário do Sul utilizada na interpretação de Aboarrage e Lopes (1986), que na proposta atual de Scherer *et al.* (2021) é considerada como Formação Arenito Pedreira no Bloco Leste da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. A figura 3.12 mostra as unidades estratigráficas consideradas no presente trabalho.

Quadro 3.3 Quadro com os nomes das tabelas onde foram organizadas as informações dos furos de sondagem executados pela CPRM com os nomes de suas respectivas colunas.

Tabela	Colunas	Observação
Collar	Nome	Nome do furo de sondagem
	CoordX	Coordenada X (UTM Datum Córrego Alegre Zona 22S)
	CoordY	Coordenada Y (UTM Datum Córrego Alegre Zona 22S)
	CoordZ	Cota da boca do furo
	Profundidade	Profundidade do final do furo
Litologia	Nome	Nome do furo de sondagem
	De	Profundidade inicial do intervalo litológico
	Até	Profundidade final do intervalo litológico
	Litotipo	Litotipo contido no intervalo descrito
	Descrição	Descrição completa do intervalo litológico
	Gama	Classificação qualitativa da perfilagem gama
Estratigrafia	Nome	Nome do furo de sondagem
	De	Profundidade inicial do intervalo estratigráfico
	Até	Profundidade final do intervalo estratigráfico
	Unidade	Unidade estratigráfica do intervalo

Na área de estudo também existem poços de água cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) (Figura 3.10). Esse sistema é um repositório desenvolvido e administrado pelo SGB-CPRM, que é permanentemente atualizado e constituído por uma base de dados com informações geológicas, hidrogeológicas, de testes de bombeamento e de análises químicas de poços em todo o Brasil. Para o presente trabalho fizemos o *download* dos dados de coordenadas, intervalos litológicos e estratigráficos de 1072 poços contidos na área (consulta 15/06/2021).

Como as informações do SIAGAS vêm de diversas fontes diferentes (o SGB-CPRM apenas disponibiliza as informações) é preciso fazer uma validação minuciosa no banco de dados. Portanto, além das mesmas validações e padronizações realizadas nos furos de sondagem avaliamos a coerência das unidades estratigráficas com os litotipos e a ocorrência de poços

geograficamente sobrepostos. Após esses procedimentos a base de dados dos poços SIAGAS, composta pelas mesmas tabelas e colunas do quadro 3.3, ficou com 745 poços de água.

Ao final da validação, os furos e poços de água foram projetados para o sistema de coordenadas UTM Datum SIRGAS 2000 Zona 22S e em seguida projetados na topografia para a utilização na modelagem geológica 3D e na modelagem 2,5D dos dados magnéticos. As tabelas com as informações dos furos de sondagem e poços de água utilizados encontram-se nos Dados Suplementares (Apêndices A e B).

Figura 3.11. Imagem recortada do perfil descritivo de sondagem do furo CA-094-RS.

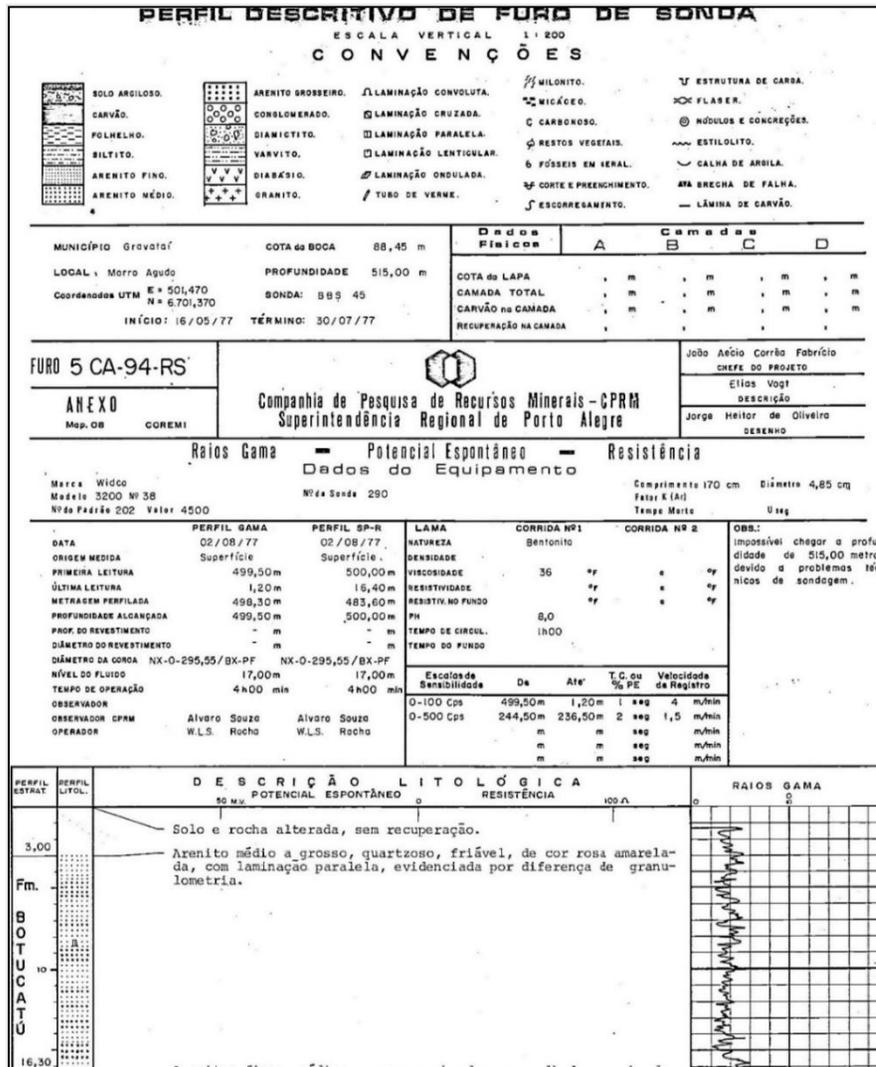


Figura 3.12. Unidades modeladas no presente trabalho.

Período/Eon	Unidade Estratigráfica
Quaternário	Planície Costeira do Rio Grande do Sul
Cretáceo	Grupo Serra Geral (vulcânicas e intrusivas)
Jurássico	Formação Botucatu
	Formação Arenito Pedreira
Permiano	Formação Rio do Rasto
	Subgrupo Estrada Nova
	Formação Irati
	Formação Palermo
Carbonífero	Formação Rio Bonito
	Grupo Itararé
Proterozoico	Embasamento (ESRG)

3.3 Medidas nos testemunhos de sondagem

3.3.1 Susceptibilidade Magnética e Fluorescência de Raios-X

Previamente à coleta de medidas susceptibilidade magnética e de FRXp selecionamos os furos e intervalos de interesse. A seleção foi necessária devido à grande quantidade de furos utilizados (318) e ao tempo disponível para a realização das medidas (cinco dias). O critério de seleção das intrusões utilizado foi o de espessura mínima de 10 m e demos prioridade aos intervalos sem perfilagem gama nos perfis descritivos e aos intervalos já analisados (total de 174 amostras em 57 furos) por Romanini e Albuquerque (2000), Nakamura *et al.* (2003), Pinto *et al.* (2019) e pela empresa *Anglo American*, para efeito comparativo. Os intervalos de rochas sedimentares e do embasamento foram selecionados conforme a localização, com o objetivo de se obter a maior quantidade de medidas possíveis ao longo de toda a área de estudo. Ao todo foram selecionados 62 furos (pontos em roxo, verde ou vermelho na figura 3.10).

As leituras de susceptibilidade magnética e de FRXp foram realizadas com os seguintes equipamentos (Figura 3.13): susceptibilímetro KT-9 *Kappameter* e FRXp *Olympus* modelo *InnoVx DELTA-X Professional*.

O *Kappameter* KT-9 é um equipamento portátil utilizado para medir a susceptibilidade magnética diretamente no afloramento, em amostras de rochas ou em testemunhos de sondagem. O KT-9 utiliza um oscilador LC de 10 kHz e uma bobina indutiva para medir a susceptibilidade. As medidas são realizadas ao ar livre e em contato com a amostra, a partir da diferença de frequência dessas medidas a susceptibilidade magnética verdadeira é calculada (EXPLORANIUM, 1997).

Figura 3.13. 1A- Equipamento portátil *KT-9 Kappameter*; 1B- Medição de susceptibilidade magnética em testemunho com o *KT-9*; 2A- *FRXp Olympus* modelo *InnoVx DELTA-X Professional*; 2B- Análise com a *FRXp*.



O *FRXp Olympus*, assim como outros equipamentos de espectrometria de fluorescência de raios-X, determina a composição elementar de um material. Nesse método, os elétrons dos átomos da amostra analisada são excitados por fótons de raios-X (primário) e liberam fótons de raios-X secundários. Esse fenômeno é chamado fluorescência e o espectro (energia x intensidade) dos raios-X secundários é característico de cada elemento. Portanto, a quantificação dos elementos presentes em uma amostra é feita a partir da posição e da intensidade do pico em função da energia aplicada (OLYMPUS, 2012).

A aquisição dos dados foi feita nos testemunhos de sondagem na Litoteca de Caçapava do Sul do SGB/CPRM (Figura 3.13). A metodologia adotada visou medir com mais detalhe as propriedades das rochas intrusivas, que são o principal objeto de estudo no presente trabalho. Nos intervalos das intrusões fizemos medidas de susceptibilidade magnética e de *FRXp* a cada 5 metros ou quando havia mudanças visíveis na textura ou composição mineral da rocha. Nos intervalos de rochas do embasamento e de rochas sedimentares, realizamos apenas leituras de susceptibilidade magnética. O quadro 3.4 sintetiza o quantitativo de medidas realizadas.

O processo de aquisição dos dados de susceptibilidade magnética foi realizado no modo PIN (EXPLORANIUM, 1997), no qual as medidas são ativadas pelo botão localizado no topo do instrumento. Esse modo permite a operação mais fácil, pois encontra automaticamente o nível de referência zero depois que a leitura é feita, e atinge resultados mais acurados quando utilizados em

amostra com superfícies irregulares. Optou-se por esse modo porque o equipamento não possuía o parafuso para colocar no lugar do PIN e os testemunhos disponíveis são de vários diâmetros diferentes e em sua maioria estavam fraturados ou não estavam serrados. Em cada amostra foram feitas 10 leituras (espaço de memória do aparelho) no mesmo ponto, tomando-se o cuidado de manter o topo do equipamento paralelo ao testemunho (Figura 3.13-1B). Ao final das 10 medidas os dados eram anotados em uma planilha, onde eram calculadas as médias dessas medidas.

Quadro 3.4. Quantitativo das amostras analisadas com medidas petrofísicas e de FRXp.

Método	Embasamento (ESRS)	Sedimentares (BP)	Intrusões	Vulcânicas	TOTAL
Susceptibilidade magnética	34	61	208	10	313
FRXp		-	208	10	218

A realização de análises químicas de rocha total (elementos maiores, traços e terras raras) em laboratório não estava no escopo do estudo. Isso porque o objetivo não era caracterizar detalhadamente a petrologia das rochas estudadas. Por isso, utilizamos a FRXp que, apesar de não ter a precisão dos métodos analíticos laboratoriais, apresenta vantagens significativas relacionadas à velocidade de aquisição e ao baixo custo, o que permite a compilação de uma grande quantidade de dados representativos.

A obtenção dos dados com a FRXp foi feita no modo *Mining Plus* (OLYMPUS, 2012). Esse modo utiliza dois feixes para medir 27 elementos: Si, Al, Fe, Ca, K, Mg, P, S, Mn, Ti, V, Cl, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Cr, Co, Mo, Ag, Zr, Cd, Sn, Sb, W e Bi. No início de cada lote de análises configuramos a FRXp para ler continuamente por 40 minutos para estabilização do instrumento e evitar variações nas leituras devido a oscilações na temperatura. O tempo utilizado para cada feixe foi de 5 segundos para o primeiro e 30 segundos para o segundo. As medidas foram feitas nas mesmas amostras onde foram realizadas as leituras de susceptibilidade magnética (intrusões). A cada medida os teores dos elementos eram anotados na mesma planilha dos dados de susceptibilidade. No primeiro dia nós realizamos 24 leituras duplicatas em diferentes momentos do dia para averiguar a qualidade dos dados coletados e se havia deriva instrumental ao longo do uso contínuo do aparelho de FRXp. Ao final da campanha os dados foram extraídos do equipamento para se ter os erros das medidas e outros parâmetros do aparelho.

Dos 27 elementos analisados inicialmente, nós selecionamos 10 elementos (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, P e Zr) para utilizar na caracterização das rochas estudadas. O critério de seleção foi a proporção de dados não detectados, consideramos somente os elementos que apresentaram

mais de 95% de resultados válidos, com exceção do potássio (K), que apresentou 87% das medidas acima do limite de detecção. Essa exceção foi concedida, devido à relevância desse elemento na caracterização de rochas vulcânicas e subvulcânicas. Posteriormente, verificamos estatisticamente a equivalência entre as medidas duplicatas de FRXp (24 amostras) desses 10 elementos através do Teste dos Postos Sinalizados de *Wilcoxon* (pacote “*rstatix*” no *RStudio* v. 2021.09.0), que é a alternativa não-paramétrica ao teste *T-student* em amostras pareadas. Como resultado, pudemos concluir para um nível de significância de 5% que há uma equivalência entre as medidas pareadas, já que não podemos rejeitar a hipótese H_0 (teste não significativo) de que a mediana das diferenças é igual a zero.

Além de medir os valores de susceptibilidade magnética e FRXp, nós também construímos um banco de dados litoquímico com 174 análises em rochas subvulcânicas interceptadas por furos da CPRM a partir da compilação de dados disponíveis na literatura (NAKAMURA *et al.*, 2003; PINTO *et al.*, 2019; ROMANINI; ALBUQUERQUE, 2000) e pelos dados concedidos pela empresa *Anglo American*. Adicionamos a esse banco de dados, para efeitos comparativos, 56 análises em intrusões subvulcânicas aflorantes de regiões próximas à área de estudo realizadas pelos trabalhos de Sarmiento, Sommer e Lima, (2017) e Sarmiento *et al.* (2021) (ombreira sul da calha de Torres); Simões *et al.* (2022) (região de Cerro do Coronel) e Viero e Roisenberg (1992) (complexo básico intrusivo de Lomba Grande).

3.3.2 Magnetização Remanente Natural (MRN)

As rochas, em sua maioria, contêm quantidades variáveis de minerais ferromagnéticos, que apresentam a capacidade de adquirir magnetização permanentemente (magnetização remanente - M_R). A intensidade e a direção dessa magnetização remanente na rocha estão relacionadas ao campo magnético externo no momento de formação e também são afetadas pelo conteúdo de minerais magnéticos, além de fatores como granulação/granulometria e microestruturas (DENTITH; MUDGE, 2014). Se por um lado, a magnetização remanente está relacionada ao campo geomagnético do passado, a magnetização induzida (M_I), por outro lado, é adquirida pela influência do campo terrestre atual. Portanto, a magnetização remanente natural (MRN) é o resultado da soma vetorial dessas duas magnetizações e pode ser composta por uma ou mais componentes que foram adquiridas de diferentes maneiras (termo-remanente, deposicional ou química) e em diferentes épocas (primária ou secundária). Normalmente a direção e intensidade da

M_R e da M_I são diferentes. A razão de Königsberger ($Q = M_R/M_I$) define se a magnetização da rocha é dominada pela M_I ($Q < 1$) ou pela M_R ($Q > 1$) (IAG-USP, 2022).

Para averiguar se as rochas do Grupo Serra Geral são dominadas por magnetização remanente ou induzida, nós realizamos 25 medidas de MRN em 14 amostras (intrusões e vulcânicas). Coletamos amostras em 8 furos (pontos em vermelho na figura 3.10) e posteriormente cortamos em cilindros de 25,4 mm de diâmetro e 22 mm de comprimento. Executamos as medidas de MRN no Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LAMs-IGc-USP) com o equipamento *JR6A- 2 Agico magnetometer spinner*. Infelizmente, os furos não são orientados e, portanto, não realizamos medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

Os dados levantados (Dados Suplementares - Apêndice D) foram organizados e analisados estatisticamente no *RStudio* para caracterizar e classificar os diferentes tipos de intrusão do Grupo Serra Geral (Dados Suplementares - Apêndice C). Além disso, os dados de susceptibilidade magnética e MRN medidos serviram de entrada para a modelagem geofísica, tanto direta, quanto inversa. O capítulo 4 (artigo) apresenta os resultados da caracterização composicional e petrofísica dos corpos subvulcânicos estudados.

3.4 Modelagem geológica 3D *a priori*

A modelagem geológica tridimensional é uma metodologia de espacialização, interpretação e integração de dados geológicos em subsuperfície. Esse tipo de abordagem permite compreender melhor a distribuição espacial e as relações entre as unidades estudadas.

No presente trabalho geramos um modelo geológico 3D *a priori*, com base apenas nos dados geológicos, para nos familiarizar com a geologia da área, além de reconhecer a distribuição e espessura das intrusões nos furos, a profundidade do embasamento, mergulho e distribuição das camadas das unidades da Bacia do Paraná e a espessura de sedimentos da PCRS que recobrem a área. Além disso, esse modelo 3D consistente com todos os dados geológicos foi um produto inicial para realizar as interpretações qualitativas dos dados magnéticos, as modelagens diretas e as inversões, que por sua vez, contribuem para o refinamento do modelo e interpretação das áreas com pouca informação direta (furo/poço).

Existem dois métodos de modelagem geológica 3D: a modelagem explícita e a implícita (ver WELLMANN; CAUMON, 2018). A modelagem explícita é feita através da interpretação seções, geralmente paralelas, e da conexão entre elas para formar as superfícies e volumes. Esse processo é manual, demanda muito tempo e é dependente da interpretação do geólogo. Na modelagem implícita as superfícies e volumes são gerados a partir de algoritmos que interpolam os dados de entrada, que podem ser medidos (furos de sondagem, amostras) ou interpretações (seções geológicas, mapas). Esse processo é semiautomático, por isso é mais rápido e permite atualizações com a inserção de novos dados.

O *Leapfrog Geo* é um programa computacional de modelagem geológica implícita, que utiliza como interpolador a Função de Base Radial Rápida (sigla em inglês: *FastRBFTM*). As funções de base radial são uma família de funções interpoladoras globais, ou seja, o interpolador é dependente de todos os dados de entrada (COWAN *et al.*, 2002). Por isso exigem muito computacionalmente e essa característica limitava seu uso em grandes bancos de dados. Com o avanço das técnicas numéricas para resolver amplos conjuntos de equações lineares tornou-se possível a aplicação dessas funções em uma grande quantidade de dados (BEATSON; CHERRIE; MOUAT, 1999). Cowan *et al.* (2002) apresentaram a aplicação da *FastRBFTM* no *Leapfrog Geo* e as vantagens da modelagem implícita.

Neste estudo nós geramos o modelo geológico 3D *a priori* no *Leapfrog Geo* (v. 2021.2.5) com base apenas nos dados geológicos: 318 furos de sondagem, 745 poços de água, mapas geológicos na escala 1:100.000 e o MDT ALOS PALSAR (12,5 m) (ASF DAAC, 2011). Esse modelo serviu de base para as interpretações qualitativas e semiquantitativas dos dados magnéticos, assim como vínculo para os modelos direto e inverso gerados neste trabalho. Os resultados obtidos estão expostos capítulo 4 (artigo).

4 ARTIGO: Serra Geral Group plumbing system and geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil): insights from 3D geophysical-geological modeling

Luiza Lopes de Araújo^{1, 2}; Julia Barbosa Curto Ma¹; Elder Yokoyama¹.

1- University of Brasília (Geosciences Institute), Brasília-DF, Brazil

2- Geological Survey of Brazil, SGB/CPRM, Belo Horizonte-MG, Brazil*corresponding author:
e-mail address: luiza.araujo@sgb.gov.br

ABSTRACT

Morungava region (east of Porto Alegre-RS), in the Paraná-Etendeka Large Igneous Province (LIP) southern portion, hosts subvolcanic intrusions of the Serra Geral Group. These intrusive rocks show different compositions, including primitive rocks (high-Mg bulk rock composition). At the Paraná-Etendeka LIP, only a few examples of primitive rocks are known so far. Many studies were carried out in Morungava region, and yet, several questions concerning the subvolcanic bodies distribution, geometry, and structural framework in the subsurface remain unanswered. Therefore, we built an integrated 3D geophysical-geological model through the combined analysis of aeromagnetic, geologic, petrophysical and chemical data to improve the understanding of these bodies underground. Our prior exploratory analysis of chemical and borehole data together with *a priori* 3D geological model allowed the construction of the stratigraphic framework and the characterization of the sills intercepted by boreholes (distribution and compositional classification). We categorized these sills in four types (1, 2, 3 and 4). The interpretation and modeling of the aeromagnetic data (qualitative and semi-quantitative interpretation, magnetic susceptibility inversion, forward modeling and magnetic vector inversion - MVI), complemented the understanding of the Serra Geral Group feeder system in subsurface and also unveiled the crustal framework in different depths. We recognized three major NE elongated geophysical domains (NW, Central and SE) and interpreted as basement compartments: Tijucas Terrane, Pelotas Terrane and Jaguarão Terrane, respectively. The final integrated 3D geophysical-geological model comprehends the stratigraphic framework and the Serra Geral Group plumbing system. Which in turn, comprises in the study area two dike systems, four subvolcanic complexes and intrusive ring-complexes with associated nested sills and minor dikes.

Keywords: Paraná-Etendeka LIP; 3D geophysical-geological modeling; magnetic anomaly; MVI

1. Introduction

Intrusions are key points to understanding continental LIP's evolution and metallogenic processes. Furthermore, the geochemistry of subvolcanic rocks and its correspondence with volcanic rocks compositions is key to unveil their petrogenetic evolution within the crust (e.g., Florisbal *et al.*, 2018; Simões *et al.*, 2022). The Paraná-Etendeka LIP is one the world's largest continental LIP, and in Brazil it corresponds to the Serra Geral Group of the Paraná Basin (Rossetti *et al.*, 2018). This magmatic event is better represented by the extrusive rocks, that comprehend most of the LIP's outcropping part, while the subvolcanic rocks are chiefly underground (Fig. 4.1).

Although most studies focus on the volcanic rocks of the Paraná-Etendeka LIP, there are also studies related to the subvolcanic intrusions. Ponta Grossa, Serra do Mar, and Florianópolis dike swarms are the most studied intrusive features in the Paraná-Etendeka LIP in Brazil, due their size and outcropping position (Florisbal *et al.*, 2018; Piccirillo *et al.*, 1990; Valente *et al.*, 1998). In addition to these dike swarms, there are other clusters of subvolcanic bodies in the Paraná-Etendeka LIP that are also relevant in the LIP's context and need further investigations. One of them is the Morungava region, in the southern portion of the LIP, where several subvolcanic bodies were identified in a quarry (Lomba Grande, Fig. 4.2) (Viero and Roisenberg, 1992) and by boreholes of the “Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais” - CPRM coal exploration projects (Aboarrage and Lopes, 1986). Some of these intrusions have a primitive composition (high-Mg) and there is a lack of examples of this composition registered in the Serra Geral Group. According to most recent studies (Nakamura *et al.*, 2003; Pinto *et al.*, 2019; Romanini and Albuquerque, 2001; Wildner *et al.*, 2017) they may be potential targets for Ni-Cu-PGE (Platinum Group Elements) mineralizations, although no prospect has been found yet. Moreover, studies on CPRM drill core samples and on outcropping dikes and sills near Morungava region based on geochemical and isotopic data (Marques *et al.*, 2006; Sarmiento *et al.*, 2017; 2021) show that these magnesian intrusions have similarities with the Lomba Grande main intrusive body and with some picritic basalts, sills and dikes in Namibia. Another relevant character of the subvolcanic rocks in this region is the thermal alteration caused on coal layers close to their contact zones, that influences the coal quality and its potential for Coalbed Methane (Bicca *et al.*, 2022).

These, and other studies carried out in the Morungava region indicate that there is a knowledge gap, especially regarding the subvolcanic bodies' distribution, geometry, and structural framework underground. There is a lack of integrated studies (geology and geophysics) in the area

using modern 3D geological modeling tools. Building 3D geophysical-geological models is one way to evaluate the subsurface and solve the geologic puzzle. It implies bringing together all available measurements, observations, and knowledge into a model that is relevant for the purpose and scale of the investigation. Therefore, to improve the understanding of these intrusions underground, we built an integrated 3D geophysical-geological model through the combined analysis of aeromagnetic, geologic, petrophysical and chemical data. Our study is the first one to correlate boreholes with the aeromagnetic data that covers the Morungava region (aeromagnetic database: CPRM, 1978).

The final 3D model built in this study presents the Serra Geral Group plumbing system and the Paraná Basin stratigraphic framework in the Morungava region and, provides insights about the subvolcanic rocks compositional diversity, depth, thickness, vertical and lateral geometry.

2. Geological background

The study area covers portions of four major geological domains: the Sul-Rio-Grandense Shield (SRGS), the Paraná Basin, Paraná-Etendeka LIP and the Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP) (Fig. 4.1).

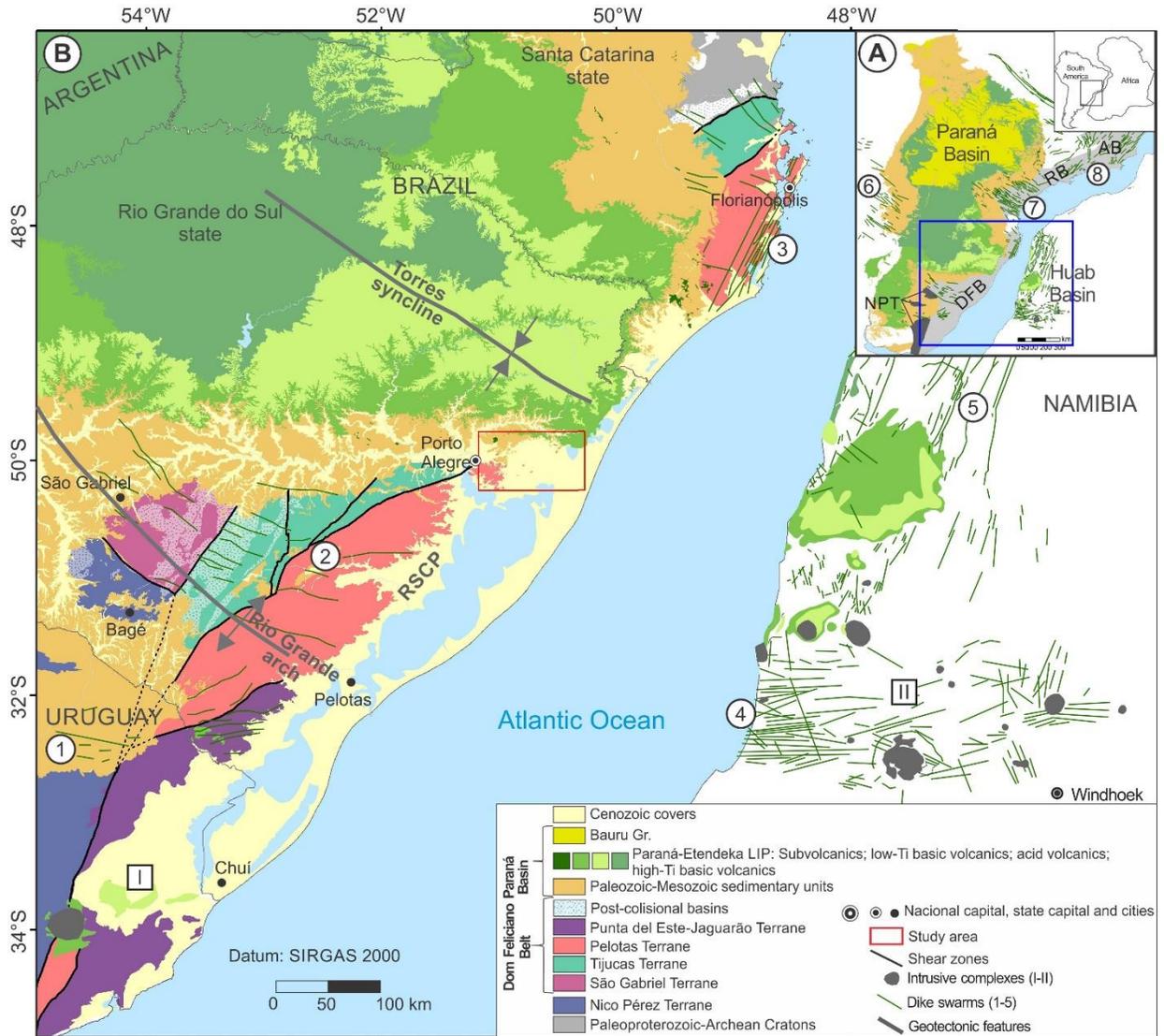
2.1. Sul-Rio-Grandense Shield (SRGS)

The SRGS is the exposed Precambrian basement in central Rio Grande do Sul state including a portion of the Nico Pérez Terrane and the Dom Feliciano Belt (Fig. 4.1). The Nico Pérez Terrane, located at the SRGS southwestern part, is an extension of the homonymous Archean to Paleoproterozoic Uruguayan terrane (Oyhantçabal *et al.*, 2018). The Dom Feliciano Belt is a Neoproterozoic mobile belt (Brasiliano–Pan African Orogeny) that extends from southeastern Uruguay to Florianópolis-SC region, corresponding to the Mantiqueira Province southern sector (Jost and Hartmann, 1984).

In the SRGS, the Dom Feliciano Belt is subdivided into four main geophysical domains (Fernandes *et al.*, 1995; Costa, 1997; Ramos *et al.*, 2014): West, Central, East and Southeast Domains. In general, these domains correspond, respectively, to São Gabriel, Tijucas, Pelotas and to Punta del Este-Jaguarão Terranes (Fig. 4.1) (e.g. Koester *et al.*, 2021).

The Dom Feliciano Belt terranes are composed by the following associations: São Gabriel Terrane (Tonian-Cryogenian) is formed by metaplutonic and metavolcano-sedimentary rocks,

Fig. 4.1. A- Geological context of the Paraná Basin and Paraná-Etendeka LIP during South Atlantic Ocean opening in Early Cretaceous period. Legend- NPT= Nico Pérez terrane; Mantiqueira Province: DFB= Dom Feliciano belt, RB= Ribeira belt, AB- Araçuaí belt. B- Zoom in the Inset's blue polygon, showing geological units distribution and main tectonic structures in southern Paraná-Etendeka LIP. Legend- Dike swarms: 1- Cuaró, 2- Southern Brazil, 3- Florianópolis, 4- Henties Bay-Outjo, 5- Skeleton Coast, 6- Eastern Paraguay, 7- Ponta Grossa, 8- Serra do Mar; Intrusive complexes: I- East Uruguay igneous complexes, II- Damaraland igneous complexes. Source- Precambrian basement in South America, Paraná Basin map, main tectonic structures, Paraná-Etendeka LIP in South America and Africa, dikes and intrusive complexes after: Gomes and Vasconcelos, (2021); Gómez et al. (2019); Horn *et al.* (2022); Koester *et al.* (2021); Oyhantçabal *et al.* (2018); Pessano *et al.* (2021); Philipp *et al.* (2016); Takehara and Laux (2019); Wildner *et al.* (2008); Zalán *et al.* (1990).



related to juvenile arcs, with ophiolitic relicts; Tijucas Terrane is composed by reworked basement associations, granitic rocks from the Brasiliano event (800–500 Ma, Brito Neves *et al.*, 2014) and Phanerozoic supracrustal sequences; Pelotas Terrane is formed by granitic suites; Punta del Este-Jaguarão Terrane comprises a succession of metasedimentary, metamafic and metaultramafic rocks intruded by Ediacaran granites, with basement remains (Philipp *et al.*, 2016; Cruz *et al.*, 2019; Takehara and Laux, 2019).

According to Wildner *et al.* (2008), the Pelotas Terrane is the only outcropping basement unit in the study area (Fig. 4.1 and 4.2). This terrane is an elongated NE-SW block limited by transcurrent structures, Porto Alegre Suture and Dorsal do Canguçu Shear Zone to west and the SE boundary is the Ayrosa Galvão Shear Zone. The eastern limit is covered by the RSCP, while the northern and southern limits are outside the SRGS with correspondents in Santa Catarina state (Florianópolis Terrane) and Uruguay (Aiguá Terrane) (Fig. 4.1) (Basei *et al.*, 2000).

The Pelotas Terrane is a polyphasic plutonic complex comprising Cryogenian-Ediacaran granitoids formed in a magmatic arc context and with magmatism associated to regional shear zones (Porcher *et al.*, 2021). Takehara and Laux (2019), divided the Pelotas Terrane into four suites: (i) Viamão Suite, comprising mainly monzogranites and granodiorites; (ii) Pinheiro Machado Suite, representing the continental-arc plutonism characterized as a medium to high-K alkali-calcic suite with basement xenoliths; (iii) Cerro Grande Suite, medium to high-K alkali-calcic suite, from the late to post-collisional phase; (iv) Dom Feliciano Suite, presenting geochemical signature of alkaline rocks with post-tectonic characteristics.

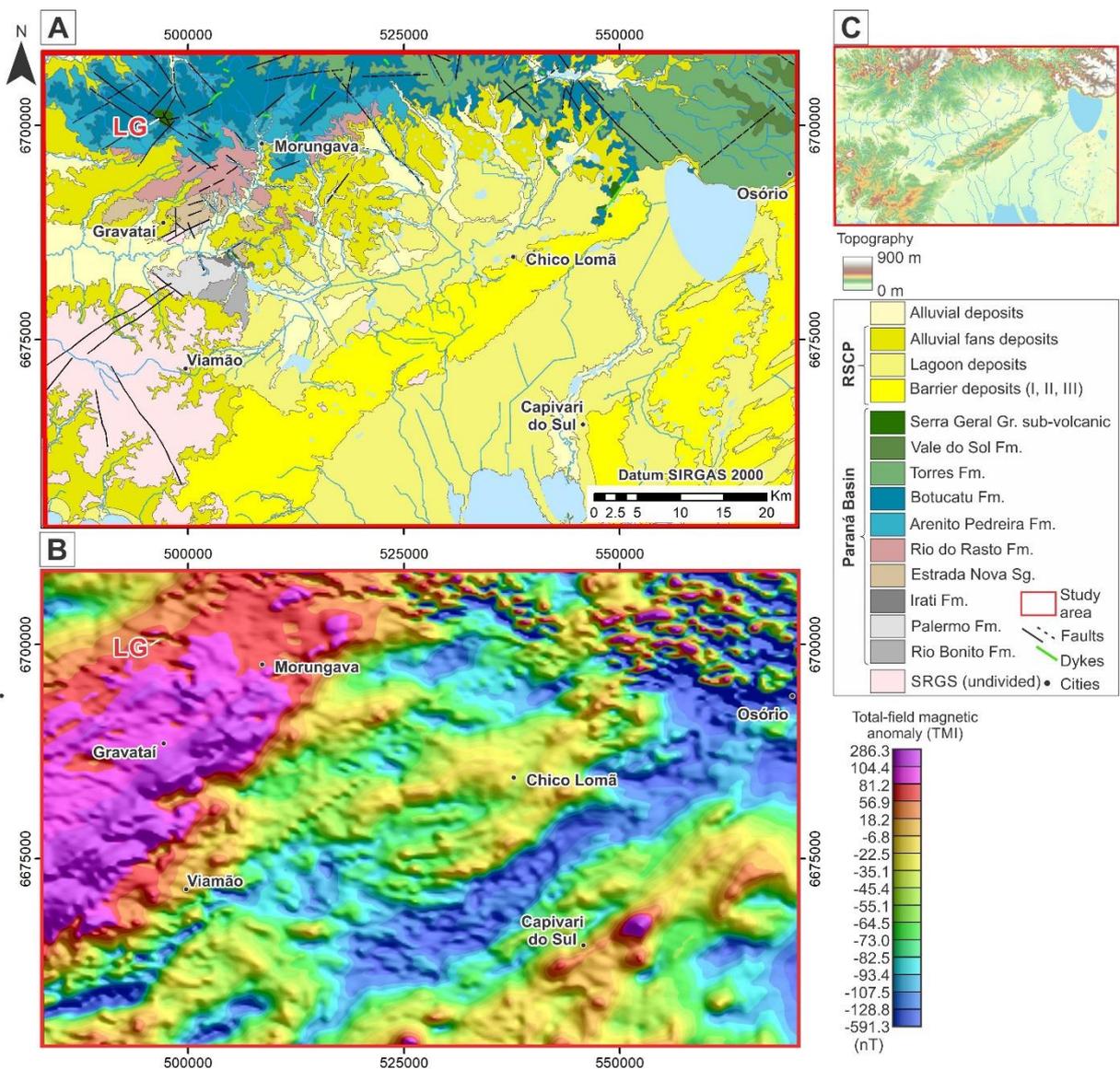
2.2. Paraná Basin

The Paraná Basin is a Phanerozoic intracratonic sag basin covering an area of 1.500.000 km² (Milani *et al.*, 2007) across South America's central part (Brazil, Argentina, Uruguay and Paraguay) with a small remnant in Namibia, named Huab Basin (Jerram *et al.*, 1999) (Fig. 4.1). Its origin is related to reactivation of NE-SW basement structures in Ordovician period, when South America and Africa continents were part of the Gondwana supercontinent (Milani *et al.*, 2007; Zalán *et al.*, 1990). The basin developed between Ordovician and Upper Cretaceous periods through multiple subsidence-sedimentation-erosion cycles and associated volcanism (Milani *et al.*, 2007). Stratigraphically, this basin is compartmented into six supersequences delimited by regional unconformity surfaces: Rio Ivaí (Ordovician-Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (Carboniferous-Lower Triassic), Gondwana II (Middle-Upper Triassic), Gondwana III (Upper Jurassic-Early Cretaceous) and Bauru (Upper Cretaceous)

(Milani *et al.*, 2007). In terms of structural framework, the Paraná Basin comprises large tectonic features (arches and synclines) and three main lineaments sets with NE-SW, NW-SE and E-W directions (Zalán *et al.*, 1990) (Fig. 4.1). These lineaments are directly related to basement structures that were reactivated during and after the sedimentary units' deposition (Curto *et al.*, 2015; Milani and Szatmari, 2020).

The study area comprises only units from Gondwana I and III supersequences, represented by the following units from base to top (Fig. 4.2): Itararé Group (not outcropping), Rio Bonito Formation, Palermo Formation, Irati Formation, Estrada Nova subgroup, Rio do Rasto Formation, Arenito Pedreira Formation, Botucatu Formation and Serra Geral Group; the last three units correspond to Gondwana III and the rest to Gondwana I.

Fig. 4.2. A- Study area compiled geological map (modified from Aboarrage and Lopes, 1986; Roisenberg *et al.*, 2007). B- Study area TMI grid. C- Topographic map (ASF DAAC, 2011). SRGS: Sul-Rio-Grandense Shield, RSCP: Rio Grande do Sul Coastal Plain, LG: Lomba Grande.



2.3. Paraná-Etendeka LIP

The Paraná-Etendeka LIP, located in South America and in Africa (coast of Namibia and Angola) (Fig. 4.1), represents a volcano-plutonic event from the Lower Cretaceous that preceded the opening of the South Atlantic Ocean. In Brazil, the volcanic and subvolcanic rocks are referred as Serra Geral Group, part of the Gondwana III supersequence (Rossetti *et al.*, 2018).

Paraná-Etendeka LIP rocks form a sequence of primitive rocks (picrites) to more evolved rocks (rhyolites) (Rossetti *et al.*, 2021). Tholeiitic basalts and basaltic andesites predominate throughout the province (>90%), while acidic rocks (dacites to rhyolites) are concentrated in South American southern marginal portion and also in the African counterpart (Peate *et al.*, 1992). Primitive composition rocks are scarce and, so far, have been better characterized in Namibia, where they correspond to the picrite flows of the Tafelkop magma-type (Jerram *et al.*, 1999), the intrusions of the Horingbaai Dolerites and Huab Sills magma-types (Nil Desperandum-Florida) and some dikes in the Spitzkoppe intrusive complex (Thompson *et al.*, 2007; Ewart *et al.*, 2004; Rossetti *et al.*, 2021).

2.3.1. Magma-types and volcanic stratigraphy

In the Paraná-Etendeka LIP Brazilian portion, Peate *et al.* (1992) divided the basaltic rocks in two major groups based on their Ti/Y contents, high-Ti and low-Ti. The high-Ti group occurs mainly in the province's northern portion and is composed by Urubici, Pitanga, Paranapanema and Ribeira magma-types. The low-Ti group occurs in the LIP's southern part and is represented by Gramado and Esmeralda magma-types. The acid rocks are also divided in two major groups: Chapecó and Palmas magma-types, high-Ti and low-Ti, respectively Bellieni *et al.* (1986).

Rossetti *et al.* (2018) proposed a lithostratigraphy for the low-Ti lava pile in southern Brazil. The division was based on volcanic architecture, lava morphologies, petrographic characteristics, stratigraphic position, and distribution, together with chemical and paleomagnetic data. In this new classification, the Serra Geral Group were divided into four Formations: Torres, Vale do Sol, Palmas and Esmeralda. The first two are directly correlated to the Gramado magma-type.

Torres Formation represents the initial stages of volcanic activity, which progressively covered the Botucatu Formation paleoerg. These lavas range from basalts to basaltic andesites and show the most primitive composition (SiO_2 49-59% and Mg# 31-62) of the Paraná-Etendeka LIP in Brazil (Waichel *et al.*, 2012; Rossetti *et al.*, 2018; 2021). Above Torres

Formation, set the basaltic andesites from the Vale do Sol Formation (SiO₂ 52-61% and Mg# 25-54), that reflect the volcanic activity climax in Paraná-Etendeka LIP southern part (Rossetti *et al.*, 2018; 2021). The volcanism peak culminates with Palmas Formation dacites and rhyolites (SiO₂ 64-72% and Mg# 10-35). The volcanic activity decline in south Brazil corresponds to Esmeralda Formation basaltic flows and basaltic andesites (SiO₂ 49-56% and Mg# 23-58). This last Formation has a more restricted occurrence, outcropping only in northern Rio Grande do Sul state and southern Santa Catarina state (Rossetti *et al.*, 2018; 2021).

In the study area the Paraná-Etendeka LIP is represented by Torres and Vale do Sol Formations, that outcrop in the NE part of the area, while Palmas Formation occurs north of the area (Fig. 4.1 and 4.2).

2.3.2. Subvolcanic magmatism

Paraná-Etendeka LIP subvolcanic magmatism is mainly composed by dikes and sills, which represent the feeder system for the province's volcanic rocks. These subvolcanic rocks occur intruded in basement rocks and in the Paraná and Huab basins. Their emplacement is mainly conditioned by stratigraphic and tectonic/structural factors. In general, these rocks are superimposed by the extrusive units. However, in regions such as the South American and African coasts, where this volcanic package was eroded (Fig. 4.1), these intrusive bodies could be better studied. The province dikes tend to be parallel to basement structures, many times occurring in swarms: Ponta Grossa, Florianópolis, Serra do Mar, Southern Brazil, Henties Bay-Outjo, Skeleton Coast, Eastern Paraguay and Cuaró dikes swarms (e.g., Florisbal *et al.*, 2018; McMaster *et al.*, 2019; Piccirillo *et al.*, 1990; Muzio *et al.*, 2012; Trumbull *et al.*, 2004; Valente *et al.*, 1998).

Likewise, the dike swarms, sills and intrusive complexes are better exposed on South American and African coasts. The most expressive sills examples in Paraná-Etendeka LIP are: Huab Sill Complex (Duncan *et al.*, 1989), Paraná Basin eastern border sills that occur from São Paulo state to Rio Grande do Sul state (e.g., Machado *et al.*, 2007; Petersohn *et al.*, 2007; Romanini and Albuquerque, 2001; Simões *et al.*, 2022; Viero and Roisenberg, 1992). The main intrusive complexes are in Namibia, Damaraland igneous complex (Trumbull *et al.*, 2000), and in Uruguay, East Uruguay igneous complex (Cernuschi *et al.*, 2015).

The study area, located in Paraná-Etendeka LIP southeastern border, comprises several subvolcanic intrusions. Viero and Roisenberg (1992) characterized an outcropping olivine-gabbro intrusion in Lomba Grande quarry and other near subvolcanics bodies, using petrography, whole rock geochemistry, magnetic susceptibility and gravity data and classified it as Lomba Grande basic intrusive complex. The main body of this complex is composed by

high-Mg rocks (microbasalt to basalt) and presents 450 m maximum thickness (Viero *et al.*, 1991; Viero and Roisenberg, 1992). Rocks with this primitive composition are scarce in Paraná-Etendeka LIP, especially in Serra Geral Group.

Later, other studies carried out in this region identified more subvolcanic bodies with primitive composition in the CPRM coal exploration boreholes (Aboarrage and Lopes, 1986). Some of these works investigated the potential for Ni-Cu-PGE mineralizations in these intrusions (Nakamura *et al.*, 2003; Pinto *et al.*, 2019; Romanini and Albuquerque, 2001; Wildner *et al.*, 2017). Marques *et al.* (2006) also studied the subvolcanic rocks intercepted by the CPRM boreholes and identified two compositional types based on whole-rock geochemistry and isotopic data: type 1 comprises high-Mg olivine-rich rocks, different from low-Ti basalts, and type 2, ranging from basalt to basaltic andesite, more evolved geochemically and similar to Gramado magma-type. Recently, Sarmento *et al.* (2017, 2021) investigated 42 outcropping intrusions (dikes and sills) in south hinge Torres Syncline (Fig. 4.1), based on field data, mineral chemistry, petrological, lithochemical and isotopic data. They also identified two compositional types: (i) Silica Supersaturated Tholeiite (SST), dikes and sills of basaltic andesites to trachyandesites; (ii) Silica Saturated Olivine Tholeiite (SSOT), high-Mg dikes, that intrude only the basal flows of the Torres Formation. Dikes and sills of the SST type have geochemical and isotopic similarities with the Gramado-type magma. The correlations of SSOT-type dikes with magma-types of the Paraná-Etendeka LIP are not so clear. Sarmento *et al.* (2017) point similarities between SSOT-type and Lomba Grande main intrusive body, based on mineral chemistry. Later, Sarmento *et al.* (2021) indicated that SSOT-type presents isotopic compositions similar to Huab Sills magma-type (Nil Desperandum-Florida), while major and trace elements signature resemble Henties Bay-Outjo dikes and Ti/Zr x Ti/Y ratios correlates to Tafelkop magma-type.

2.4. Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP)

The Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP) is the largest coastal plain in Brazil and corresponds to the Pelotas Basin onshore portion in Rio Grande do Sul state (Tomazelli and Villwock, 2000). In the study area, the RSCP sediments are the main outcropping unit (Fig. 4.2-A), covering part of the basement rocks and the Paraná Basin units.

Tomazelli and Villwock (2005) classified the RSCP in two depositional systems: alluvial fan system and barrier-lagoon system. The alluvial fan system deposited at the end of the Neogene period and in the Pleistocene-Holocene period were reworked by the barrier-lagoon systems leading the RSCP progradation to east (Tomazelli and Villwock, 2000). The

barrier-lagoon system is composed by four sub-systems (I, II, III and IV), each corresponds to a transgressive-regressive event (Tomazelli and Villwock, 2000). The barriers are aligned parallel to the coast line (NE-SW) and the RSCP sedimentary pile dips to east (Tomazelli and Villwock, 2000).

3. Data

3.1. Aeromagnetic data

We used airborne magnetic data from the “Extremo Sudeste do Brasil” project (CPRM, 1978), carried out in 1978 with a proton precession magnetometer (Geometrics G-803). Data acquisition was performed with 1 second sampling time (~62 m) in north-south oriented flight lines spaced 1 km apart, perpendicular tie-lines at 10 km intervals and mean terrain clearance of 150 m. This dataset already has the total measured field corrected for diurnal variations and levelling errors. We started the aeromagnetic data processing on Geosoft Oasis Montaj® (v. 2022.1) as follows: tests of data consistency, removal of the Definitive Geomagnetic Reference Field – DGRF; microlevelling using “PGW Microlevelling 3.0” tool; gridding with bi-directional method (BIGRID with Akima splines) with 250 m cell-size and improvement of the grid’s cosmetic appearance by applying one pass cosine 3X3 convolution matrix filter (Hanning filter). Fig. 4.2-B shows the final TMI grid.

3.2. Geological data

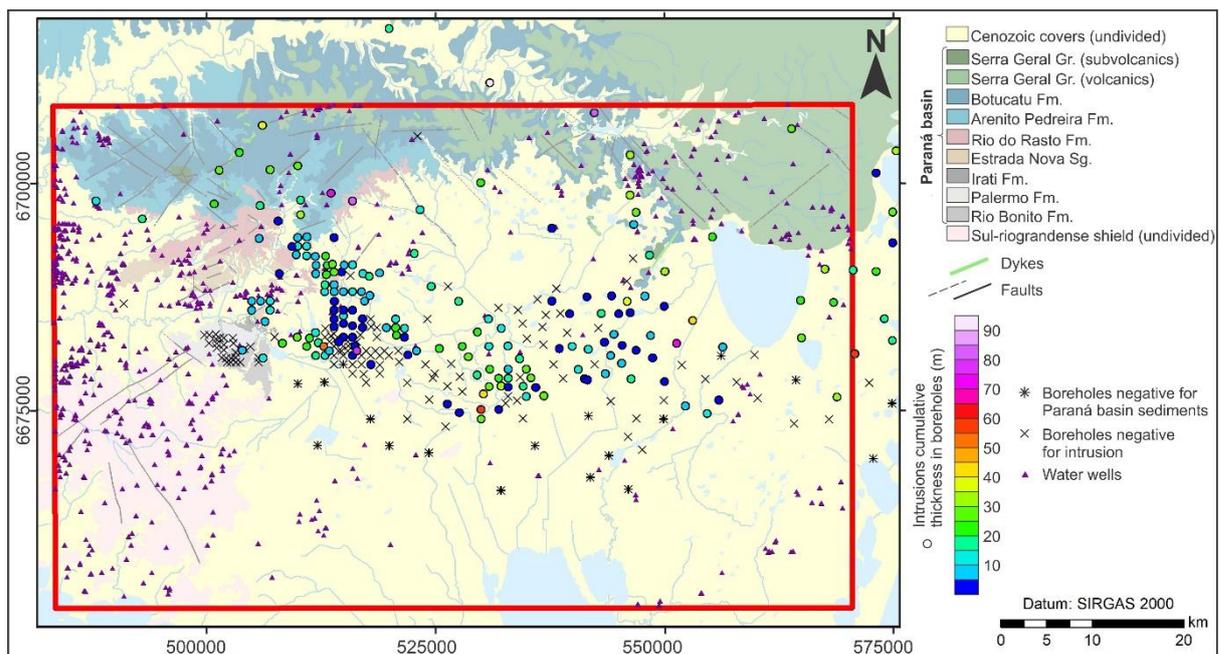
In this study, we used 1:100,000 scale geological maps (Aboarrage and Lopes, 1986; Roisenberg *et al.*, 2007) (Fig. 4.2-A) together with boreholes and water wells (Fig. 4.3) as a primary source of geological information. The boreholes are from the CPRM coal exploration projects (Aboarrage and Lopes, 1986) and the study area was one of the research targets, we selected 318 boreholes to use as input in the *a priori* 3D geological model and to assist the geophysical interpretations. Additionally, to fill the areas without boreholes, we used 745 water wells from the CPRM repository (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS, siagasweb.cprm.gov.br). The boreholes and wells databases are available as supplementary data (Appendix-A and B).

3.3. Geochemical data, X-ray Fluorescence

To give support to our 3D geophysical-geological model of the Morungava region, we conducted a general chemical classification of the Serra Geral Group rocks that occur in the

area. For this, we carried out portable X-ray Fluorescence (pXRF) measurements in 64 subvolcanic bodies and volcanic piles intercepted by 47 boreholes (pXRF equipment, analytical workflow and data quality are described in the supplementary data Appendix-C). We also built a geochemical database with 174 laboratorial analyses in subvolcanic rocks intercepted by 57 boreholes from literature (Nakamura *et al.*, 2003; Pinto *et al.*, 2019; Romanini and Albuquerque, 2001) and data provided by Anglo American corporation. In addition, we incorporated to this database, for comparative purposes, 56 analyses of outcropping subvolcanic intrusions in regions close to the study area: Sarmiento *et al.* (2017, 2021) (south hinge Torres Syncline); Simões *et al.* (2022) (Cerro do Coronel region) and Viero & Roisenberg (1992) (Lomba Grande intrusive complex). We used 173 analyses from Rossetti *et al.* (2018, 2021) and, considered their proposed lithostratigraphy as reference for our compositional classification.

Fig. 4.3. Simplified geological map with boreholes and water wells location. Boreholes that intercepted any subvolcanic rock are categorized by the intrusions cumulative thickness.



3.4. Petrophysical measurements

We compiled magnetic susceptibility data from the geological units of the study area available in the following studies: Viero *et al.* (1992) performed susceptibility measurements on outcrop samples of the Lomba Grande intrusive complex; Costa (1997) studied the Sul-Rio-Grandense Shield (SRGS) and measured several outcrop samples throughout the shield units. We also measured magnetic susceptibility over a range of rock types (basement, sedimentary, volcanic and subvolcanic units) in drill core samples using a Kappameter KT-9 magnetic

susceptibility meter. We performed ten readings in each sample at the same spot and calculated the average value. In total 313 samples were measured for magnetic susceptibility. In addition to the magnetic susceptibility, we measured the natural remanent magnetization (NRM) in two volcanic rock samples and twelve subvolcanic rock samples with a remanence meter (JR6A-Agico magnetometer spinner).

4. Data processing

4.1. *A priori* 3D geological modeling

3D geological modeling is a tool that provides a qualitative/quantitative digital representation of the Earth's subsurface space through the incorporation and integration of independent information such as boreholes, cross-sections, geological maps, tectonic framework knowledge, and geophysical data.

There are two methods of 3D geological modeling: explicit and implicit (see Wellmann; Caumon, 2018). Explicit modeling is done through the interpretation and linkage of cross-sections, usually parallel to each other, to build surfaces and volumes. This process is manual, time-demanding, and dependent on the interpreter. On the other hand, implicit modeling uses interpolation algorithms to generate surfaces and volumes from the input data. This process is semi-automatic, faster, and allows quick updates and refinement with the addition of new data.

Leapfrog Geo is an example of implicit geological modeling software, that uses the Fast Radial Base Function (*FastRBFTM*) interpolator. Radial basis functions are a family of global interpolating functions, i.e., the interpolator depends on all input data (Cowan *et al.*, 2002).

In this study we built the *a priori* 3D geological model using Leapfrog Geo (v. 2021.2.5) and the following methodology:

(i) Geological data acquisition, compilation and standardization- we gathered and standardized the primary geological data: 318 boreholes, 745 water wells, geological maps and 12.5 m ALOS PALSAR digital elevation models (DEMs) from the Alaska Satellite Facility - Distributed Active Archive Center (ASF DAAC, 2011) (Fig. 4.2-C). We projected all data to the same coordinate system: UTM, datum SIRGAS 2000 zone 22S. After this, we imported the DEM to Leapfrog Geo with 125 m size triangles to generate the topographic surface and finally, we projected the boreholes and wells collars onto this surface.

(ii) 3D stratigraphic framework construction- This step initiated with the definition of the units to be modeled, we chose to build the model based on eleven surfaces: Basement top, Itararé Group, Rio Bonito Formation, Palermo Formation, Irati Formation, Estrada Nova subgroup, Rio do Rasto Formation, Arenito Pedreira Formation, Botucatu Formation, Serra

Geral Group (volcanics) and RSCP sediments. First, we used the boreholes to interpolate the surfaces. Then, we added the water wells point contacts, but only the contacts between contrasting units (basement rocks with sedimentary units and Serra Geral Group volcanics with sedimentary units), considering the low confidence level of the stratigraphic interpretation in these wells. Finally, we refined the model, particularly in regions poorly constrained by subsurface data, using dip vectors derived from the geological map.

(iii) Subvolcanic intrusions correlation and modeling- After building the stratigraphic framework, we modeled the subvolcanic bodies intercepted by the boreholes. To model the intrusions, we correlated the boreholes intervals considering the stratigraphic level, geographic location and the compositional type. Then, we modeled subvolcanic bodies based only on water wells information, considering the stratigraphic level and geographic location, these intrusions were categorized as “WW”, since we could not compositionally classify them. We considered that none of the intercepted subvolcanic rock intervals represent dikes and their length represent the subvolcanic bodies real thickness. For graphical representation, we modeled the mapped dikes as thin vertical features, considering their extension on the geological map.

4.2. Qualitative and semi-quantitative analysis and interpretation of magnetic data

4.2.1 Matched-Filter Analysis

The TMI grid (Fig. 4.2-B) represents the sum of the crust magnetic anomalies (above Curie’s surface) caused by sources of different size, depth and magnetization (see Nabighian *et al.*, 2005). Therefore, we started the processing stage by the regional-residual separation, through the matched-filter analysis of the radial power spectrum (Phillips, 2001).

Matched-filter is a semi-quantitative analysis of potential field data that separates the anomalies into components of equivalent sources, which represent the maximum average depth for the statistical set of causative sources (see Nabighian *et al.*, 2005, Phillips, 2001).

We used the matched-filtering tool in Geosoft Oasis Montaj® and the TMI grid as input to perform the analysis by fitting straight lines to the radially averaged power spectra to identify the slope and intercept of distinct linear segments, which are assumed to correspond to separate source layers in the magnetic data. With these depth estimates, the tool applies tapered filters that collectively cover the entire spectrum. The first filter is a low-pass that corresponds to the deepest source layer, the last filter is a high-pass corresponding to noise. The intermediate filters are band-pass and correlate to intermediate and shallow source layers (Seequent, 2022a).

4.2.2 Euler deconvolution

The Euler deconvolution is a depth estimation method, that provides source positions and depths from potential field gridded data. The Euler's solutions are independent of field direction, dip, or strike of the magnetic feature (Reid *et al.*, 1990).

We used the “Standard Euler Deconvolution” tool from Geosoft Oasis Montaj® and the TMI grid as input. After several tests with different structural indexes, uncertainty tolerances and window sizes, guided by Reid *et al.* (2014) proposed process design rules, we chose the following parameters: (a) structural index 0 (20% uncertainty tolerance) appropriate for contacts; (b) structural index 1 (10% uncertainty tolerance) appropriate for thin sheet edge, thin sill and thin dike; (c) for both structural indexes we chose a convolution window size of 10x10 grid cells (2.5 km). Solutions with X-Offset and Y-Offset greater than the window size, negative depths or greater than twice the window size were considered spurious (Seequent, 2022b) and excluded from the database.

4.2.3 Enhancement filters

The magnetic anomaly is centred on the causative source when the local earth's magnetic field component and the source magnetization are vertical. However, this configuration only occurs at the magnetic poles. Therefore, to visually correlate the magnetic data with geology by centring the magnetic anomalies over their sources, we applied the Differential Reduction to Magnetic Pole - DRTP (Arkani-Hamed, 2007) to the TMI grid and to the matched-filter grids.

The shallower depth zone is the main target of this study, since it includes most of the subvolcanic bodies. Therefore, we applied the total gradient enhancement filter (Nabighian, 1984) only to the shallow matched-filter grid to compare with DRTP and evaluate the impact of remanent magnetization in shallow magnetics signatures.

We used these products to interpret domains, lineaments and anomalies related to each depth. These interpretations together with the Euler's deconvolution solutions served as constrains and basis for forward modeling, inversion and improvement of the final 3D geophysical-geological model.

4.3. 3D magnetic data inversion

3D geophysical inversion involves calculating a model of physical properties distribution from the observed data. It is an automated algorithm, which progressively adjusts the model parameters until there is a satisfactory correspondence between the calculated and observed data. However, there are many possible models that can explain the observed data

(non-uniqueness). This ambiguity can be reduced by incorporating constrains (petrophysical, geological data), but choosing the best one is often a major challenge in itself (Blakely, 1996).

Magnetic data inversion is more challenging than gravimetric data inversion, because geological environments can present distinct domains of magnetized rocks and anisotropic features generated by remanence. Conventional magnetic susceptibility inversions (e.g., Li and Oldenburg, 1996) assume a constant magnetization direction (induced field). Therefore, when conventional susceptibility inversion is used, without external constraints, the magnetic domains tend to be parallel to the Earth's geomagnetic field. To solve this issue, Ellis *et al.* (2012) developed the Magnetic Vector Inversion (MVI), which incorporates induced and remanent magnetizations, without prior knowledge of the direction/strength of remanent magnetization.

MVI models physical property results are displayed as M/H_E , where M is the magnetization amplitude and H_E is the amplitude of the Earth's magnetic intensity in the modeled area. This value in areas with purely induced magnetization can be directly comparable to the magnetic susceptibility, otherwise, when there is remanence, this equivalence is not possible (Ellis *et al.*, 2012). In this text, we will call this value "MVI susceptibility", to avoid confusion to those measured by a susceptibility meter or obtained by conventional susceptibility inversion.

In this study we used the VOXI Earth Modeling™ (Geosoft Oasis Montaj®) to perform both conventional susceptibility inversion and MVI. We have made two models for different purposes: (i) a regional model, built using magnetic susceptibility inversion from the TMI grid, to better understand deep structures and magnetic domains; (ii) a near surface model, built using MVI from the matched-filter shallower grid, to understand structures and causative sources of the shallowest anomalies. We performed several tests with different parameters and the models used in this paper represent only two of what may be an infinite number of possibilities that can be explained by the input data and our geological knowledge.

The regional model is composed by 292x186x39 cells of 300x300x150 meters and model bottom at 25 km (maximum average depth of the matched-filter deep product). The near surface model is discretized in 292x185x31 cells of 300x300x25 meters and model bottom at 700 meters (maximum average depth of the matched-filter shallow product). In both inversion models we used a relative error of 5% of the standard deviation, padding in z direction, gradually increasing cell dimension in depth; and we applied two rounds of Iterative Reweighted Inversion-IRI (Ellis, 2012) to make the limits of positive anomalies more evident. As a geological constrain we used, in both models, the RSCP solid built in the *a priori* 3D

geological model. The cells inside this volume received values of susceptibility amplitude near zero.

4.4 2.5D forward modeling

Forward modeling is an iterative process that involves creating a hypothetical geological model and calculating a geophysical response that is consistent with the observed data (Blakely, 1996). The forward model can be done in one, two or three dimensions (also includes non-integer values). In this study we performed a 2.5D forward modeling, that is a variation on the 2D model in which parameters distribution can be specified in depth, length along the survey profile and length along strike. This method allows to control the third dimension (strike) without the complexity of manipulating a full 3D model.

We chose one representative NW-profile of the study area, nearly perpendicular to the main magnetic anomalies and lineaments (see Fig. 4.10-A). The software used was the Geosoft Oasis Montaj® (GM-SYS extension). The modeling was performed from the TMI grid (not reduced to the pole) and the ALOS PALSAR DEM (ASF DAAC, 2011). Parameters and estimates essential to modeling were constrained by data obtained from the literature, plus magnetic susceptibility measurements and the results of qualitative and semi-quantitative analyses performed in this study: (1) Ranges and average values of magnetic susceptibility, based on measurements performed on drill core samples and from studies conducted in adjacent areas (Costa (1997) for basement units and Viero *et al.* (1992) for Lomba Grande complex), were used to guide our physical properties estimates; (2) *a priori* 3D model contact surfaces (top basement, Paraná basin and RSCP) and boreholes; (3) 3D Euler solutions; (4) main magnetic depth zones interpreted from matched-filter analysis; (5) Vertical slice from the susceptibility inversion regional model.

5. Results

5.1 Compositional classification and petrophysical measurements

Rossetti *et al.* (2018) divided the Serra Geral Group into four formations (Torres, Vale do Sol, Palmas and Esmeralda) based on volcanic architecture, lava morphologies, petrographic characteristics, stratigraphic position, and distribution, together with chemical and paleomagnetic data. Hence, Serra Geral Group classification relies on other factors besides chemical composition. For this reason, the categories identified in this study represent groupings that indicate compositional similarities with these formations, precluding a direct correlation.

Through the exploratory analysis of the chemical data and gamma-ray logs (described in supplementary data Appendix-C) we identified four different compositional types for the subvolcanic rocks. Type 1 with high SiO₂ (>62%), K₂O (>3%), Zr (>200 ppm), low FeOt (<8.5%), MgO (<2.4%), CaO (<4.1%) and high gamma-ray values (30-60 cps), showing similarities with Palmas Formation. Type 2 presents SiO₂ values ranging from 55% to 59%, FeOt enrichment, low MgO (<2.5%) and intermediate to high gamma-ray values (10-40 cps), resembling Vale do Sol Formation evolved composition. The other two groups show comparable distribution in some elements, like low K₂O (<1.9%) and Zr, high CaO (>5.1%) and FeOt (>8.0%). However, type 3 presents low-gamma-ray values (5 to 15 cps) and displays great resemblance to Torres Formation, while type 4 shows lower gamma-ray (< 5 cps) and SiO₂ (<52,2%) values and higher MgO (mean 11,5%). This last type is not comparable to any of the Serra Geral Group formations, though it shows similarities to Lomba Grande main body (Viero and Roisenberg, 1992) and the SSOT-type (Sarmiento *et al.*, 2017).

From the 348 subvolcanic bodies intercepted by the 318 boreholes, only 77 were not categorized, mainly due to small thickness and lack of chemical data or gamma-ray logging. Table 4.1 summarizes the methods used to classify the Serra Geral Group rocks. The supplementary data (Appendix-D) provides the chemical database.

Table 4.1. Classification methods of the Serra Geral Group subvolcanic and volcanic rocks intercepted by the boreholes. Class.: Classification; Lab.: Laboratory; pXRF: portable X-ray fluorescence; Unclass.: Unclassified; n: Number of samples.

Class. method	Intrusion (n)	Volcanic pile (n)	Lab. analysis (n)	pXRF analysis (n)
Lab. analysis	53	-	107	-
Lab+pXRF	27	-	67	101
pXRF	36	1	-	117
Gamma-ray	155	4	-	-
Unclass.	77	-	-	-
TOTAL	348	5	174	218

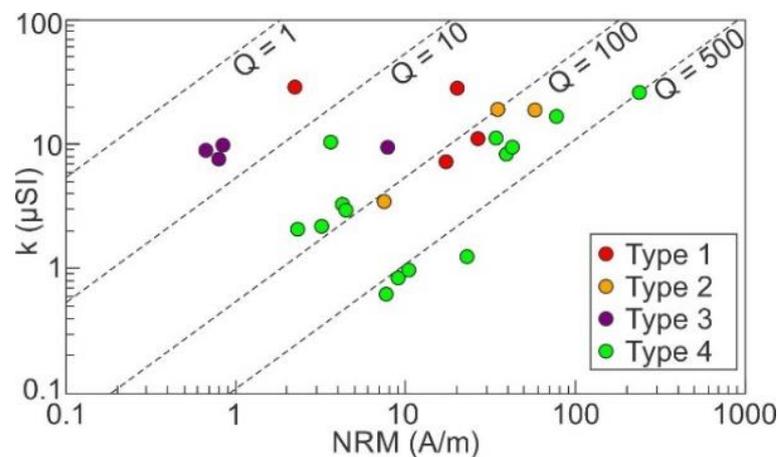
The magnetic susceptibility and NRM data compiled and collected in this study supported the characterization of the magnetic signature of the rock types that occur in the area and allowed the recognition of relationships between the four Serra Geral Group compositional types and these properties (Fig. 4.4 and 4.5). Supplementary data (Appendix-D) contains Viero *et al.* (1992) data and the susceptibility and NRM data of this study. Table 4.2 shows a summary of the data for SRGS units that occur in the area and from the Lomba Grande complex main body, compiled from Costa (1997) and Viero *et al.* (1992).

Fig. 4.4 presents the NRM measurements as a function of magnetic susceptibility suggesting that all samples' magnetizations are dominated by remanence, showing a Königsberger ratio $Q \gg 1$.

Table 4.2. Summary of compiled magnetic susceptibility data from the Lomba Grande complex and SRGS units. * Costa (1997); ** Viero *et al.* (1992). Number of samples, n, is shown inside parenthesis.

Unit/Rock	Susceptibility (mSI)		
	Min.-Max. (n)	Mean	Std. Dev.
Pelotas T. (Pinheiro Machado suite)*	0.00-55.00 (139)	9.50	12.51
Pelotas T. (Dom Feliciano suite)*	0.00-37.35 (65)	4.36	6.56
Tijucas T. (Arroio dos Ratos complex)*	0.00-0.80 (27)	0.15	0.17
Lomba Grande complex**	0.80-12 (28)	3.11	2.72

Fig. 4.4. Natural remanent magnetisation (NRM) versus magnetic susceptibility plot (logarithmic scale). A total of 25 measurements are plotted.

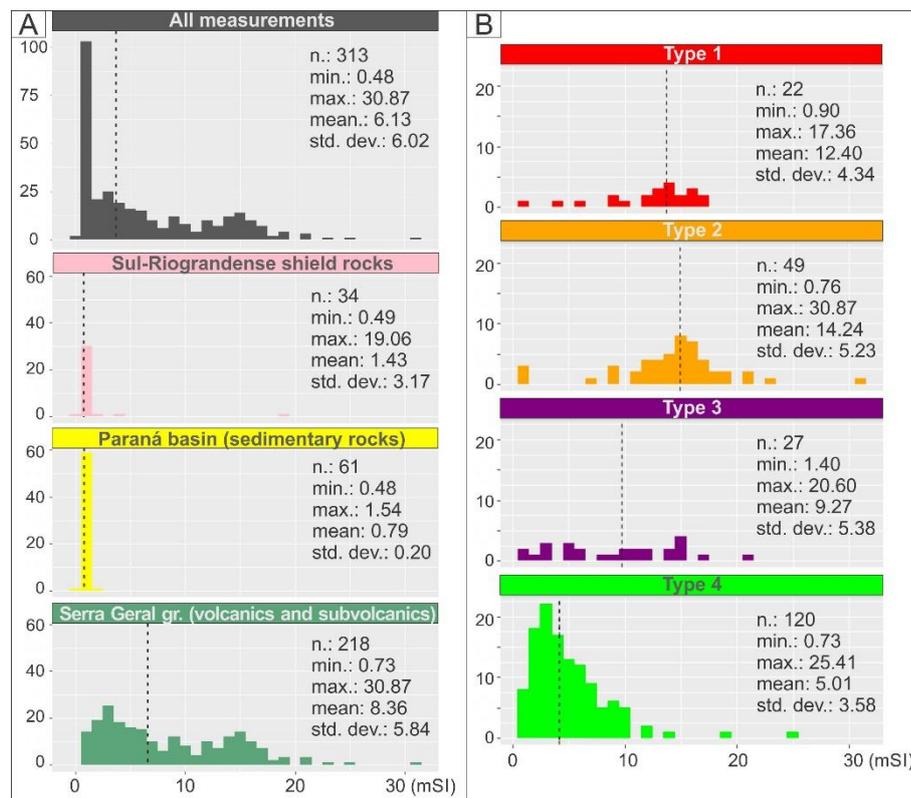


Magnetic susceptibility measurements in Paraná Basin sedimentary rocks show low values, ranging from 0.5 to 1.5 mSI (Fig. 4.5-A). In these sedimentary units, measurements were performed in different rocks (siltstones, sandstones, limestones and shales) and did not show great variation between them (Fig. 4.5-A). SRGS rocks showed in general low values, most measurements ranging from 0.5 to 1.2 mSI (Fig. 4.5-A). This unit rocks (granitoids) intercepted by boreholes are macroscopically similar, showing only variations in size of the alkaline feldspar phenocrystals, granulation and texture. In general, these variations did not influence the magnetic susceptibility values in these rocks, except for one sample of a fault breccia filled with a magnetic mineral with 19.06 mSI. The subvolcanic and volcanic rocks of the Serra Geral Group showed a wide variation in susceptibility values, from 0.7 to 30.9 mSI (Fig. 4.5-A).

Fig. 4.5-B shows frequency histograms of the Serra Geral Group rocks magnetic susceptibility categorized by the four types defined in this study. It is possible to recognize different distribution patterns of this property. Types 1 and 2 have similar distributions, with most susceptibility values between 10 and 20 mSI. Type 4 rocks have the lowest susceptibility

values amongst the analyzed Serra Geral Group rocks, with 95% of the measurements below 10 mSI and more than half of the measurements smaller than 5 mSI. Type 3, on the other hand, did not show a clear distribution pattern, but the mean and median close to 10 mSI indicate that the susceptibility values of this type are intermediate in comparison to the other types (1, 2 and 4).

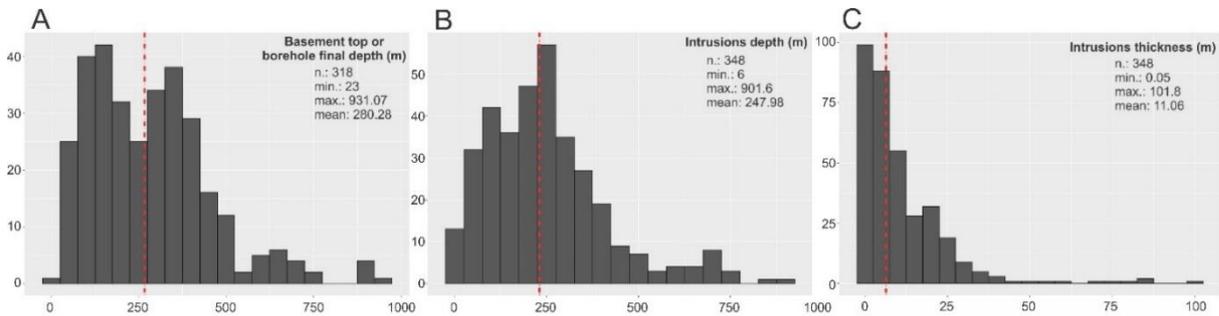
Fig. 4.5. Frequency histograms with the distribution and statistical summary of the measured susceptibilities. A- Histograms of all measurements categorized by geological domain (Sul-riograndense shield rocks, Paraná Basin sedimentary rocks and Serra Geral Group rocks); B- Histograms of susceptibilities measured on Serra Geral Group rocks categorized by the four types identified in this study. Dashed lines correspond to medians.



5.2. *A priori* 3D geological modeling

An initial evaluation of borehole data provided some primary insights on the subsurface geology. The 318 boreholes are unevenly distributed in the area, most of them concentrate in portions where the Rio Bonito Formation outcrops or is near-surface (Fig. 4.3). These drill holes reached different depths, ranging from 23 meters to over 900 meters (Fig. 4.6-A), most of them reaches the basement (238 boreholes). 184 drill holes intercepted one or more intrusive body, totaling 348 subvolcanic intervals. These intrusions occur at different depths, varying from 6 m depth in the western portion to about 900 m depth in the northeast portion (Fig. 4.6-B). The intrusions thickness varies from centimeters to a hundred meters. However, about 50% of them are less than or equal to 6 meters thick and only 2% are greater than 50 meters (Fig. 4.6-C).

Fig. 4.6. Frequency histograms. A- Basement top or borehole final depth; B- Intrusions depth; C- Intrusions thickness.



Almost 50% of the boreholes that intercept the Irati fm. in the study area includes subvolcanic bodies. The other units show intrusion intervals in the following proportions of the boreholes: (i) 30% in Rio Bonito fm; (ii) 23% in the Estrada Nova fm. and Arenito Pedreira fm.; and (iii) 15% in the other Paraná basin units. According to the borehole's logs, no subvolcanic body was described in the Serra Geral Group volcanics.

The *a priori* 3D geological model provided some primary insights on the stratigraphic framework and subvolcanic bodies distribution (Fig. 4.7): basement depth increases towards N-NE reaching almost 1,500 meters in the NE edge (elevation of -1000 m in Fig. 4.7-L); Paraná Basin sedimentary units layers also dips to N-NE and show maximum thickness of almost 1,000 meters in the NE edge; Serra Geral Group volcanics outcrops on the NE portion exhibiting maximum thickness of 700 meters (Fig. 4.7-C); RSCP sediments increase thickness to SE (maximum of 550 meters, Fig. 4.7-B) and cover the Paraná basin sediments in the central portion of the area and sets directly over the basement in the south. The basement presents an uneven paleo-relief, characterized especially by the discontinuous distribution of the Itararé Group (Fig. 4.7-K), that occurs only on the basement valleys. This paleo-relief shows NW-SE and NE-SW alignments and apparently also affected the deposition the basal Formations (Rio Bonito, Palermo and Irati), that did not deposit or are thinner in the basement highs (Fig. 4.7).

Fig. 4.8 shows the modeled sills distribution (A) and the cumulative sills thicknesses (B). The sills in Fig. 4.8-A are colored by the compositional type (1, 2, 3 and 4) and WW category, even though there are some overlaps of sills, it is clear that is a geographic distribution pattern for some compositional types. Type 1 sills occur only in the NE portion of the area, around the Serra Geral escarpment. Type 2 sills, also presents a distribution pattern, although not so remarkable as type 1, concentrate in the central and the NE part of the area. The studied boreholes did not intercept this intrusion type in the western portion. Type 3 occurs throughout the area, however only a few occurrences in the eastern portion. Type 4 also is distributed along the area and its major occurrences are concentrated east of the Lomba Grande complex. WW

sills that were modeled based only on water wells information occur throughout the area and its major occurrences are in the western edge.

Fig. 4.7. *A priori* 3D geological model results. A- Plan view of the *a priori* 3D geological model. B-K- Modeled units thicknesses with the simplified geological map. L- Modeled basement elevation.

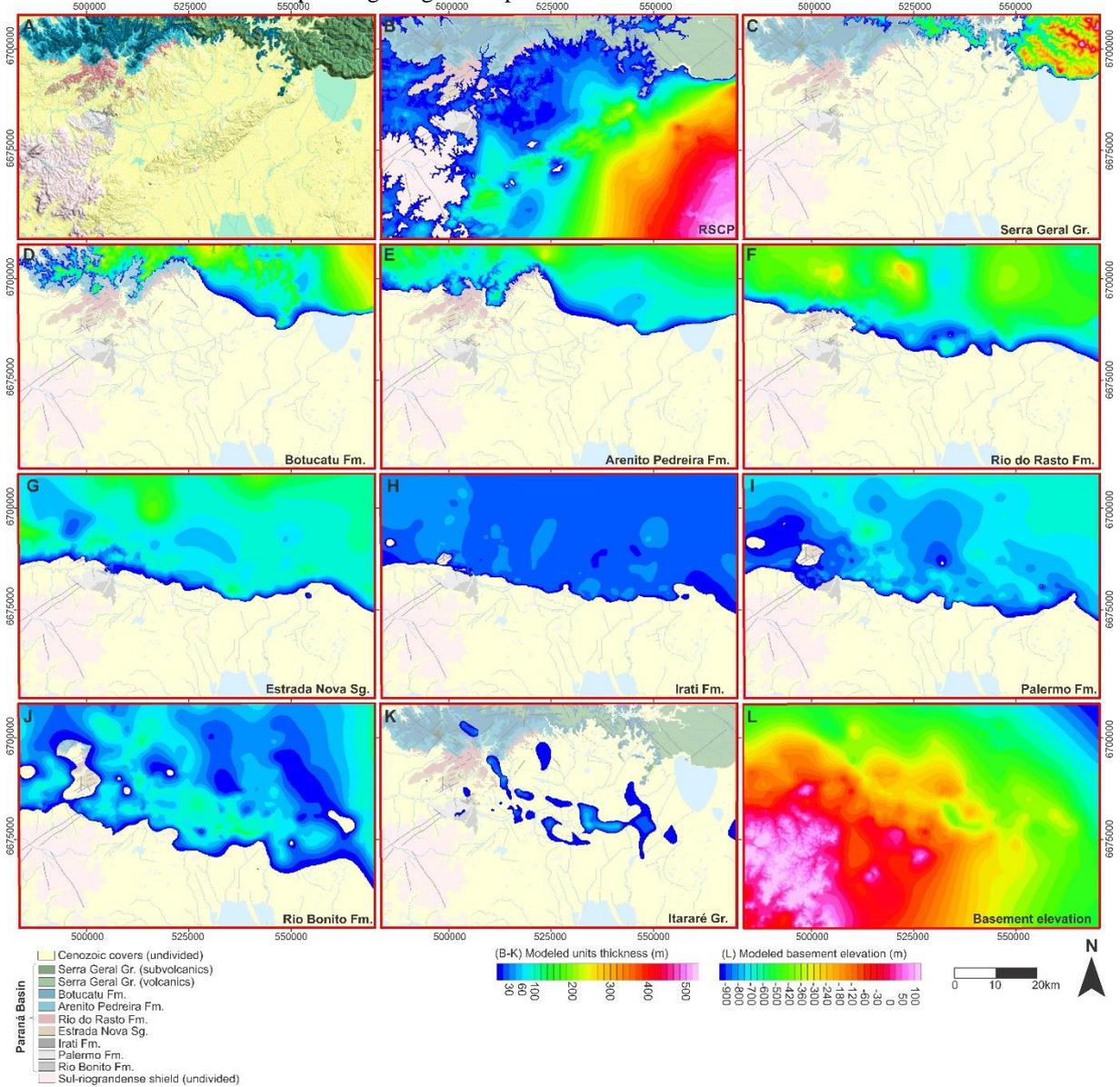
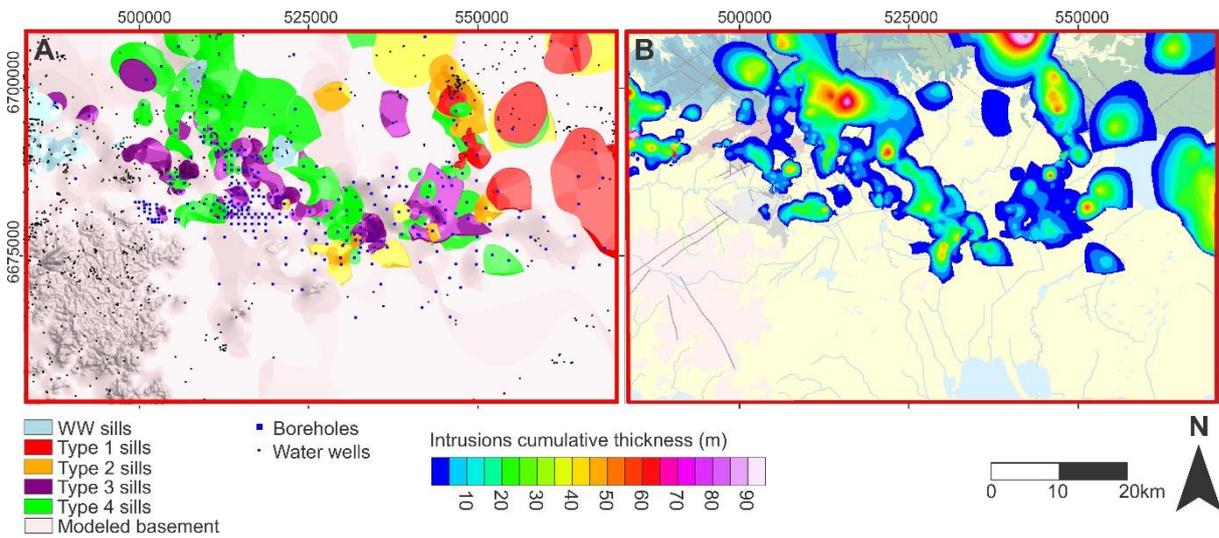


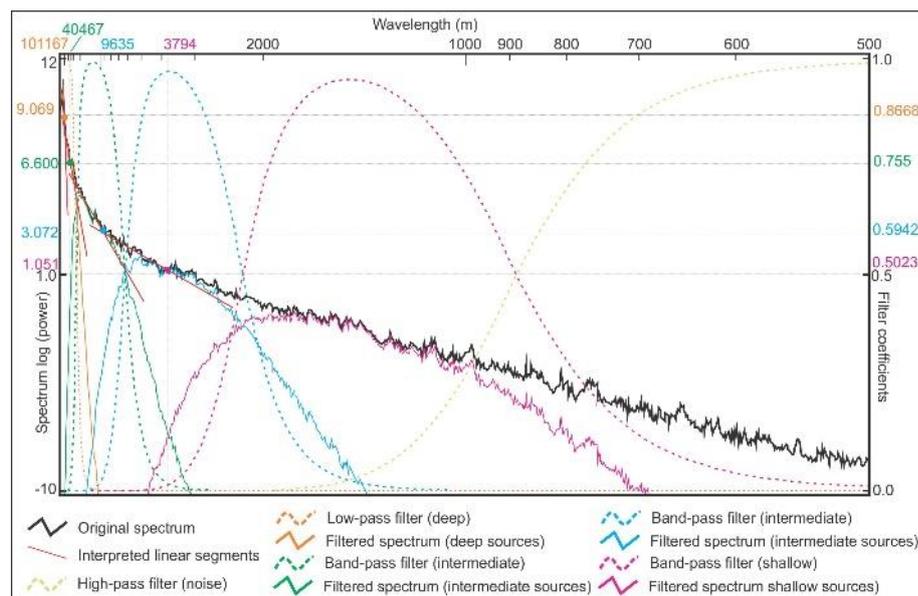
Fig. 4.8. Modeled sills from the *a priori* 3D geological model. A- Modeled sills spatial distribution colored by the compositional type (1, 2, 3 and 4) and WW category, the modeled basement is also shown. B- Modeled sills colored by cumulative thicknesses with the simplified geological map.



5.3. Qualitative and semi-quantitative interpretation of magnetic data

We interpreted four linear segments (Fig. 4.9), which generated five filters corresponding to sets of equivalent sources with maximum average depths of 25 km (deep), 6 km and 2 km (intermediate), 0.7 km (shallow) and a last set of small wavelengths and amplitudes related to noise. These depth values are subtracted from the survey's average flight height (150 m).

Fig. 4.9. TMI grid spectrum power with interpreted linear segments.



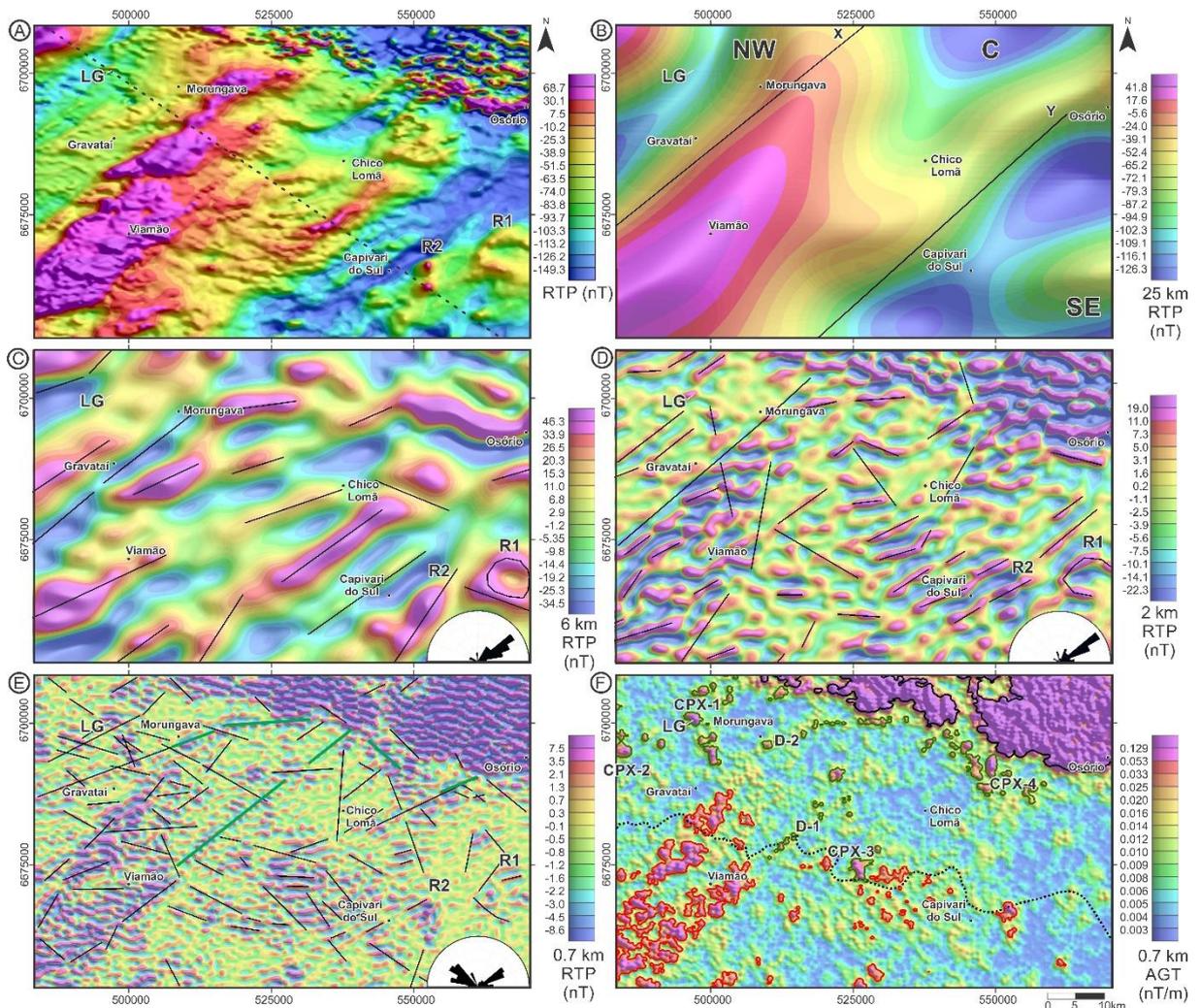
The enhanced matched-filter products (Fig. 4.10) allowed the interpretation of geological features from various depths. On the basis of magnetic anomaly patterns, we primary identified, in the reduced-to-pole magnetic anomaly field (Fig. 4.10-A), three main geophysical

domains (NW, Central-C and SE) separated by major regional NE trending magnetic discontinuities (X and Y). These discontinuities are also well represented at the deepest zone (25 km) (Fig. 4.10-B), suggesting they are significant crustal tectonic structures. They separate the broad magnetic high of the Central domain from the magnetic low signature of the NW and SE domains.

The interpreted lineaments on the intermediate depth zones (equivalent sources with maximum average depths of 6 and 2 km) show preferential directions parallel to the discontinuities X and Y (Fig. 4.10-B and C). These zones are characterized by medium-wavelength magnetic lineaments, interpreted as second-order discontinuities. A ring-shaped feature of 8 km diameter and a prominent positive anomaly (R1 and R2, respectively) are more evident in both depth zones in the SE domain, but they also appear in the reduced-to-pole magnetic anomaly map and shallow depth zone (Fig. 4.10). In the Serra Geral Group volcanics portion, NE of the area, both maps display high-amplitude anomalies. This shows the matched-filter technique could not properly separate the volcanic rocks anomalies, since the maximum thickness of the volcanic pile in the area is 700 m, according to the *a priori* 3D model.

The main target of this study, the shallowest depth zone corresponds to magnetic sources at 0.7 km (Fig. 4.10-E and F). Interpreted lineaments in this zone also show a NE trending direction, but the N45W is the predominant strike, contrasting to the other depth zones directions. Positive anomalies interpreted on the Total Gradient (Fig. 4.10-F) were divided in two categories, anomalies with higher magnetic amplitude in the NE area (black lines in Fig. 4.10-F) and smaller positive anomalies distributed throughout the area (red and green lines). This last category, was divided in two sub-categories (red and green lines in Fig. 4.10-F) considering preferential orientation, occurrence area and the presence of correlate positive anomalies in intermediate depth zones: Southern anomalies (red) occur mostly south of the Paraná basin limit (dashed line) and have prominent correlate positive anomalies in intermediate depth zones; Central anomalies (green) are associated to long continuous and narrow anomalies (green lines in Fig. 4.10-E) or to NW lineaments that occur north of the Paraná basin limit and generally do not show correlate positive anomalies in intermediate depth zones. Lomba Grande complex, that is a well-known and mapped Serra Geral Group subvolcanic intrusion, is one of these central anomalies. When comparing the central anomalies (Fig. 4.10-F) with the modeled sills in Fig. 4.8, most of the sills are not associated to these positive anomalies. We named the most prominent central anomalies (CPX-1 to 4 and D-1 and 2) to highlight for the reader areas of interest that will be discussed throughout the text.

Fig. 4.10. Maps of the (A) reduced-to-pole magnetic anomaly, (B-E) deep to shallow sources matched-filter products (reduced-to-pole) and (F) shallow sources matched-filter product (total gradient filter). Black dashed line in (A) shows the forward modeling profile location. Green lines in (E) are interpreted as dikes. Black lines in (B-E) are the interpreted lineaments, including the major magnetic discontinuities (X and Y). Magnetic lineaments directions rose charts are shown in (C-E). Red, green and black contours in (F) marks southern anomalies, central anomalies and Serra Geral Group volcanics positive anomalies, respectively. Black dashed line in (F) refers to the Paraná basin southern limit from the *a priori* 3D geological model. NW: Northwestern domain; C: Central domain; SE: Southeastern domain; LG- Lomba Grande complex; R1 and R2: SE domain positive anomalies; CPX-1 to 4 and D-1 to 2: prominent central anomalies.



5.4. 2.5D Forward model

The main objective of the forward modeling was to focus on the subvolcanic bodies magnetic signatures in different magnetic domains, recognize intrusions in areas with no borehole information and identify structures related to the Serra Geral Group plumbing system. Therefore, we modeled the NW-profile of the TMI grid (Fig. 4.10-A) according to the following steps:

(1) Modeling of longer anomaly wavelengths based on the three domains recognized on the matched-filter deep product and susceptibility inversion section;

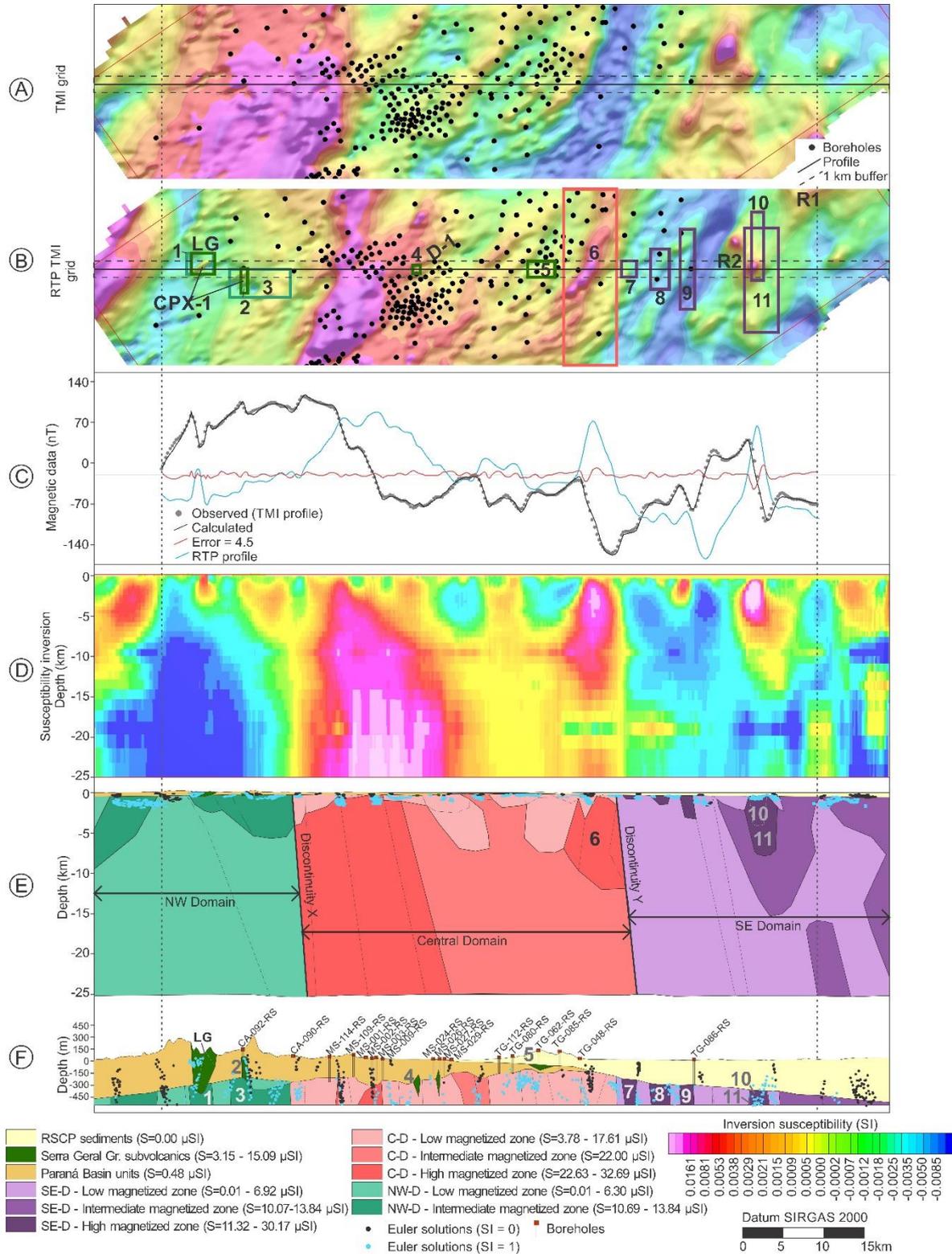
- (2) Separation of the Paraná basin layer and RSCP layer based on the *a priori* 3D model;
- (3) Intermediate wavelengths were modeled based on matched-filter intermediate products and susceptibility inversion section, creating blocks located at depths shallower than 6 km;
- (4) Definition of shallow bodies was based on the interpretation of the shorter wavelengths of the observed data, matched-filter shallow product and Euler solutions.
- (5) Final adjustment of the model focused on both the geometry and physical properties of the bodies and blocks identified in steps 3 and 4.

We have plotted the TMI and RTP grids with the boreholes location (Fig. 4.11-A and B) to help visualize the magnetic signatures in plan view. Together with the observed data profile (from the TMI grid), we also plotted the profile from the RTP grid (blue line in Fig. 4.11-C) to facilitate the correlation between the observed data and the 2.5D forward geological model (Fig. 4.11-E). Fig. 4.11-D shows the vertical slice of the magnetic susceptibility inversion model used to assist the interpretation. Fig. 4.11-F shows a zoom in the geological model (Fig. 4.11-E) with 10x vertical exaggeration to emphasize the modeled near-surface framework. The forward model (Fig. 4.11-E and F) is colored using the same color shades as the geological context map in Fig. 4.1 to ease quick association between modeled and mapped units. Each modeled unit is related to a specific range of magnetic susceptibility values that are shown in the Fig. 4.11 legend. Some shallow and intermediate bodies present finite length in the strike direction, polygons (LG and 1-11 in Fig. 4.11-B) show their extension.

The modeled susceptibility values for the basement units were based on the Costa (1997) measurements (Table 4.2), since the values for basement rocks obtained in drill core samples in this study are very low with a mean of 0.79 mSI (Fig. 4.5). As for the Paraná basin layer we used the mean values from the measures we took on drill core samples (0.48 mSI).

The magnetic profile (Fig. 4.11-C) is about 80 km long, even though its limited extension it includes great variations in the magnetic field intensity, as prior noticed in the matched-filter products. The RTP profile presents great resemblances with the inversion model vertical slice and the matched-filter products (Fig. 4.11-D and 4.10). The central part of this profile is characterized by a broad positive anomaly (17 km wide) followed by an intermediate intensity magnetic signature with a second order

Fig. 4.11. 2.5D forward model along profile shown in Fig. 4.10-A. A- TMI grid; B- Reduced to the pole grid with strike extensions of 2.5D bodies (LG and 1-11); C- Observed and calculated magnetic data profiles; D- Vertical slice of the susceptibility inversion model; E- Geological model from 2.5D forward modeling; F- Zoom in the near-surface geological model with 10x vertical exaggeration. Boreholes and Euler solutions shown in E and F are inside the 1 km buffer. Finer dashed lines in E and F represent susceptibility variations inside the magnetic zones.



steep magnetic gradient at the eastern edge (body 6, 6.5 km wide, 20 km in strike and 12 km deep). This central part coincides with the Central domain recognized in the qualitative analysis.

Long wavelength negative anomalies are present in both extremities of the profile: the western extremity exhibits a more homogeneous pattern with exception of a prominent short wavelength (third order anomaly) clearly correlated to the Lomba Grande complex (LG in Fig. 4.11-B and F); the eastern edge presents a lower long wavelength negative anomaly, but it is interfered by highly magnetic steep second order positive anomalies (7-11 in Fig. 4.11-B and F).

Intermediate wavelength anomalies are related to basement sources also recognized in the matched-filter 2 km and 6 km depth zones. These anomalies are present in the NW and Central domains as NE elongated positive and negative anomalies, while in the SE domain as a ring shaped anomaly (R1 in Fig. 4.10) and a prominent positive anomaly (R2=10 and 11 in Fig. 4.11). The modeled profile only cuts through the R2 anomaly, that we separated in two in the 2.5 forward model, 10, a more magnetic circular shallow body (2 km wide and 4 km deep) and 11, a larger elongated body that involves body 10 (3.5 km wide, 13 km in strike and 8 km deep). There is an intermediate magnetized zone associated to these bodies, that is wider and deeper, reaching around 10 km wide and 15 km deep. In eastern edge there is another intermediate magnetized zone that could be a southern extension of R1.

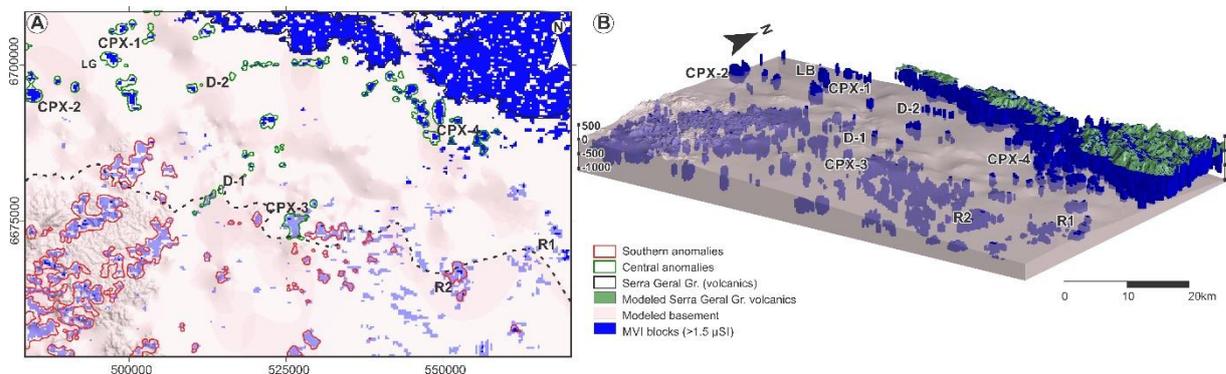
Short wavelength anomalies represent sources from the near-surface, as identified in the matched-filter shallow zone (0.7 km) (southern and central positive anomalies, Fig. 4.10-E and F). In the NW domain the profile crosses CPX-1 anomalies (bodies LG and 2), that includes Lomba Grande complex, which is the most prominent third order anomaly in the profile. Body LG has 2.5 km in its longer axis and 600 m of maximum thickness reaching almost 450 m depth. The Euler solutions (SI=1) shows great correspondence with this source in both location and depth. We used the susceptibilities values from Viero *et al.* (1992) (Table 4.2) and we had to divide the body in three to represent the susceptibility variability. Body 2 corresponds to the NE edge of a CPX-1 anomaly that does not outcrop. The intercepted part of this anomaly is shallower and narrower than LG with 300 m depth and 1 km width. Both Euler solution (SI=1 and 0) coincide with this subvolcanic body. There are two intermediate magnetized zones (bodies 1 and 3) associated to these bodies (LG and 2), that are wider and deeper, reaching around 5 km deep. In the Central domain the profile crosses the D-1 anomalies. The western anomaly was modeled as a narrow-buried body with 1 km width 450 depth and the eastern anomaly was also modeled as a narrow body, but with infinite length in strike direction, since it is associated to a long lineament interpreted as a dike (Fig. 4.10-E). We calibrated their susceptibility values considering the values range measured on the drill core samples (Fig. 4.5-B).

To test the response of sills intercepted by the boreholes in the calculated magnetic profile, we modeled a subvolcanic body (body 5, Fig. 4.11-B and F) that was intercepted by the borehole TG-062-RS, using susceptibility values measured on this hole. Even though this subvolcanic body is the thickest intrusion (over 55 m of cumulative thickness) intercepted by boreholes in this profile, its magnetic response didn't affect the calculated profile. Taking this in account, it is clear that the forward model for sills modeling wouldn't complement the *a priori* 3D geological model, as the qualitative and semi-quantitative analyses weren't much effective for this purpose.

5.5. MVI model

Our MVI model, calculated from the matched-filter shallow grid, is represented by high "MVI susceptibility" cells (>1.5 mSI) in Fig. 4.12. A first-order observation is that shallow positive anomalies identified in the qualitative analysis (Fig. 4.10-F) show great correspondence with these cells (Fig. 4.12-A). Another observation is that cells associated to southern anomalies (red polygons) occur below the modeled basement surface and, most of the central anomalies (CPX-1 to 4 and D-1 and 2) occur above this surface (Fig. 4.12). As well as in the matched-filter depth zones and in the susceptibility inversion, the MVI model did not properly characterized the Serra Geral Group volcanics bottom contact, presenting high "MVI susceptibility" below the unit modeled surface (Fig. 4.12-B).

Fig. 4.12. MVI model represented by high "MVI susceptibility" blocks (>1.5 mSI). A- Plan view of the MVI model with the modeled basement from the *a priori* 3D geological model. Black dashed line in A refers to the Paraná Basin southern limit from the *a priori* 3D geological model. B- 3D perspective view (azimuth 325° , plunge 4°) of MVI model and the modelled basement, with 5x vertical exaggeration.



A second-order observation is that the MVI model also did not discretized the modeled sills (Fig. 4.8 and 4.12), which was expected, considering the inefficiency of other methods employed in this study for this purpose and that the Z cell size (25 m, the minimum size accepted by VOXI is 5% of the X and Y lengths) is thicker than most sills.

6. Discussions

The interpreted discontinuities, major magnetic domains and shallow positive anomalies are coincident in all products of the applied methods and we correlated them to known geological features. Discontinuity X (Fig. 4.10 and 4.11) corresponds to Porto Alegre suture (Fernandes *et al.*, 1995; Costa, 1997), a well established suture that limits the Tijucas Terrane (NW domain) and the Pelotas Terrane (Central domain). Discontinuity Y (Fig. 4.10 and 4.11) we named Osório discontinuity, after its closest locality, it separates the Pelotas Terrane from the SE domain, that here we interpret as the northern extension of the Jaguarão Terrane, likewise proposed by da Cunha Menezes *et al.* (2021) using magnetotelluric 2D modeling. The highly magnetized zones in the Pelotas Terrane (Central domain, Fig. 4.10 and 4.11) we consider related to the Pinheiro Machado suite rocks and the intermediate magnetized zones of the Pelotas Terrane in the study area, could be correlated to the Dom Feliciano suite, corroborating to the magnetic susceptibility values measured by Costa (1997) (Table 4.2). Considering the low magnetic signature of the Tijucas Terrane (NW domain, Fig. 4.10 and 4.11) in the study area, we interpret the Arroio dos Ratos complex as one of these Terrane's units that occurs in the area.

The central anomalies (CPX-1 to 4 and D-1 and 2, Fig. 4.10, 4.11 and 4.12) we interpret as components of the Serra Geral Group plumbing system, likewise the Lomba Grande complex (Viero and Roisenberg, 1992). The bodies R1 and R2 geologic correlation is not clear, however, considering their shape, magnetic signature, depth and geographic location, they show similarities to Paraná-Etendeka LIP intrusive ring complexes that occur in Namibia (Damaraland igneous complex - Bauer *et al.*, 2003) and in Uruguay (East Uruguay igneous complexes - Cernuschi *et al.*, 2015) (Fig. 4.1). While, the rest of the southern anomalies (Fig. 4.10 and 4.12) we considered as basement anomalies.

We modeled several sills in the *a priori* 3D geological model with the borehole data support (Fig. 4.8), however none of the methods applied in the aeromagnetic data could discretize these sills. Many factors could have affected this, like the incompatibility between the aeromagnetic survey sampling and the source's shape (lack of lateral contrast), intrusions with small thicknesses, small susceptibility contrast between intrusions and host rocks, or all factors combined. Another problem related to these methods in the study area is that the Serra Geral Group volcanics that occur in the NW portion of the area were not properly characterized by any of them. This could be due to the contrasting topography of the Serra Geral Group

escarpments (see Fig. 4.2), the volcanic rocks remanent magnetization, and/or their outcropping position.

In the next topics we focus on the discussion of the MVI results and the 3D integrated model. We begin the discussion with a comparison of vectors of the MVI model versus paleomagnetic directions from Ernesto *et al.* (1990). Then, we present the integrated Serra Geral Group plumbing system model, that merges together the MVI model and the sills and dikes from the *a priori* 3D geological model. Finally, we explore the main modeled subvolcanic bodies characteristics.

6.1. Comparison of MVI model vectors Versus Paleomagnetic Directions

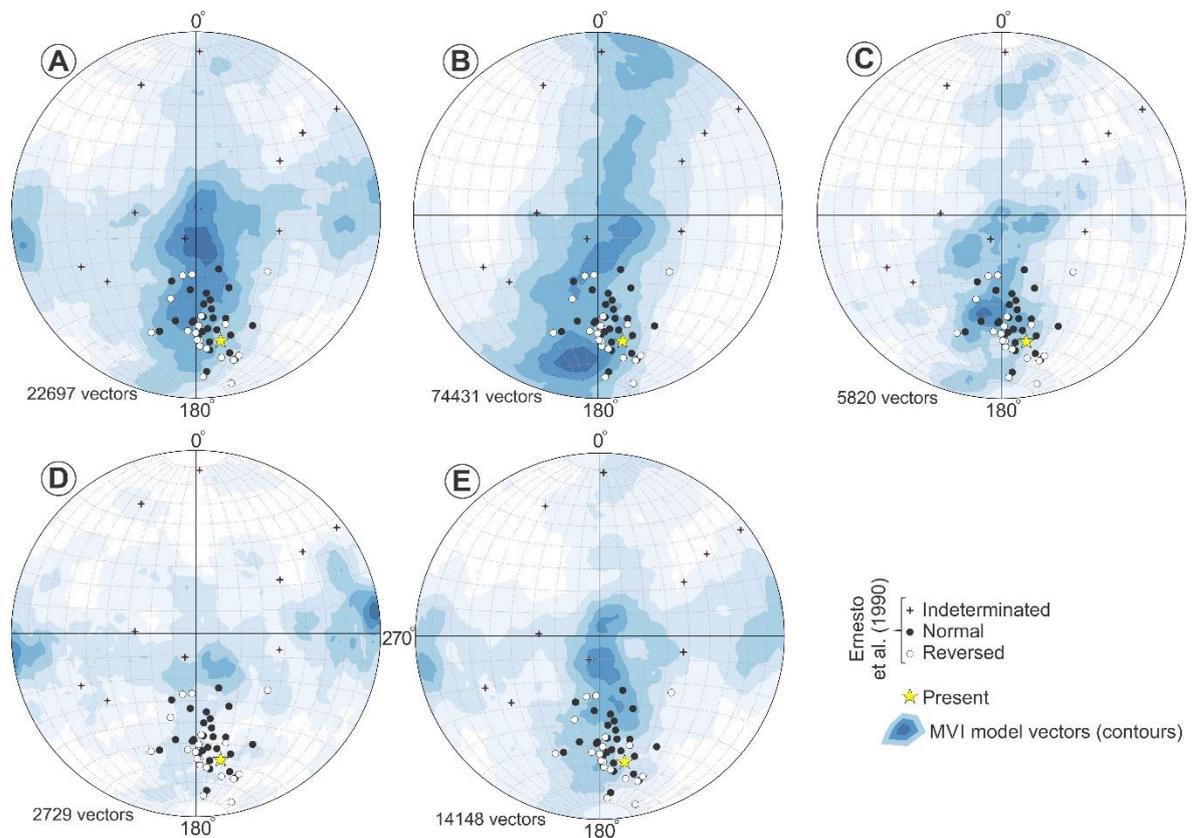
Stereonets plotted with the MVI vectors (recovered magnetization directions) and the paleomagnetic directions from Ernesto *et al.* (1990) are shown in Fig. 4.13. The Ernesto *et al.* (1990) paleomagnetic results are from Serra Geral Group volcanic rocks in the escarpment north of the study area, sections PH (45 km northwest) BM (25 km to north) and TA (55 km north). These sequences comprise basic and acid rocks and present several polarity intervals. These stereonets show filtered model values to display those with high “MVI susceptibility” (>1.5 mSI) and likely to be best recovered in the inversion, due to smooth model norm.

Fig. 4.13-A shows the magnetization directions from all vectors (>1.5 mSI), with the exception of Serra Geral Group volcanics. Most of the MVI model directions plot in the same region of the stereonet as the paleomagnetic directions (normal and reversed), although with a degree of scattering, including a cluster of model vectors with directions similar to indetermined paleomagnetic directions. We chose not to plot the Serra Geral Group volcanics recovered magnetization directions in Fig. 4.13-A, because its major number of vectors would mask the other units results. Fig. 4.13-B displays the Serra Geral Group volcanics directions, that plot in the central portion of the graph, showing a better fit with the paleomagnetic directions. After this first two analyses, we explored other units patterns and discovered three main trends: subvolcanic bodies (CPX-1 to 4 and D-1 and 2) (Fig. 4.13-C), intrusive ring complexes (R1 and R2) (Fig. 4.13-D) and general basement sources (Fig. 4.13-E).

The subvolcanic bodies recovered magnetization directions show similar pattern when compared to the paleomagnetic directions (normal and reversed), albeit it show more scattering. The sources from the ring complexes present a totally different arrangement from the other units and also from the paleomagnetic directions. These modelled sources show clusters at 90° and 270° . In turn, the basement sources, displays clusters that coincide with the paleomagnetic directions (normal and reversed) and minor clusters at 90° and 270° .

Given the range of recovered magnetization directions, we can conclude that the MVI model successfully recovered magnetization directions, showing in general agreement with directions from paleomagnetic data, especially the Serra Geral Group volcanic and subvolcanic rocks. This analysis also allowed the recognition of different directions patterns in basement sources and the ring complexes (R1 and R2), corroborating with our prior qualitative interpretation.

Fig. 4.13. Stereonets plotted with the MVI model vectors (recovered magnetization directions) and the paleomagnetic directions from Ernesto et al. (1990). A- Magnetization directions from all vectors (>1.5 mSI), with the exception of Serra Geral Group volcanics. B- Magnetization directions from Serra Geral Group volcanics. C- Magnetization directions from Serra Geral Group subvolcanics (CPX-1 to 4 and D-1 and 2). D- Magnetization directions from the intrusive ring complexes (R1 and R2). E- Magnetization directions from general basement sources.



6.2. Serra Geral Group integrated model

The Serra Geral Group plumbing system model shown in Fig. 4.14 integrates the MVI model and the sills and dikes from the *a priori* 3D geological model. The MVI model result is shown as isosurfaces (>1.5 mSI) and classified based on the qualitative interpretation and on the analysis of the recovered magnetization directions: cells associated to subvolcanic bodies (CPX-1 to 4 and D-1 and 2), cells interpreted as ring complexes (R1 and R2) and cells associated to general basement sources. We did not consider the cells related to the Serra Geral

Group volcanics, since it was not properly characterized in the geophysical methods employed in this study.

Fig. 4.14 shows slices and perspective views of the model, however we encourage the reader to access the Leapfrog View link (supplementary data), to visualize and interact (rotate, create slices) with the 3D model (Appendix-E).

The subvolcanic bodies we categorized as CPX are interpreted as subvolcanic complexes, that comprises different body shapes. Due to the large cell size (300 m) it is hard to define their exact morphology, that could be laccoliths/lopoliths or conduits. On the other hand, the subvolcanic bodies interpreted as D-1 and D-2 are considered dike systems.

CPX-1, located at the NW portion of the study area (Fig. 4.14-A, B and H), was interpreted as a subvolcanic complex that comprises three main bodies aligned in a NW trend, including Lomba Grande, with smaller bodies and dikes up north. The Lomba Grande main body was well characterized by the MVI model, showing an ellipsoid shape with maximum depth of almost 500 m and 2.3 km in its longer axis, coinciding in general with Viero *et al.* (1991) and the 2.5D forward model (Fig. 4.11). According the MVI model Lomba Grande is the only CPX-1 body that outcrops. The bodies that occur south of Lomba Grande present irregular elongated shapes with varying depths (500 to 650 m), corroborated by the Euler solutions. This portion of the area was not well sampled by the boreholes, for this reason there is only a few modelled sills surrounding this complex. However, we infer this complex is a feeder system for the types 3 and 4 sills, considering the Lomba Grande composition (high-Mg, Viero and Roisenberg, 1992) and modeled sills spatial distribution.

CPX-2, located at the W part of the study area (Fig. 4.14-A, C and H), is a subvolcanic complex that comprises two main bodies, two small bodies to the east and a small one further north. None of these bodies outcrop, which are covered by the RSCP sediments. The southern body is the largest one, with an ellipsoid shape of 2.5 km in its longer axis and around 500 m deep. According to the MVI model this body almost outcrops, showing an overburden thickness varying from 5 m to 50 m. The other main body present an irregular shape and maximum depth of 650 m. This portion of the study area is well sampled by water wells, that intercepted several sills. There are only two boreholes near this complex, that intercepted only type 3 sills. In behalf of that, it is hard to infer which sills types are associated to this complex. Although, the modeled sills spatial distribution show that in the western portion of the study area only occurs type 3 and 4 sills.

CPX-3, located at the central portion of the study area (Fig. 4.14-A, D and H), comprises two subvolcanic bodies. This complex contrasts with the others, for the reason that its main part

is within the basement, according to the MVI model. The largest intrusion is a massive body of 8 km in its longer axis and its depth probably extrapolates 700 m. This complex does not outcrop, presenting an overburden varying from 100 m to 350 m. Near CPX-2 occur types 2, 3 and 4 sills.

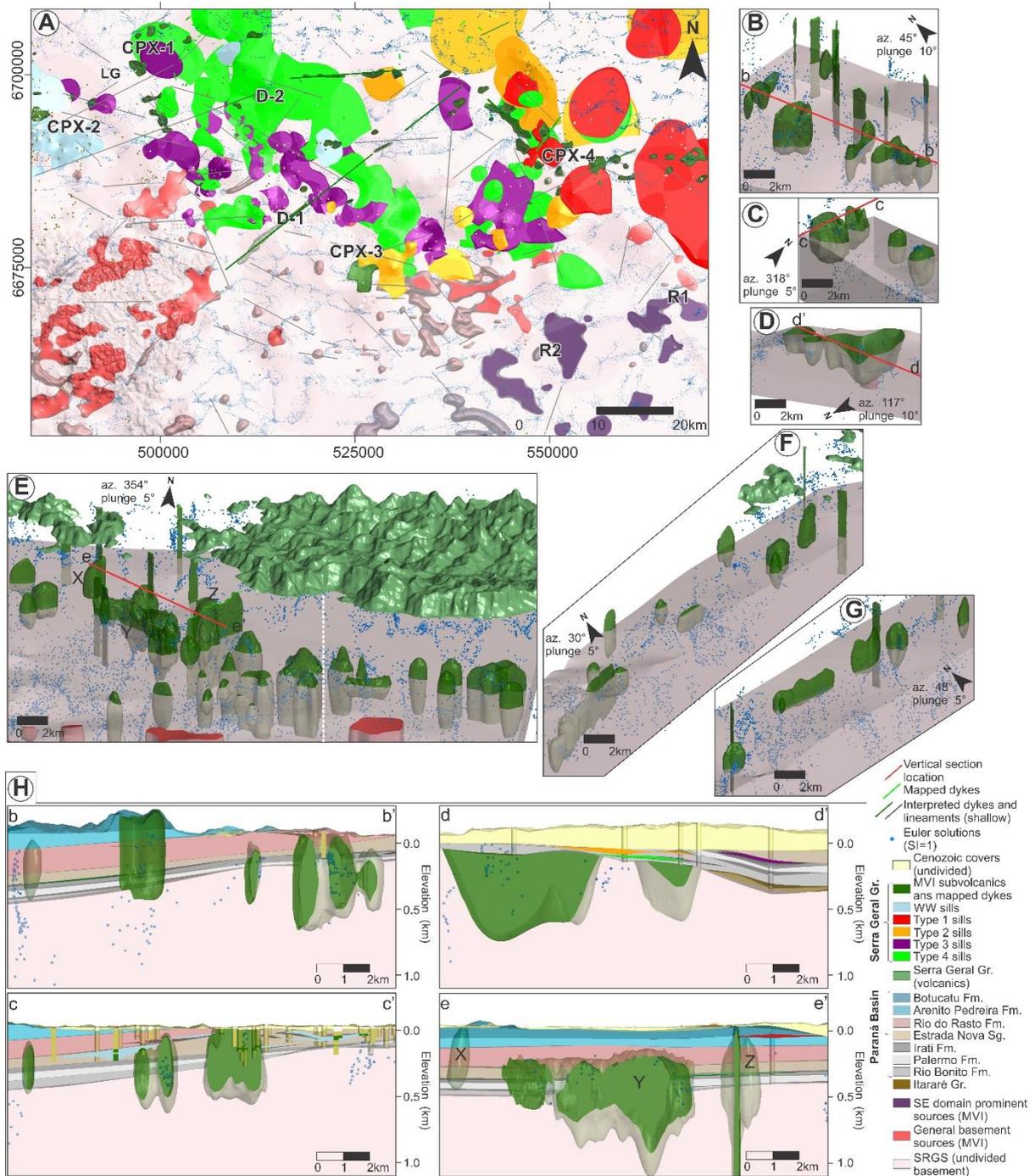
CPX-4, located at the NE portion of the study area (Fig. 4.14-A, E and H), is a subvolcanic complex that comprises over 20 bodies bordering the Serra Geral volcanics escarpment. This complex exhibits a NW trend in the western portion and a E-W trend in the eastern portion (white dashed line in Fig. 4.14-E, shows separation between them). The western bodies, that were identified in the qualitative interpretation (see Fig. 4.10 and 4.12), are irregular shaped and elongated and, according to the MVI model two of them outcrop (bodies X and Z), corroborating the geological map. Body Y does not outcrop, presenting a mean overburden thickness of 150 m. It has 7 km in its longer axis (NW) and presents varying depth from 600 m to probably around 1000 m. Body Z outcrops in its central part and is cut-through a NE mapped dike. It has 4 km in its longer axis (N) and also presents varying depth from 600 m to probably around 1000 m. The eastern bodies were not identified in the qualitative interpretation (see Fig. 4.10 and 4.12), probably because the overburden thickness of 400 m attenuates magnetic response of these bodies. We interpret this complex as the feeder system of the type 1 sills, that only occur in this region of the study area. However, the modeled sills indicate that this complex also served as feeder for the types 2, 3 and 4 sills, considering their spatial distribution.

D-1, located at the central portion of the study area (Fig. 4.14 A and F), is the most prominent dike system in the area. It can be identified in the TMI map, RTP map and matched-filter shallow zone map, where it presents a NE trend for almost 40 km. The MVI model could characterize some parts of it, but not continuously (see Fig. 4.12). Possibly, the 300 m cell size does not allow discrimination of individual dikes but instead defines the broad zone of intrusion. Therefore, this dike system apparently shows varying thicknesses that could not be discretized by the MVI model. We adjusted the southern body of D-1 to corroborate borehole TG-186-RS, that is the only subvolcanic interception we interpreted as dike, due to its geographic location and its anomalous thickness of 80 m for one single interval compared to adjacent boreholes (see Fig. 4.3). The intercepted interval in TG-186-RS borehole was classified as type 2, however type 3 and 4 sills occur near D-1.

D-2 is a E-W trending dike system in the area's northern part (Fig. 4.14 A and G). It was also identified in the TMI, RTP and matched-filter shallow zone maps, where it extends for almost 40 km. Considering the spatial distribution of modeled sills, this dike system could have served as feeder for types 2, 3 and 4.

These subvolcanic bodies (CPX-1 to 4, D-1 and D-2), with exception of the Lomba Grande, were previously unknown.

Fig. 4.14. Modeled Serra Geral Group plumbing system in the study area. (A) Plan view of the Serra Geral Group plumbing system with sills, from the *a priori* 3D geological model, and isosurfaces representing the MVI model cells (>1.5 mSI) colored by our interpretation. (B-G) Perspective view of the subvolcanic complexes and dike systems identified in the MVI model: CPX-1, CPX-2, CPX-3, CPX-4, D-1 and D-2, respectively. (H) vertical sections of the stratigraphical framework, subvolcanic bodies, sills and dikes shown in (B-E). White dashed line in (E) marks the separation between CPX-4 western and eastern subvolcanic bodies. X, Y and Z highlights for the reader subvolcanic bodies of interest that will be discussed in the text. 5x vertical exaggeration.



The MVI model also identified sources from the basement, that we classified using their geographic location, prior interpretation performed in this study (qualitative, semi-quantitative interpretations, forward modeling and susceptibility inversion) and the recovered magnetization directions. We interpreted these SE sources (R1 and R2 in Fig. 4.14) as smaller scale ring complexes related to the Serra Geral Group plumbing system, likewise the Damaraland igneous complex (Bauer *et al.*, 2003) and the East Uruguay igneous complexes (Cernuschi *et al.*, 2015). The MVI model delimited only the upper part of these complexes, but the susceptibility inversion model and forward model, indicated their extension in depth. The others basement sources we interpreted as mafic enclaves in the granitic rocks of the Pinheiro Machado Suite (Pelotas Terrane), likewise interpreted in an adjacent area by Takehara & Laux (2019).

7. Conclusions

The 3D geophysical-geological model, build through the combined analysis of aeromagnetic, geologic, petrophysical and chemical data, unveiled the Serra Geral Group plumbing system and geological framework in the Morungava region (southern Paraná-Etendeka LIP). The prior exploratory analysis of chemical and borehole data together with the *a priori* 3D geological model, allowed the construction of the stratigraphic framework and the characterization of the sills intercepted by boreholes (distribution and compositional classification). We categorized these sills in four types (1, 2, 3 and 4), the first three have chemical similarities with Palmas, Vale do Sol, Torres Formations, respectively, and the last one doesn't have a volcanic correspondent reported in Brazil yet, but could be compared to Lomba Grande complex.

The interpretation and modeling of the aeromagnetic data (qualitative and semi-quantitative interpretation, susceptibility inversion, forward model and MVI), supported by the geological primary insights, complemented the understanding of the Serra Geral Group feeder system in subsurface and also illuminated the crustal framework in different depths. We recognized three major NE elongated geophysical domains (NW, Central and SE) and interpreted as the Tijucas Terrane, Pelotas Terrane and Jaguarão Terrane, respectively. The lineaments and structures from deep and intermediate sources are parallel to these domains arrangement, while shallow sources are mainly controlled by N45W lineaments. The MVI model discretized three different magnetic sources: subvolcanic bodies, intrusive ring complexes and general basement sources.

The final integrated 3D geophysical-geological model, that merges together the MVI model and the *a priori* 3D geological model, comprehends the stratigraphic framework

(basement, Paraná Basin and RSCP) and the Serra Geral Group plumbing system. Which in turn, comprises in the study area two dike systems, four subvolcanic complexes and intrusive ring complexes with associated nested sills and minor dikes.

Besides the contribution to the southern Paraná-Etendeka LIP knowledge, this integrated 3D geophysical-geological model may serve as base to a wide range of geosciences applications, from scientific researches to evaluation of CO₂ storage capacity, exploration for Coalbed Methane and hydrogeological studies. Further studies regarding synthetic models, joint investigations with other potential field methods and, eventually, acquisition of more detailed geophysical data and boreholes would be required to validate our interpretation, especially concerning the Jaguarão Terrane and ring complexes, and to assess the potential for Ni-Cu-PGE in the previously unknown subvolcanic complexes.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We thank PPGGAG/IG-UnB for making available its infrastructure; and LAMs-IGc-USP; by disposing its laboratory infrastructure. We are also grateful for CAPES support. This paper was supported by the Geological Survey of Brazil, through the “Geologia e Recursos Minerais da Bacia do Paraná” project (Geology and Mineral Resources of the Paraná Basin) with the partnership of the “Grupo de Trabalho de Modelagem Geológica 3D” (3D Geological Modeling Group).

Supplementary Data

Supplementary data to this article can be found online at

References

- Aboarrage, A. M.; Lopes, R. C. (coord.). **Projeto a borda leste da bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica**. Relatório final. Porto Alegre: CPRM, 1986. 18 v. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/7898>.
- Arkani-Hamed, L. Differential reduction to the pole: Revisited. **Geophysics**, v. 72, n. 01, p. 13-20, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.2399370>.

- ASF DAAC. **ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected High Resolution**. 2011. Available at: <https://search.asf.alaska.edu/#/>. Access: 25 feb. 2021. DOI: <https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA>.
- Basei, M. A. S.; Siga, J. R. O.; Masquelin, H.; Harara O. M.; Reis Neto, J. M.; Preciozzi, F. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain the Rio de La Plata craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *In*: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (ed.) **Tectonic Evolution of South American Platform**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 311-334.
- Bauer, K.; Trumbull, R. B.; Vietor, T. Geophysical images and a crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 216, n. 01-02, p. 65-80, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00486-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00486-2).
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L. S.; Melfi, A. J.; Nardya, A. J. R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E. M.; Roisenberg, A.; Stolfa, D. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 04, p. 915-944, 1986. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.915>.
- Bicca, M. M.; Kalkreuth, W.; Rosa, A. L.; Simão, G.; Levandowski, J.; Silva, T. F.; Anzolin, H. M. Effect of diabase intrusion on the CBM-bearing coalfields of southern Brazil: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, p. 104041, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104041>.
- Blakely, R. J. **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge University Press, 1996, 464 p.
- Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A.; Pimentel, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, p. 493-518, 2014. DOI: <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>.
- Cernuschi, F.; Dilles, J. H.; Kent, A. J. R.; Schroer, G.; Raab, A. K.; Conti, B.; Muzio, R. Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin, Uruguay. **Gondwana Research**, v. 28, n. 02, p. 837–857, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.007>.
- Costa, A. F. U. **Teste e modelagem geofísica das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense**. 1997. 257 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

- Cowan, E. J.; Beatson, R. K.; Fright, W. R.; McLennan, T. J.; Mitchell, T. J. Rapid geological modeling. *In: Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining International Symposium*. 2002, Kalgoorlie. **Abstract Volume [...]**. Kalgoorlie: Australian Institute of Geoscientists Bulletin, 2002. p. 23-25.
- CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Projeto Extremo Sudeste do Brasil. Levantamento Aerogeofísico, Magnetometria e Gamaespectrometria: Relatório Final**. Rio de Janeiro: CPRM, 1978. 1 v. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/9870>.
- Cruz, R. F. (org.). **Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul. Relatório do Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras**. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2019. 173 p. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21135>.
- Curto, J. B.; Vidotti, R. M.; Blakely, R. J.; Fuck, R. A. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. **Tectonophysics**, v. 655, p. 58–72, 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>.
- Da Cunha Menezes, A. M.; Junior, F. C.; De Lugão, P. P.; Teixeira, C. D.; Kriegshäuser, B. Structure and geometry of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt and Phanerozoic basins, southern Brazil, from magnetotelluric imaging. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 111, p. 103407, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103407>.
- Duncan, A. R.; Newton, S. R.; Van Den Berg, C.; Reid, D. L. Geochemistry and petrology of dolerite sills in the Huab River Valley, Damaraland, north-western Namibia. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 5, p. 5-17, 1989.
- Ellis, R. G.; De Wet, B.; Macleod, I. N. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. *In: Geophysical Conference and Exhibition, 22, 2012, Brisbane: Extended Abstracts [...]*. Australian Society of Exploration Geophysicists, 2012, n. 01, p. 1-4.
- Ellis, R. G. Iterative Reweighted Inversion. **Geosoft Technical Note**. Toronto: Geosoft, 2012.
- Ernesto M.; Pacca, I. G.; Hiodo, F. Y.; Nardy, A. J. R. Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 64, n. 02-04, p. 153-175, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90035-V).
- Ewart, A.; Marsh, J. S.; Milner, S. C., Duncan, A. R.; Kamber, B. S., Armstrong, R. A. Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: introduction, Mafic Lavas and Re-evaluation of Mantle Source Components. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 01, p. 59–105, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egg083>.

- Fernandes, L. A. D.; Menegat, R.; Costa, A. F. U.; Koester, E.; Porcher, C. C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G. E.; Camozzato, E. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-Grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 04, p. 375-384, 1995. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995375384>.
- Floribal, L. M.; Janasi, V. A.; Bitencourt, M. F.; Nardi, L. V. S.; Marteleto, N. S. 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. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.002>.
- Gomes, A. S.; Vasconcelos, P. M. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth-Science Reviews**, v. 220, p. 103716, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716>.
- Gómez, J.; Schobbenhaus, C.; Montes, N. E. (compilers). **Geological Map of South America 2018**. Scale 1:5,000,000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil. Paris, 2019.
- Horn, B. L. D.; Oliveira, A. A.; Simões, M. S.; Besser, M. L.; Araújo, L. L. **Projeto Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Paraná**. Mapa Geológico. Porto Alegre: SGB/CPRM, 2022. Scale 1:1.000.000. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/23037>. Access: 01 dec. 2022.
- Jerram, D. A.; Mountney, N.; Holzförster, F.; Stollhofen, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 04–05, p. 393–418, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00018-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00018-6).
- Jost, H.; Hartmann, L. A. Província Mantiqueira - Setor Meridional. *In*: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. (ed.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blucher, 1984. p. 345-368.
- Koester, E.; Bertotti, A. L.; Porcher, C. C.; Lenz, C.; Vieira, D. T.; Dal Olmo-Barbosa, L.; Ramos, R. C.; Bastos, V. A.; Pinto, V. M. A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. *In*: Sommer, C.; Jelinek, A. (org.). **Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina**. Porto Alegre: SBG, 2021. p. 13-27.
- Li, Y.; Oldenburg, D. W. 3-D inversion of magnetic data. **Geophysics**, v. 61, n. 2, p. 394-408, 1996. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1443968>.

- Machado, F. B.; Nardy, A. J. R.; Oliveira, M. A. F. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da bacia do Paraná no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 01, p. 64-80, 2007.
- Marques, J. C.; Chemale, F.; Brito, R. S. C.; Frantz, J. C.; Wildner, W.; Rost, M. C. Nd-Sr isotopes and trace element constraints on the source of the basaltic sills from southern Paraná magmatic Province, Morungava region, Brazil. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, 2006, Aracaju. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geologia, 2006, p. 403–407.
- McMaster, M., Almeida, J., Heilbron, M., Guedes, E., Mane, M. A., Linus, J. H. Characterisation and tectonic implications of the Early Cretaceous, Skeleton Coast Dyke Swarm, NW Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 150, p. 319–336, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.010>.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 02, p. 265-287, 2007.
- Milani, E. J.; Szatmari, P. Influência do embasamento na evolução de bacias sedimentares: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani e do grupo de Geocronologia e Tectônica da USP para as atividades exploratórias da Petrobrás. *In*: Bartorelli, A.; Teixeira, W.; Brito Neves, B. B. (org.). **Geocronologia e evolução tectônica do continente sul-americano**: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo: Solaris Edições Culturais, 2020. p. 357-391.
- Muzio, R.; Scaglia, F.; Masquelin, H. Petrochemistry of mesozoic mafic intrusions related to the Paraná Magmatic Province, Uruguay. **International Geology Review**, v. 54, n. 07, p. 844–860, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.588487>.
- Nabighian, M. N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. **Geophysics**, v. 49, n. 06, p. 780–786, 1984. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1441706>.
- Nabighian, M. N.; Grauch, V. J. S.; Hansen, R. O.; Lafehr, T. R.; Li, Y.; Peirce, J. W.; Phillips, J. D.; Ruder, M. E. The historical development of the magnetic method in exploration. **Geophysics**, v. 70, n. 06, p. 33-61, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.2133784>.
- Nakamura, K.; Shibuya, A.; Matsumoto, T.; Masuta, K.; Murakami, T.; Wildner, W.; Dias, A.; Lessa, N.; Chierigati, L. A.; Silva, P. R. R.; Romanini, S. J. **Mineral exploration of the Cu-Ni PGE deposits in the Paraná Basin Southern Brazil: phase ii**. Brasília: CPRM/JICA, 2003. 1 v. Available at: https://openjicareport.jica.go.jp/661/661/661_703_11674223.html.
- Oyhantçabal, P.; Oriolo, S.; Philipp, R. P.; Wemmer, K.; Siegesmund, S. The Nico Pérez terrane of Uruguay and southeastern Brazil. *In*: SIEGESMUND, S.; BASEI, M. A. S.; Oyhantçabal,

- P.; Oriolo, S. (ed.). **Geology of Southwest Gondwana**. Cham: Springer, Regional Geology Reviews, 2018. p. 161–188. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_7.
- Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 01–02, p. 119–139, 1992. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00301125>.
- Pessano, P. C.; Ganade, C. E.; Tupinambá, M.; Teixeira, W. Updated map of the mafic dike swarms of Brazil based on airborne geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 107, p. 103076, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103076>.
- Petersohn, E.; Vasconcellos, E. M. G.; Lopes, K. Petrologia de sills encaixados nas Formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) no estado do Paraná. **Geochimica Brasiliensis**, v. 21, n. 01, p. 58-70, 2007.
- Philipp, R. P.; Pimentel, M. M.; Chemale, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46 (supl. 1), p. 83-104, 2016. DOI: <http://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>.
- Phillips, J. D. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. **ASEG Extended Abstracts**, v. 01, p. 1–4, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1071/ASEG2001ab110>.
- Piccirillo, E. M.; Bellieni, G.; Cavazzini, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Petrini, R.; Melfi, A. J.; Pinese, J. P. P.; Zantadeschi, P.; De Min, A. 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**, v. 89, n. 01–02, p. 19–48, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90058-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90058-F).
- Pinto, V. M.; Massonne, H. J.; Wildner, W.; Hartmann, L. A.; Debruyne, D.; Theye, T. Chemistry of chromium spinel in high-Mg rocks from the Morungava Intrusion, Cretaceous Paraná Igneous Province, southernmost Brazil. **Mineralogy and Petrology**, v. 113, n. 06, p. 765-782, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00677-9>.
- Porcher, C. C.; Lenz, C.; Koester, E.; Bastos, V. A.; Olmo-Barbosa, L. D.; Vieira, D. T.; Ramos, R. C.; Pinto, V. M.; Bertotti, A. L.; Fernandes, L. A. D. O Terreno Pelotas e o Arco Magmático Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, evolução magmática e tectônica. *In*: Sommer, C.; Jelinek, A. (org.). **Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina**. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 2021. p. 29-42.
- Ramos, R. C.; Toniolo, J. A.; Pinto, G. R.; Koester, E. Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-rio-grandense): discussões baseadas

- em dados geofísicos e de campo. *In*: Simpósio Brasileiro de Geofísica, 06, 2014, Porto Alegre. **Extended Abstracts**. Sociedade Brasileira de Geofísica, 2014. DOI: 10.22564/6simbgf2014.125.
- Reid, A. B.; Allsop, J. M.; Granser, H.; Millett, A. J.; Somerton, I. W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. **Geophysics**, v. 55, n. 01, p. 80-91, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1442774>.
- Reid, A. B.; Ebbing, J.; Webb, S. J. Avoidable Euler Errors – the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. **Geophysical Prospecting**, v. 62, n. 05, p. 1162 – 1168, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>.
- Roisenberg, A.; Marques, J. C.; Bachi, F. A.; Frantz, J. C. **Geologia da folha Gravataí: SH.22-X-C-V**, scale 1:100.000. Rio Grande do Sul: UFRGS/CPRM, 2007. 72 p. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10456>.
- Romanini, S. J.; Albuquerque, L. F. (org.). Geological, Geochemical and Potentiality Aspects of Ni-Cu-Pge Deposits of the Paraná Basin Magmatism. Porto Alegre: CPRM, 2001. 69 p. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/1625>.
- Rossetti, L. M. M.; Hole, M. J.; Lima, E. F.; Simões, M. S.; Millett, J. M.; Rossetti, M. M. M. Magmatic evolution of Low-Ti lavas in the southern Paraná-Etendeka Large Igneous Province. **Lithos**, v. 400-401, p. 106359, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106359>.
- Rossetti, L. M. M.; Lima, E. F.; Waichel, B. L.; Hole, M. J.; Simões, M. S.; Scherer, C. M. S. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 98–114, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>.
- Sarmiento, C. C. T.; Sommer, C. A.; Lima, E. F. Mafic subvolcanic intrusions and their petrologic relation with the volcanism in the south hinge Torres Syncline, Paraná-Etendeka Igneous Province, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 77, p. 70–91, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.017>.
- Sarmiento, C. C. T.; Sommer, C. A.; Lima, E. F.; Barreto, C. J. S.; Rossetti, L. M. M.; Lafon, J. M. Mafic subvolcanic intrusions from the southern Paraná-Etendeka Large Igneous Province, Brazil: Insights from geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopes. *Geological Journal*, v. 56, n. 02, p. 1143–1166, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1002/gj.3993>.
- Seequent. **Geosoft Oasis Montaj® version 2022.1**. 2022a.

- Seequent. Performing Euler Deconvolution, guidelines for eliminating spurious solutions. *In: Grav/Mag Interpretation Guided Learning Paths*, 2022b. Available at: <https://my.seequent.com/learning/841/845/846>.
- Simões, M. S.; Sarmiento, C. C. T.; Sommer, C. A.; Lima, E. F.; Rossetti, L. M. M.; Koester, E. Petrogenesis of low-Ti dolerite sills from Paraná-Etendeka LIP in Cerro do Coronel region, southernmost Brazil. **International Geology Review**, p. 1–20, 9. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2106585>.
- Takehara, L.; Laux, J.H. **Área de Relevante Interesse Mineral - Batólito Pelotas e Terreno Tijucas**. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2019. 186 p. (Série Províncias Minerais do Brasil, n. 20). Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21122>.
- Thompson, R. N.; Riches, A. J. V.; Antoshechkina, P. M.; Pearson, D. G.; Nowell, G. M.; Ottley, C. J.; Dickin, A. P.; Hards, V. L.; Nguno, A.-K.; Niku-Paavola, V. Origin of CFB magmatism: multi-tiered intracrustal picrite–rhyolite magmatic plumbing at Spitzkoppe, western Namibia, during early Cretaceous Etendeka magmatism. **Journal of Petrology**, v. 48, n. 06, p. 1119–1154, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egm012>.
- Tomazelli, L. J.; Villwock, J. A. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**. n. 03, p. 109-115, 2005.
- Tomazelli, L. J.; Villwock, J. A. O Cenozóico Costeiro do Rio Grande do Sul. *In: Holz, M.; De Ros, L. F. (ed.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Editora da UFRGS, Edição CIGO/UFRGS, 2000. p. 375-406.
- Trumbull, R. B.; Emmermann, R.; Bühn, B.; Gerstenberger, H.; Mingram, B.; Schmitt, A.; Volker, F. Insights on the genesis of the Cretaceous Damaraland igneous complexes in Namibia from a Nd- and Sr-isotopic perspective. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 12, p. 355–367, 2000.
- Trumbull, R. B.; Vietor, T.; Hahne, K.; Wackerle, R.; Ledru, P. Aeromagnetic mapping and reconnaissance geochemistry of the Early Cretaceous Henties Bay-Outjo dike swarm, Etendeka Igneous Province, Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 40, n. 01–02, p. 17–29, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.006>.
- Valente, S. C.; Ellam, R. L.; Meighan, I. G.; Fallick, A. E. Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, 1998, Belo Horizonte. **Extended Abstracts**. Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p. 471.

- Viero, A. P.; Roisenberg, A. Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 19, n. 01, p. 41-54, 1992. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21321>.
- Viero, A. P.; Roisenberg, A.; Costa, A. F. U. Relações Entre o Magnetismo e a Composição de Rochas Ígneas. Aplicação no Complexo Básico de Lomba Grande, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 09, n. 02, p. 115-119, 1992. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21292>.
- Viero, A. P.; Roisenberg, A.; Magro, F. H. S. Gravimetria de um corpo hipabissal básico da formação Serra Geral em Lomba Grande, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 18, n. 02, p. 156-160, 1991. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21354>.
- Waichel, B. L.; Lima, E. F.; Viana, A. R.; Scherer, C. M.; Bueno, G. V.; Dutra, G. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 215–216, p. 74–82, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.004>.
- Wellmann, F.; Caumon, G. 3-D Structural geological models: concepts, methods, and uncertainties. In: Schmelzbach, C. (ed.). **Advances in Geophysics**. Elsevier, 2018. v. 59, p. 1–121. DOI: <https://doi.org/10.1016/bs.agph.2018.09.001>.
- Wildner, W.; Binotto, R. B.; Ferrari, V. C.; Antunes, L. **Metalogenia das províncias minerais do Brasil: porção sul da Bacia do Paraná, RS**. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2017. 122 p. (Série Províncias Minerais do Brasil, n. 09). Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/19254>.
- Wildner, W.; Ramgrag, G. E.; Lopes, R. C.; Iglesias, C. M. F. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2008. Escala 1:750.000. Available at: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10301>.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C. J.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R.; Marques, A. The Paraná Basin. In: Leighton, M. V.; Kolata, D. R.; Oltz, D. S.; Eidel, J. J. (ed.). **Interior cratonic basins**. AAPG Memoir, 1990. v. 51, p. 681-708. DOI: 10.1306/M51530C34.

5 DADOS SUPLEMENTARES

Apêndice A

Excel file with the 318 boreholes tables: collar, survey, lithology and stratigraphy.

Apêndice B

Excel file with the 745 water wells tables: collar, survey and lithology/stratigraphy.

Apêndice C

pXRF equipment, analytical workflow and data quality

We used the Olympus Handheld pXRF analyzer (model InnoVx DELTA-X Professional) in Mining Plus mode (Olympus, 2012). This mode emits two beams, respectively five seconds and 30 seconds, to measure 27 elements: Si, Al, Fe, Ca, K, Mg, P, S, Mn, Ti, V, Cl, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Cr, Co, Mo, Ag, Zr, Cd, Sn, Sb, W and Bi. At the beginning of every batch of analysis, we configured the FRX analyzer to read continually for 40 minutes to correct the instrumental drift caused by variations on the cathode temperature. We collected 24 duplicates at different times of the day aiming to check the collected data quality and whether there was instrumental drift during the continuous use of the pXRF device.

From the 27 analyzed elements, we selected 10 elements (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, P and Zr) to use in the classification of the studied rocks. The selection criteria was the proportion of undetected data, we considered only the elements that presented more than 95% of valid results, with the exception of potassium (K), which showed 87% of the readings above the detection limit. This exception was due to the relevance of this element in the characterization of volcanic and subvolcanic rocks. Subsequently, we tested the distributions' statistical equivalence on the pXRF duplicate measurements (24 samples) using the Wilcoxon signed-rank test (package “rstatix” in RStudio v. 2021.09.0), which is the non-parametric alternative to the T-student in paired samples test. As a result, we were able to conclude for a significance level α 5% that there is equivalence between the paired measures (duplicates), since we cannot reject the hypothesis H_0 (non-significant test) that the median of differences is equal to zero. The density distribution for both groups for each element is shown in Fig. 5.1.

Exploratory data analysis

We performed the exploratory analysis of the laboratory chemical analysis, pXRF analysis and gamma-ray profiles to classify the Serra Geral Group rocks in the study area (Table 4.1). All procedures of data preparation were performed in the R environment (RStudio v. 2021.09.0) with “tidyverse”, “plyr”, “ggplot2” and “GGally” packages.

Considering that laboratory chemical results are more reliable, compared to pXRF data, rocks with this type of analysis were evaluated and classified first. However, before that, in order to define which elements to use in the classification, we verified whether there was a correlation between laboratory results and pXRF readings performed on the same intrusive bodies. We used the results of samples in 27 intrusions analyzed by both analytical methods to verify the representability of pXRF measures. Based on the results presented in the correlograms (Fig. 5.2), we selected the elements Si, Fe, Ca, K, Ti, Mg and Zr that show strong correlation ($\rho > 0.7$) to use as parameters in the compositional classification of Serra Geral Group rocks.

As exposed in topic 5.1, we considered Rossetti *et al.* (2018) Serra Geral Group division as reference for our compositional classification. From the analysis of MgO scatterplots versus selected elements (Fig. 5.3) and frequency histograms (Fig. 5.4) we identified four different types of rocks intercepted by the boreholes in the study area.

After classifying the rocks with laboratory analyses, we classified the rocks that only had pXRF results (36 intrusions and 1 volcanic package, totaling 117 pXRF measurements). For this, we used 101 pXRF analyses of the 27 intrusions already classified based on laboratory measurements as a comparative basis. The scatterplots and frequency histograms (Fig. 5.5 and 5.6) show a distribution comparable to the plots and histograms generated from laboratory data (Fig. 5.3 and 5.4). From the analysis of these graphs, we were able to recognize the same four types of subvolcanic rocks identified in the previous classification.

Finally, to classify the rocks with no direct chemical measurement, we evaluated the gamma-ray logs on the boreholes pdf files. Unfortunately, there are no LAS files of the loggings, so we qualitatively evaluated the gamma-ray variation in different intrusions and volcanic piles. When comparing the gamma profiling with the four types of intrusions classified by the direct methods, we recognized distribution patterns of gamma radiation for each type (Fig. 5.7). Type 1 rocks show the highest gamma-ray values, ranging between 30 and 60 cps. Type 2 group of rocks have intermediate to high values (10-

40 cps). Type 3 corresponds to low-gamma ranges ranging from 5 to 15 cps. Type 4, on the other hand, presents the lowest gamma-ray values, generally below 5 cps (Fig. 5.7).

We were able to classify 155 intrusions using the gamma-ray logs, however, there were still 77 unclassified intrusions (Table 4.1), mainly due to the small thickness, but in some cases due to the lack of gamma-ray logging.

Fig. 5.1. Density distribution plot for selected elements classified by the distribution of measurements (blue) and duplicates (pink).

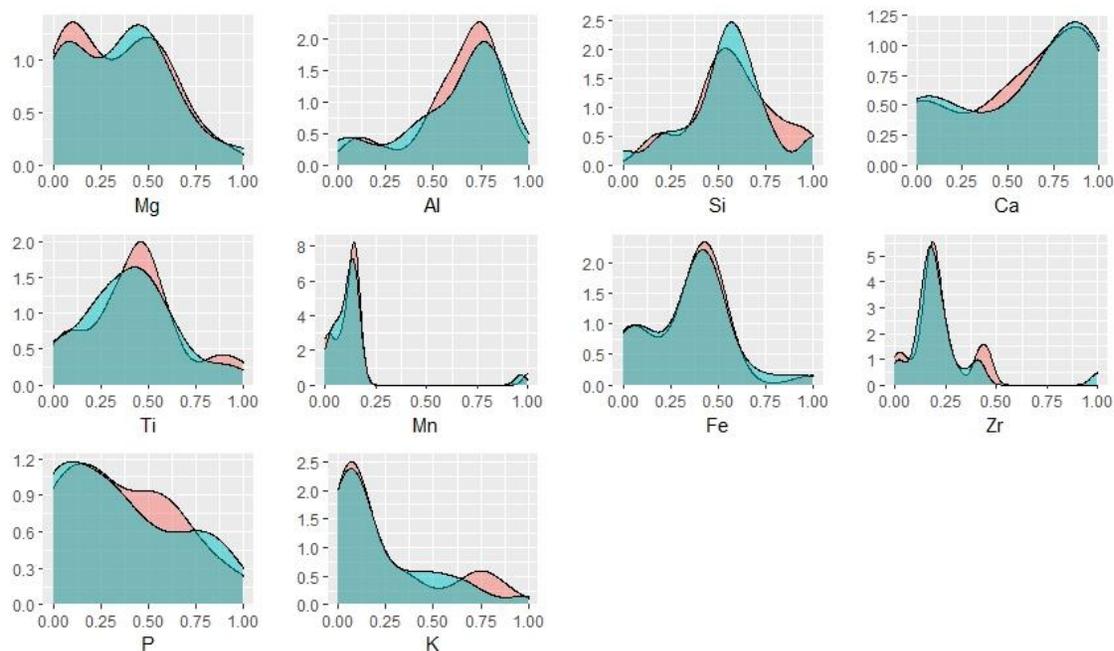


Fig. 5.2. Correlograms between results of samples in 27 intrusions analyzed by both analytical methods. Values refer to Spearman coefficient (ρ).

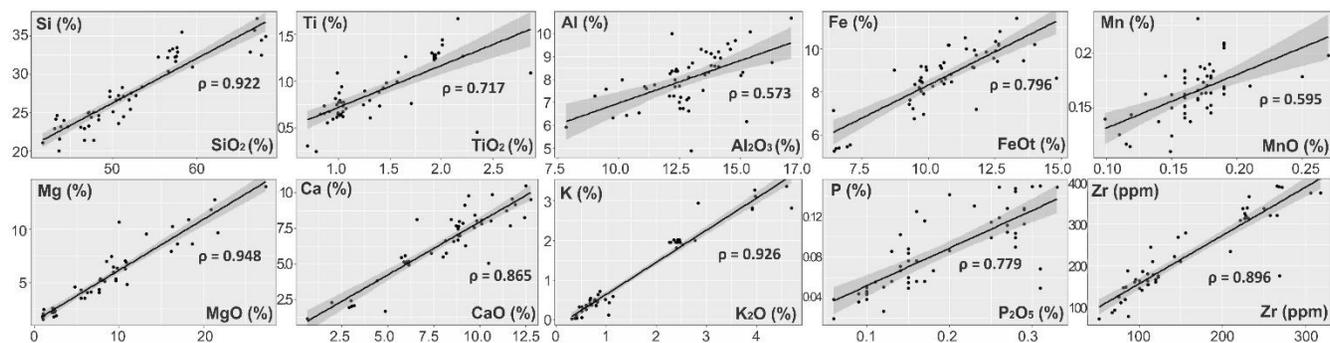


Fig. 5.3. Scatterplots MgO vs. Major elements and Zr.

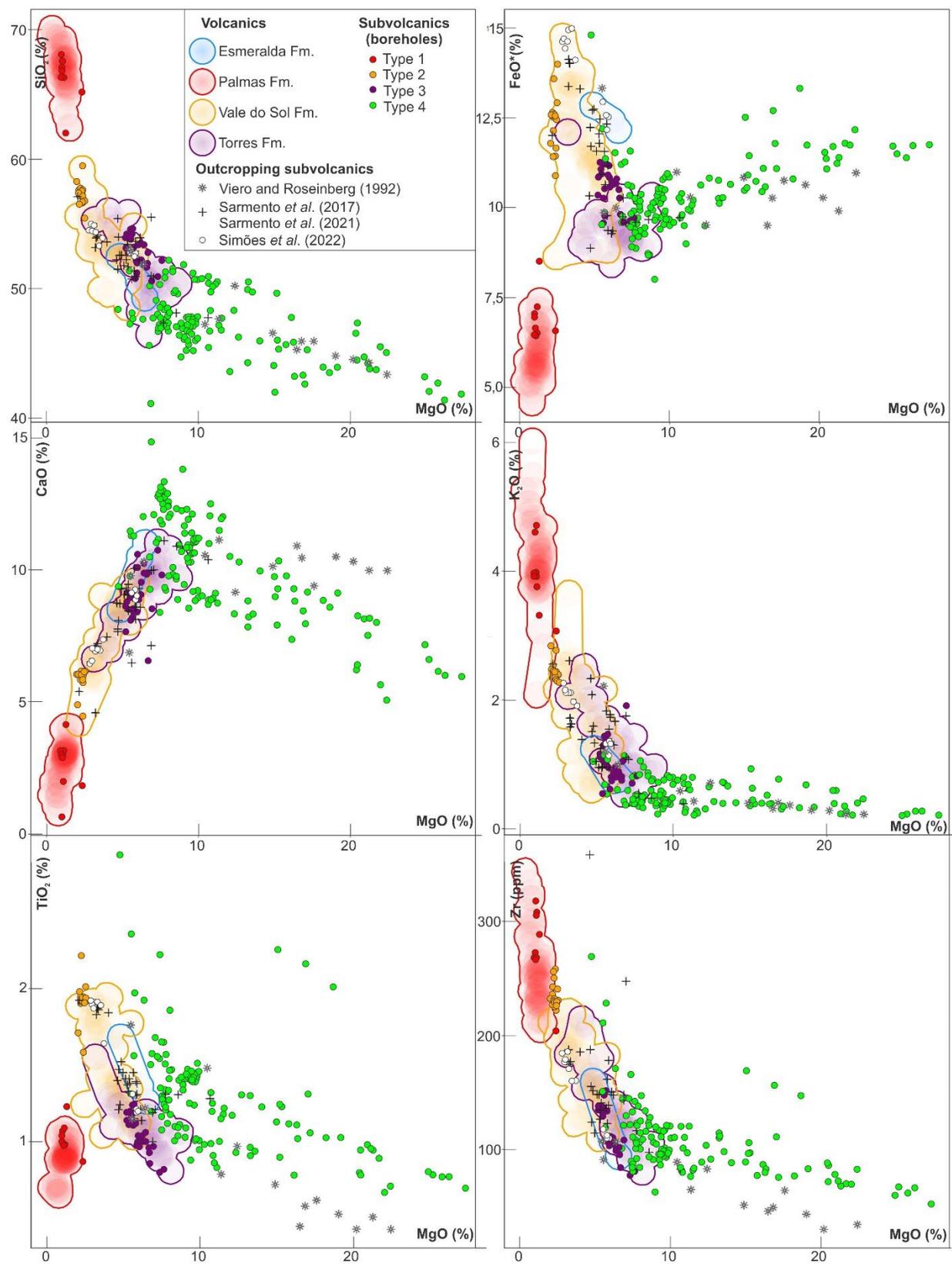


Fig. 5.4. Frequency histograms and statistical summary of major elements and Zr from Serra Geral Group volcanics (Rossetti *et al.*, 2018, 2021), outcropping high-MgO subvolcanics (Sarmiento *et al.*, 2017; Viero and Roisenberg, 1992) and each correspondent type classified in this study. Dashed line corresponds to median.

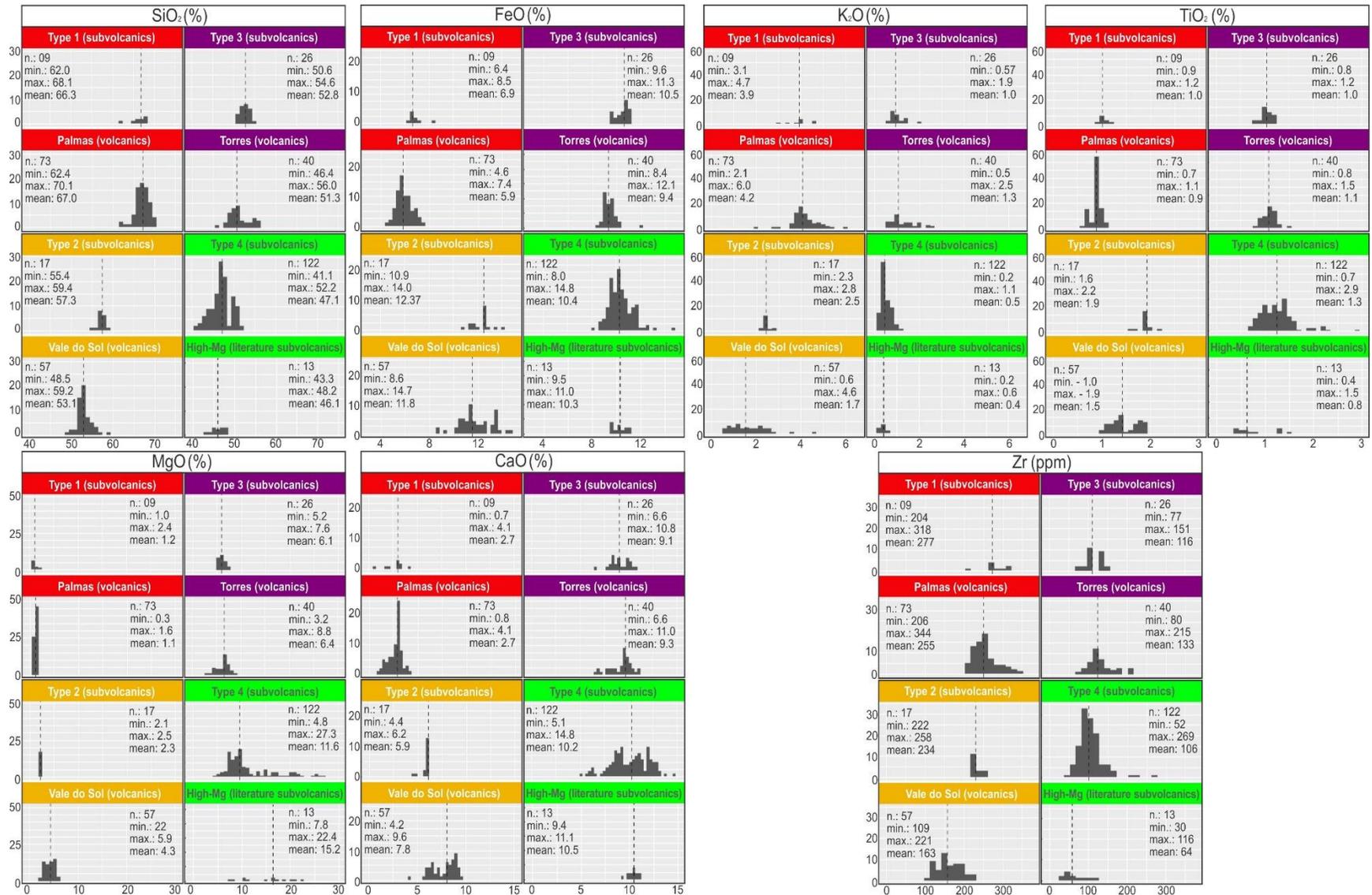


Fig. 5.5. Scatterplots Mg vs. Major elements and Zr.

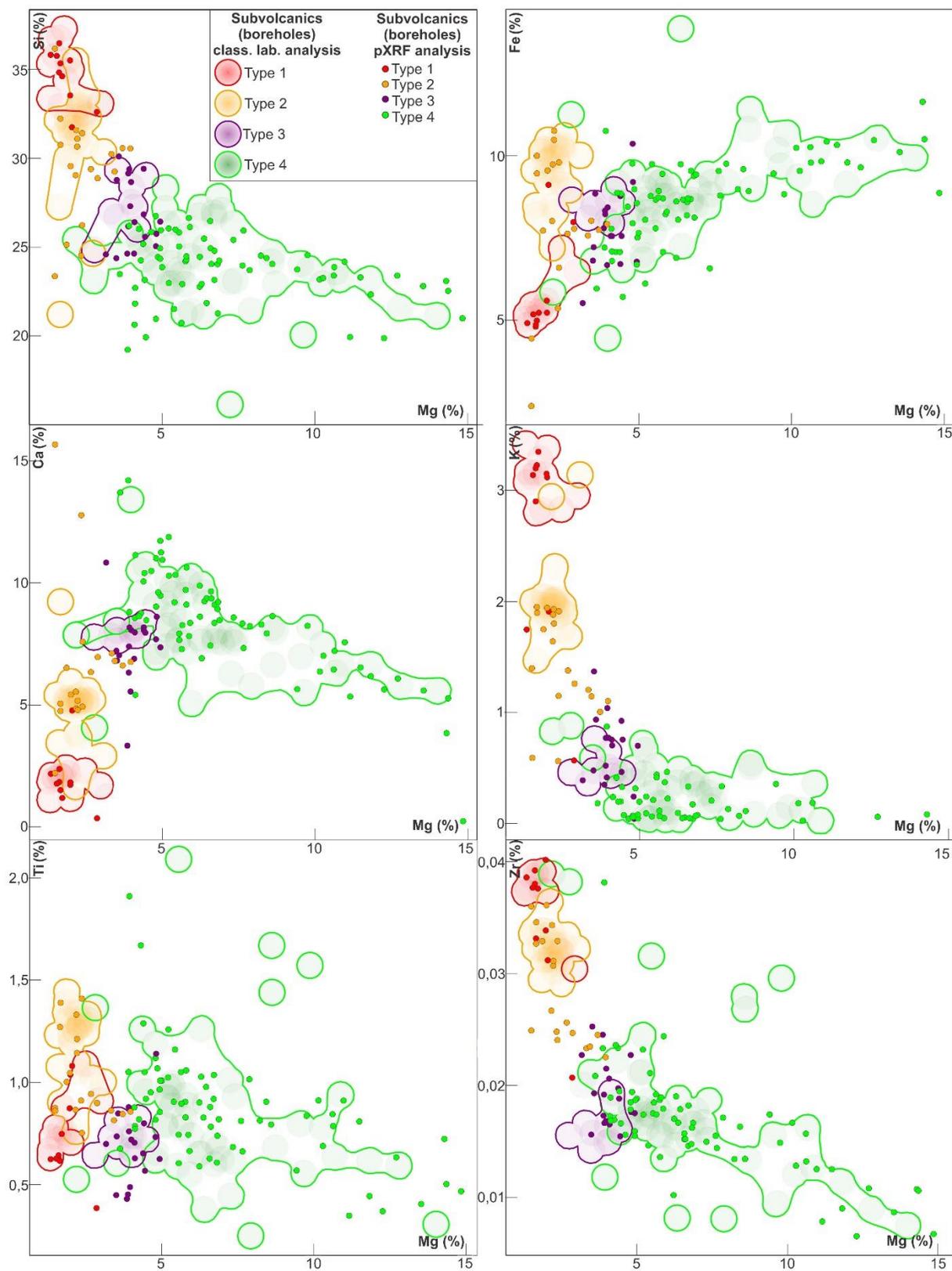
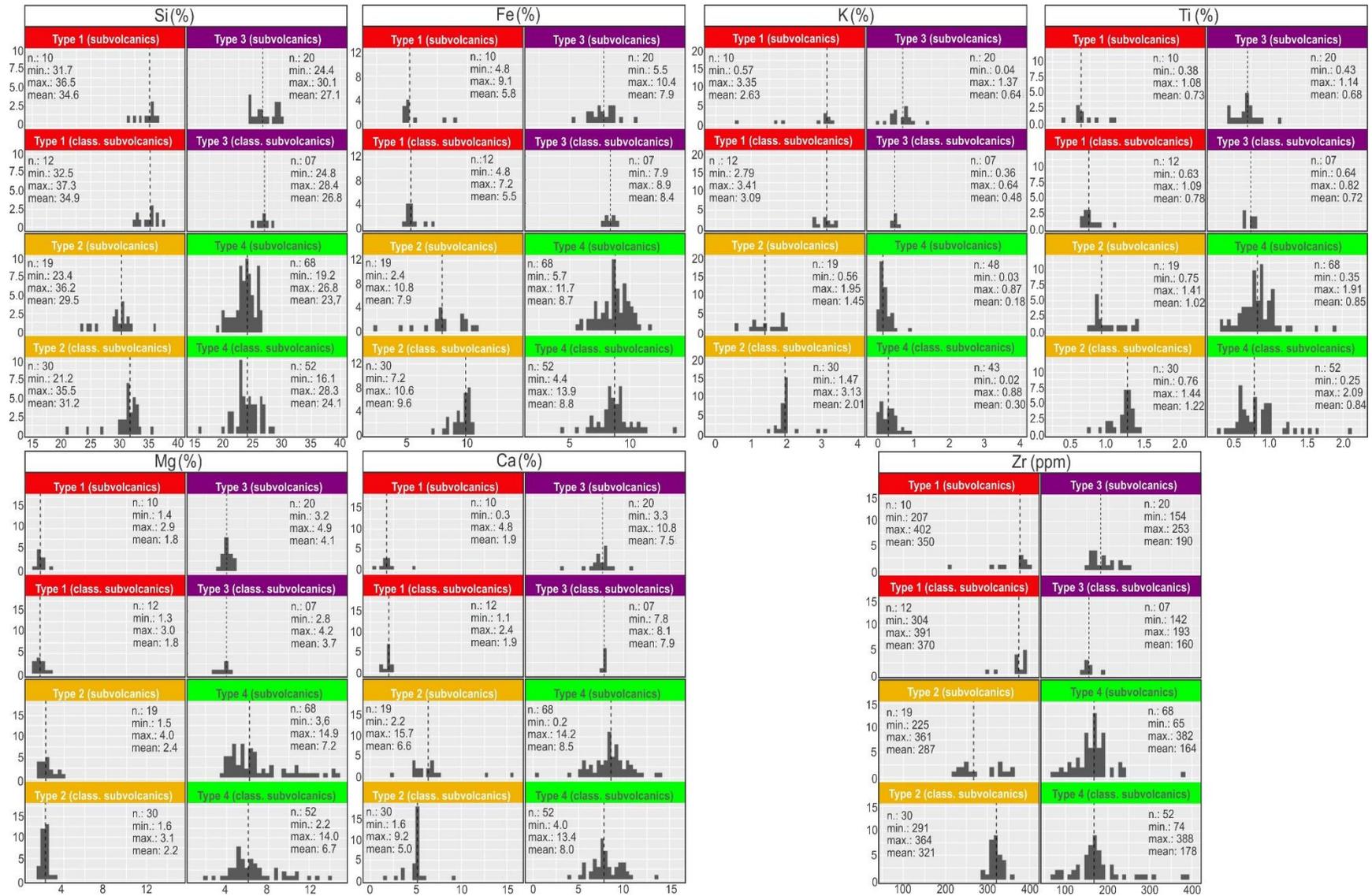


Fig. 5.6. Frequency histograms and statistical summary of major elements and Zr from rocks classified with laboratory analysis that also have pXRF results and rocks classified only with pXRF analysis. Dashed line corresponds to median.



Apêndice D

Excel file with the geochemical, pXRF, magnetic susceptibility and NRM databases:

- 174 laboratorial analyses in subvolcanic rocks intercepted by 57 boreholes from literature (Nakamura *et al.*, 2003; Pinto *et al.*, 2019; Romanini and Albuquerque, 2001);
- 56 analyses of outcropping subvolcanic intrusions in regions close to the study area: Sarmiento *et al.* (2017, 2021) (south hinge Torres Syncline); Simões *et al.* (2022) (Cerro do Coronel region) and Viero & Roisenberg (1992) (Lomba Grande intrusive complex);
- 173 analyses of volcanic rocks from Rossetti *et al.* (2018, 2021);
- 218 pXRF analyses in 64 subvolcanic bodies and volcanic piles intercepted by 47 boreholes;
- 28 magnetic susceptibility measurements from Viero *et al.* (1992);
- 313 magnetic susceptibility measurements from this study, 34 from the basement rocks, 61 from the Paraná basin sedimentary rocks, 218 from Serra Geral Group volcanic and subvolcanic rocks;
- 25 NRM measurements in two volcanic rock samples and twelve subvolcanic rock samples.

Apêndice E

- Leapfrog View links to visualize and interact (rotate, create slices) with the 3D model:
<https://publicscenes.seequent.com/75b4e0b5-a6b8-4dc9-8eed-de723c7022ae>
(Stratigraphic model)
<https://publicscenes.seequent.com/61dc3d9d-219d-49b8-9681-4cb608808078>
(Plumbing system model)

6 ARTIGOS SUBMETIDOS

Acatamos a sugestão da banca de dividir o artigo original “Serra Geral Group plumbing system and geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil): insights from 3D geophysical-geological modeling” em dois. Isso foi necessário para podermos explorar melhor os resultados obtidos e expandir as discussões.

Os tópicos a seguir mostram os resumos e palavras-chave dos dois artigos submetidos à revista *Journal of South American Earth Sciences*.

6.1 Serra Geral Group plumbing system and 3D geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil), part I: revealed from borehole, geochemical and petrophysical data

Morungava region (east of Porto Alegre-RS, Brazil), in the Paraná-Etendeka Large Igneous Province (LIP) southern portion, hosts subvolcanic intrusions of the Serra Geral Group. These intrusions show different compositions, including high-Mg rocks. At the Paraná-Etendeka LIP, only a few examples of high-Mg rocks are known so far. Many studies were conducted in Morungava region, yet several questions concerning the subvolcanic bodies distribution, geometry, composition, and structural framework in the subsurface remain unanswered. Therefore, we built a 3D geological model of the Serra Geral Group sills and their associated stratigraphic framework in the Morungava region through the combined analysis of geological (boreholes and geological maps), petrophysical and chemical data to improve the understanding of these bodies underground. The stratigraphic framework represents the Precambrian basement topography, the Paraná Basin unit's distribution and the Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP) sediments that cover most of the studied area. To classify the Serra Geral Group rocks intersected by the boreholes, we developed a methodology of validation and correlation between three different data sources: laboratorial geochemical data, portable X-ray Fluorescence (pXRF) measurements and gamma-ray logs. Through this methodology we categorized the Serra Geral Group rocks in the Morungava region in three types (1, 2, 3), that show compositional similarities with Palmas, Vale do Sol and Torres Formations, respectively, and a fourth type that could be compared to the Lomba Grande complex and the SSOT dikes.

Keywords: Paraná-Etendeka LIP; Serra Geral Group; Subvolcanic intrusions; 3D geological modeling; Portable X-ray Fluorescence

6.2 Serra Geral Group plumbing system and 3D geological framework in southern Paraná-Etendeka LIP (Brazil), part II: coupling 3D geologic and magnetic models

We built a coupled 3D geophysical-geological model through the combined analysis of aeromagnetic data and a prior 3D geological model of the Morungava region Araújo *et al.* (this issue), located at the Paraná-Etendeka LIP southeastern border in Brazil. The interpretation and modeling of the aeromagnetic data (qualitative and semi-quantitative interpretation, susceptibility inversion, forward modeling and MVI) together with magnetic susceptibility data, complemented the understanding of the Serra Geral Group feeder system in subsurface (spatial distribution, depth and geometry) and also illuminated the crustal framework in different depths. We recognized three major NE elongated geophysical domains (NW, Central and SE) and interpreted them as basement compartments: Tijucas Terrane, Pelotas Terrane and Jaguarão Terrane, respectively. The final integrated 3D geophysical-geological model comprehends the stratigraphic framework and the Serra Geral Group plumbing system. Which in turn, comprises in the study area two dike systems, four subvolcanic complexes, and intrusive ring-complexes with associated nested sills and minor dikes. This is the first time these aeromagnetic data are combined with boreholes and a 3D geological model.

Keywords: Paraná-Etendeka LIP; Serra Geral Group; 3D geophysical-geological modeling; magnetic anomaly; MVI

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo apresentamos o modelo geofísico-geológico 3D da região de Morungava composto pelo embasamento Brasileiro, pelo arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná e pelos corpos subvulcânicos que configuram o sistema alimentador do magmatismo do Grupo Serra Geral. Com isso, esta dissertação de mestrado atingiu o seu objetivo principal de caracterizar a distribuição em subsuperfície das intrusões subvulcânicas, por meio da integração de dados aeromagnéticos, petrofísicos, geológicos e litoquímicos. Além disso, os dados e métodos utilizados permitiram a classificação composicional das rochas subvulcânicas e a identificação de estruturas que controlam as intrusões na área estudada, de forma a alcançar os objetivos específicos propostos.

Contudo, houveram algumas limitações relacionadas aos métodos e dados utilizados:

- A modelagem geofísica foi eficaz para identificar corpos subvulcânicos mais espessos (> 100 m) e com contraste lateral (ex. lopólitos, lacólitos, conduites), porém nenhum dos métodos aplicados reconheceu as soleiras interceptadas pelos furos de sondagem;
- Os dados aeromagnéticos disponíveis são antigos (década 1970) e com espaçamento entre linhas de voo de 1 km, o que afeta a resolução dos *grids* e modelos gerados, principalmente nas porções mais rasas. Levantamentos aeromagnéticos mais recentes e com amostragem menos espaçada possibilitariam o reconhecimento de mais estruturas, de corpos subvulcânicos menores e um maior detalhamento da morfologia desses corpos;
- A ambiguidade é inerente aos modelos geofísicos, portanto, a investigação conjunta com outros métodos, como gravimetria e sísmica, melhorariam as interpretações e modelos, assim como este último método possibilitaria a delimitação da extensão lateral das soleiras;
- Realizamos a classificação composicional das rochas subvulcânicas interceptadas pelos furos em quatro tipos (1, 2, 3 e 4). Para refinar essa classificação e avançar na correlação desses tipos com as rochas vulcânicas, recomendamos a análise dos intervalos sem litoquímica, a descrição petrográfica de alguns desses intervalos, análises isotópicas e datações;
- O modelo geológico gerado não contempla as falhas e seus respectivos rejeitos que existem na área e também não foram modeladas as camadas de carvão. Tendo isso em vista, esse modelo ainda pode ser aprimorado conforme sua aplicação final;

Apesar de não estar no escopo inicial, nós modelamos o embasamento em profundidade (modelagem direta e inversão de dados magnéticos) e identificamos três grandes domínios geofísicos alongados na direção NE (de oeste para leste, Terrenos Tijucas, Pelotas e Jaguarão) e anomalias mais profundas com forma circular, que interpretamos como complexos intrusivos circulares constituintes do magmatismo Serra Geral, sendo centros vulcânicos correlacionáveis com o *Damaraland Igneous complex* e o *East Uruguay igneous complex*. Esses modelos propostos foram desenvolvidos a partir de um longo processo cuidadoso, mas ambiguidades são uma parte natural da interpretação de dados magnéticos. Por isso, recomendamos a realização de outros modelos com dados sintéticos, a modelagem direta em outras seções e a investigação conjunta com outros métodos.

Além da contribuição ao conhecimento à porção sul da província Paraná-Etendeka, este modelo geofísico-geológico 3D integrado pode servir de base para uma ampla gama de aplicações em geociências, desde pesquisas científicas até avaliação da capacidade de armazenamento de CO₂, exploração de *Coalbed Methane* e estudos hidrogeológicos.

REFERÊNCIAS

- ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. C. (coord.). **Projeto a borda leste da bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica**. Relatório final. Porto Alegre: CPRM, 1986. 18 v. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/7898>. Acesso em: 22 abril 2021.
- AHLBERG, J. H.; NILSON, E. N.; WALSH, J. L. The theory of splines and their applications. **Mathematics in science and engineering**. New York: Academic Press, 1967. 283 p. ISBN: 9780080955452 9781282290402 9780120447503.
- ALKEN, P.; THÉBAULT, E.; BEGGAN, C. D.; AMIT, H.; AUBERT, J.; BAERENZUNG, J.; BONDAR, T. N.; BROWN, W. J.; CALIFF, S.; CHAMBODUT, A.; CHULLIAT, A.; COX, G. A.; FINLAY, C. C.; FOURNIER, A.; Gillet, N.; GRAYVER, A.; HAMMER, M. D.; HOLSCHNEIDER, M.; HUDER, L.; ... ZHOU, B. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. **Earth, Planets and Space**, v. 73, n. 01, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 04, p. 325–349, 1986. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1986325349>.
- ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), 1980. 187 p.
- ALMEIDA, V. V.; JANASI, V. A.; HEAMAN, L. M.; SHAULIS, B. J.; HOLLANDA, M. H. B. M.; RENNE, P. R. Contemporaneous alkaline and tholeiitic magmatism in the Ponta Grossa Arch, Paraná-Etendeka Magmatic Province: constraints from U–Pb zircon/baddeleyite and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite dating of the José Fernandes Gabbro and mafic dykes. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 55–65, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.018>.
- ARKANI-HAMED, L. Differential reduction to the pole or regional magnetic anomalies. **Geophysics**, v. 53, n. 12, p. 1592–1600, 1988. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1442441>.
- ARKANI-HAMED, L. Differential reduction to the pole: Revisited. **Geophysics**, v. 72, n. 01, p. 13–20, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.2399370>.
- ASF DAAC. **ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected High Resolution**. 2011. Disponível em: <https://search.asf.alaska.edu/#/>. Acesso em: 25 fev. 2021. DOI: <https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA>.
- BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. **Geophysics**, v.22, n. 02, p. 359–383, 1957. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1438369>.
- BARANOV, V.; NAUDY, H. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. **Geophysics**, v. 29, n. 01, p. 67–79, 1964. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1439334>.
- BASEI, M. A. S.; SIGA, J. R. O.; MASQUELIN, H.; HARARA O. M.; REIS NETO, J. M.; PRECIOZZI, F. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain the Rio

de La Plata craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (ed.) **Tectonic Evolution of South American Platform**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 311-334.

BEATSON, R.K.; CHERRIE, J.B.; MOUAT, C.T. Fast fitting of radial basis functions: methods based on preconditioned GMRES iteration. **Advances in Computational Mathematics**, v. 11, p. 253-270, 1999. DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1018932227617>.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I. G.; PICCIRILLO, M. Flood basalt to rhyolite suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 03, p. 579–618, 1984a. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/25.3.579>.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MARTINEZ, L. A.; MELFI, A. J. Continental flood basalts from the central-western regions of the Paraná plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. **Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen**, v. 154, n. 02, p. 111-139, 1986a.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 04, p. 915-944, 1986b. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.915>.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; STOLFA, D. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. **Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, v. 33, n. 01, p. 25-47, 1984b. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01082300>.

BHATTACHARYYA, B. K. Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. **Geophysics**, v. 34, n. 03, p. 402-423, 1969. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1440019>.

BICCA, M. M.; KALKREUTH, W.; ROSA, A. L.; SIMÃO, G.; LEVANDOWSKI, J.; SILVA, T. F.; ANZOLIN, H. M. Effect of diabase intrusion on the CBM-bearing coalfields of southern Brazil: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, p. 104041, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104041>.

BLACKMAN, R. B.; TUKEY, J. W. The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering — Part I. **The Bell System Technical Journal**, v. 37, n. 1, p. 185–282, 1958. DOI: <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1958.tb03874.x>.

BLAKELY, R. J. **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge University Press, 1996, 464 p.

BLUM, M. L. B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. Orientador: Roberto Alexandre Vitória de Moraes e Augusto Cesar Bittencourt Pires. 1999. 229 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

BOSSI, J. Magmatismo hipoabissal básico gondwânico: un nuevo aporte al reconocimiento de terrenos tectono-estratigráficos en Uruguay. **Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología**, v. 13, p. 34-48, 2006.

BRIGGS, I. C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p.39-48, 1974. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1440410>.

CAVALHEIRO, M. L. D. **Levantamento gravimétrico na Jazida Carbonífera Morungava-Chico Lomã, RS**. 2016. 129 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

CERNUSCHI, F.; DILLES, J. H.; KENT, A. J. R.; SCHROER, G.; RAAB, A. K.; CONTI, B.; MUZIO, R. Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin, Uruguay. **Gondwana Research**, v. 28, n. 02, p. 837–857, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.007>.

CHEMALE, F. Evolução geológica do Escudo sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, Edição CIGO/UFRGS, 2000. p. 13-52.

COOPER, G. R. J. Balancing images of potential-field data. **Geophysics**, v.74, n. 03, L17–L20, 2009. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.3096615>.

COOPER, G. R. J.; COWAN, D. R. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. **Computers & Geosciences**, v. 32, n. 10, p. 1585–1591, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.02.016>.

CORVAL, A.; VALENTE, S.; DUARTE, B. P.; FAMELLI, N.; ZANON, M. Dados petrológicos dos diabásios dos setores centro-norte e nordeste do enxame de diques da Serra do Mar. **Geochimica Brasiliensis**, v. 22, n. 03, p. 159-177, 2008.

COSTA, A. F. U. **Teste e modelagem geofísica das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense**. 1997. 257 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

COWAN, D. R.; COWAN, S. Separation filtering applied to aeromagnetic data. **Exploration Geophysics**, v. 24, p. 429–436, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1071/EG993429>.

COWAN, E. J.; BEATSON, R. K.; FRIGHT, W. R.; MCLENNAN, T. J.; MITCHELL, T. J. Rapid geological modeling. In: Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining International Symposium. 2002, Kalgoorlie. **Abstract Volume [...]**. Kalgoorlie: Australian Institute of Geoscientists Bulletin, 2002. p. 23-25.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Extremo Sudeste do Brasil. Levantamento Aerogeofísico, Magnetometria e Gamaespectrometria: Relatório Final**. Rio de Janeiro: CPRM, 1978. 1 v. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/9870>. Acesso em: 22 abril 2021.

CRUDEN, A. R.; MCCAFFREY, K. J. W.; BUNGER, A. P. Geometric Scaling of Tabular Igneous Intrusions: Implications for and. In: BREITKREUZ, C.; ROCCHI, S. (ed.). **Physical**

Geology of Shallow Magmatic Systems. Cham: Springer International Publishing, 2017. p. 11–38. DOI: https://doi.org/10.1007/11157_2017_1000.

CRUZ, R. F. (org.). **Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul:** escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul. Relatório do Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2019. 173 p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21135>. Acesso em: 15 setembro 2021.

CURTO, J. B.; VIDOTTI, R. M.; BLAKELY, R. J.; FUCK, R. A. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. **Tectonophysics**, v. 655, p. 58–72, 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>.

DELANEY, P. J. V. **Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul.** 1962. 127 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1962. DOI: 10.11606/T.44.2016.tde-29082016-151600.

DENTITH, M.; MUDGE, S. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist.** Cambridge University Press, 2014, 454 p.

DUNCAN, A. R.; NEWTON, S. R.; VAN DEN BERG, C.; REID, D. L. Geochemistry and petrology of dolerite sills in the Huab River Valley, Damaraland, north-western Namibia. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 5, p. 5-17, 1989.

ELLIS, R. G.; DE WET, B.; MACLEOD, I. N. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. *In: Geophysical Conference and Exhibition, 22, 2012, Brisbane: Extended Abstracts [...].* Australian Society of Exploration Geophysicists, 2012, n. 01, p. 1-4.

ELLIS, R. G. Iterative Reweighted Inversion. **Geosoft Technical Note.** Toronto: Geosoft, 2012.

ERNST, R. E.; BOND, D. P. G.; ZHANG, S.; BUCHAN, K. L.; GRASBY, S. E.; YOUNG, N.; EL BILALI, H.; BEKKER, A.; DOUCET, L. S. Large Igneous Province Record Through Time and Implications for Secular Environmental Changes and Geological Time-Scale Boundaries. *In: ERNST, R. E.; DICKSON, A. J.; BEKKER, A. (ed.). Geophysical Monograph Series.* 1. ed. [s.l.] Wiley, 2021. p. 1–26. DOI: <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>.

ERNESTO M.; PACCA, I. G.; HODO, F. Y.; NARDY, A. J. R. Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 64, n. 2-4, p. 153-175, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90035-V).

EWART, A.; MARSH, J. S.; MILNER, S. C., DUNCAN, A. R.; KAMBER, B. S., ARMSTRONG, R. A. Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: introduction, Mafic Lavas and Re-evaluation of Mantle Source Components. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 01, p. 59–105, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egg083>.

EWART, A.; MILNER, S. C.; ARMSTRONG, R. A.; DUNCAN, A. R. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical Evidence of Early Cretaceous Tristan Plume Melts and the Role of Crustal Contamination in the Parana-Etendeka CFB. **Journal of Petrology**, v. 39, n. 02, p. 191–225, 1998. DOI: <https://doi.org/10.1093/etroj/39.2.191>.

EXPLORANIUM: User's Guide KT-9 Kappameter. Toronto: 1997, rev. 1, 88 p.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-Grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 04, p. 375-384, 1995. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995375384>.

FERREIRA, F. J.; DE SOUZA, J.; BONGIOLO, A. B. S.; DE CASTRO, L. G. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. **Geophysics**, v. 78, n. 03, J33–J41, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1>.

FLORISBAL, L. M.; HEAMAN, L. M.; JANASI, V. A.; BITENCOURT, M. F. 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. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.11.007>.

FLORISBAL, L. M.; JANASI, V. A.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S.; MARTELETO, N. S. 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. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.002>.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 01, p. 49-57, 2009.

FULFARO V. J.; SAAD A. R.; SANTOS M. V.; VIANNA R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 04, p. 590-611, 1982.

GALLAND, O.; HOLOHAN, E.; VAN WYK DE VRIES, B.; BURCHARDT, S. Laboratory Modeling of Volcano Plumbing Systems: A Review. *In*: BREITKREUZ, C.; ROCCHI, S. (ed.). **Physical Geology of Shallow Magmatic Systems**. Cham: Springer International Publishing, 2015. p. 147–214. DOI: https://doi.org/10.1007/11157_2015_9.

GARDA, G. M.; SCHORSCHER, J. H.; ESPERANÇA, S. O.; CARLSON, R. W. The petrology and geochemistry of coastal dikes from Sao Paulo State, Brazil: implications for variable lithospheric contributions to alkaline magmas from the Western margin of South Atlantic. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 67, p. 191-216, 1995.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DAY, J. A. Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 251, n. 01–02, p. 1–17, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.004>.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DICKIN, A. P. Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 174, n. 03–04, p. 355–374, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00274-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00274-5).

GOMES, A. S.; VASCONCELOS, P. M. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth-Science Reviews**, v. 220, p. 103716, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716>.

GOMES, C. B.; RUBERTI, E.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; AZZONE, R. G. Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 02, p. 152–168, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.05.003>.

GÓMEZ, J.; SCHOBENHAUS, C.; MONTES, N. E. (compilers). **Geological Map of South America 2018**. Scale 1:5,000,000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil. Paris, 2019.

GRANT, F. S.; DODDS, J. MAGMAP FFT processing system development notes. **Paterson Grant and Watson Limited**, v. 230, 1972.

GUEDES, E. **O enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande, RJ**. 2007. 186 f. Tese (Doutorado em Análise de Bacias, Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

GUILLEN, A.; COURRIOUX, G.; CALCAGNO, P.; LANE, R.; LEES, T.; MCINERNEY, P. Constrained gravity 3D litho-inversion applied to Broken Hill. *In: Geophysical Conference and Exhibition*, 17, 2004, Sydney: **Extended Abstracts [...]**. Australian Society of Exploration Geophysicists, 2004, n. 01, p. 1-6.

HANEY, M.; JOHNSTON, C.; LI, Y.; NABIGHIAN, M. N. Envelopes of 2D and 3D magnetic data and their relationship to the analytic signal: Preliminary results. *In: SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2003. **Expanded Abstracts [...]**. Society of Exploration Geophysicists, 2003. p. 596–599. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1817997>.

HANSEN, J. A numerical approach to sill emplacement in isotropic media: Do saucer-shaped sills represent ‘natural’ intrusive tendencies in the shallow crust? **Tectonophysics**, v. 664, p. 125–138, 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.006>.

HARTMANN, L.; LOPES, W. R.; SAVIAN, J. F. Integrated evaluation of the geology, aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 88, n. 01, p. 75-92, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140495>.

HORN, B. L. D.; OLIVEIRA, A. A.; SIMÕES, M. S.; BESSER, M. L.; ARAÚJO, L. L. **Projeto Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Paraná**. Mapa Geológico. Porto Alegre: SGB/CPRM, 2022. Escala 1:1.000.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/23037>. Acesso em: 01 dezembro 2022.

HUECK, M.; OYHANTÇABAL, P.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S.; SIEGESMUND, S. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *In: SIEGESMUND, S.; BASEI, M.; OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S. (ed.). Geology of Southwest Gondwana*. Cham: Springer, Regional Geology Reviews, 2018. p. 267-302. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_11.

IAG-USP. Magnetização remanente das rochas. 2022 Disponível em: https://www.iag.usp.br/~eder/magnetizacoes_remanentes.pdf. Acesso em: 19 maio 2022.

JEFFERSON, C. W.; HULBERT, L. J.; RAINBIRD, R. H.; HALL, G. E. M.; GRÉGORIE, D. C.; GRINENKO, L. I. **Mineral resource assessment of the Neoproterozoic Franklin igneous events of Arctic Canada: comparison with the Permo-Triassic Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-PGE deposits of Russia.** Geological Survey of Canada, Open File Report 2789, 1994. 48 f.

JERRAM, D. A.; BRYAN, S. E. Plumbing Systems of Shallow Level Intrusive Complexes. *In*: BREITKREUZ, C.; ROCCHI, S. (ed.). **Physical Geology of Shallow Magmatic Systems.** Cham: Springer International Publishing, 2015. p. 39–60. DOI: https://doi.org/10.1007/11157_2015_8.

JERRAM, D. A.; MOUNTNEY, N.; HOLZFÖRSTER, F.; STOLLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 04–05, p. 393–418, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00018-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00018-6).

JOST, H.; HARTMANN, L. A. Província Mantiqueira - Setor Meridional. *In*: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (ed.). **O Pré-Cambriano do Brasil.** São Paulo, Edgard Blucher, 1984. p. 345-368.

KIRSTEIN, L. A.; PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; TURNER, S. P.; HARRIS, C.; MANTOVANI, M. S. M. Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic. **Journal of Petrology**, v. 41, n. 09, p. 1413–1438, 2000. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/41.9.1413>.

KOESTER, E.; BERTOTTI, A. L.; PORCHER, C. C.; LENZ, C.; VIEIRA, D. T.; DAL OLMO-BARBOSA, L.; RAMOS, R. C.; BASTOS, V. A.; PINTO, V. M. A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. *In*: SOMMER, C.; JELINEK, A. (org.). **Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina.** Porto Alegre: SBG, 2021. p. 13-27.

KOESTER, E.; ROISENBERG, A.; FERNANDES, L. A. D.; SOLIANI Jr., E.; NARDI, L. V. S.; KRAEMER, G. Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 02, p. 131- 140, 2001.

KRIGE, D. G. Two-dimensional weighted moving average trend surfaces for ore valuation. **Journal of South African Institute of Mining and Metallurgy**, Johannesburg, p.13-38. 1966.

LEVANDOWSKI, J. H. **Características petrográficas e geoquímicas das camadas de carvão do poço CBM 001-CL-RS, jazida Chico Lomã, e sua relação com o coalbed methane associado.** 2013. 170 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

LI, Y.; OLDENBURG, D. W. 3-D inversion of magnetic data. **Geophysics**, v. 61, n. 2, p. 394-408, 1996. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1443968>.

LI, X. Understanding 3D analytic signal amplitude. **Geophysics**, v. 71, n. 02, p. L13-L16, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.2184367>.

LORD, J.; OLIVER, G. J. H.; SOULSBY, J. A. Landsat MSS imagery of a Lower Cretaceous regional dyke swarm, Damaraland, Namibia: a precursor to the splitting of Western Gondwana.

International Journal of Remote Sensing, v. 17, n. 15, p. 2945–2954, 1996. DOI: <https://doi.org/10.1080/01431169608949120>.

LOWES, F. J. **The International Geomagnetic Reference Field: A "Health" Warning**. IAGA Working Group VMOD. Revised, January 2010. Disponível em: <https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrfw.html>. Acesso em: 22 abril 2021.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da bacia do Paraná no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 01, p. 64-80, 2007.

MACHADO, J. L. F. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. 2005. 124p. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2005.

MANIESI, V.; OLIVEIRA, M. A. F. Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé, PR. **Geochimica Brasiliensis**, v. 11, n. 02, p. 153-169, 1997.

MANTOVANI, M. S. M.; MARQUES, L. S.; DE SOUSA, M. A.; CIVETA, L.; ATALLA, L.; INONOCENTI, F. 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. 01, p. 187–209, 1985. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/26.1.187>.

MARQUES, J. C.; CHEMALE, F.; BRITO, R. S. C.; FRANTZ, J. C.; WILDNER, W.; ROST, M. C. Nd-Sr isotopes and trace element constraints on the source of the basaltic sills from southern Paraná magmatic Province, Morungava region, Brazil. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, 2006, Aracaju. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geologia, 2006, p. 403–407.

MARQUES, L. S. **Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná**. 2001. 85 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

MARQUES, L. S.; BELLINI, G.; DE MIN, A.; PICCIRILLO, E. M. O enxame de diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 04, 1993, Brasília. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1993. p. 3-4.

MARSH, J. S.; SWART, R. The Bero Volcanic Complex: Extension of the Paraná-Etendeka Igneous Province into SW Angola. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 21–31, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.10.011>.

MARZOLI, A., MELLUSO, L., MORRA, V., RENNE, P. R., SGROSSO, I., D'ANTONIO, M., DUARTE MORAIS, L.; MORAIS, E. A. A.; RICCI, G. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 04–05, p. 341–356, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00014-9).

MCMMASTER, M., ALMEIDA, J., HEILBRON, M., GUEDES, E., MANE, M. A., LINUS, J. H. Characterisation and tectonic implications of the Early Cretaceous, Skeleton Coast Dyke Swarm, NW Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 150, p. 319–336, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.010>.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – an introduction. *In*: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (ed.). **The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin**. Instituto Astronômico Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988. p. 1-13.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 02, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J.; SZATMARI, P. Influência do embasamento na evolução de bacias sedimentares: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani e do grupo de Geocronologia e Tectônica da USP para as atividades exploratórias da Petrobrás. *In*: BARTORELLI, A.; TEIXEIRA, W.; BRITO NEVES, B. B. (org.). **Geocronologia e evolução tectônica do continente sul-americano**: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo: Solaris Edições Culturais, 2020. p. 357-391.

MILLER, H. G.; SINGH, V. Potential field tilt; a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics**, v. 32, n. 02-03, p. 213–217, 1994. DOI: [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)

MILLER, R. McG. Paleozoic to Cenozoic. *In*: MILLER, R. McG.; BECKER, T. **The Geology of Namibia**. Windhoek: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey, 2008. v. 3.

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 Insizwa**. 1994. 113 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1994.

MINCATO, R. L. Reavaliação do potencial metalogenético para depósitos de Ni-Cu-EGP, a partir de dados geológicos e geoquímicos da Província Ígnea Continental do Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 11, 2007, Atibaia. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2007. p. 262-265, v. 2.

MINTY, B. R. S. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. **Exploration Geophysics**, v. 22, p. 591- 592, 1991. DOI: <https://doi.org/10.1071/EG991591>.

MUZIO, R.; MORALES, E.; VEROSLAVSKY, G.; CONTI, B. The Arequita formation (Lower Cretaceous): petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 16, n. 01, p. 19-28, 2009. ISSN: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=381740363003>.

MUZIO, R.; SCAGLIA, F.; MASQUELIN, H. Petrochemistry of mesozoic mafic intrusions related to the Paraná Magmatic Province, Uruguay. **International Geology Review**, v. 54, n. 07, p. 844–860, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.588487>.

NABIGHIAN, M. N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, v. 39, n. 01, p. 85–92, 1974. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1440416>.

NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v. 37, n. 03, p. 507–517, 1972. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1440276>.

NABIGHIAN, M. N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. **Geophysics**, v. 49, n. 06, p. 780–786, 1984. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1441706>.

NABIGHIAN, M. N.; GRAUCH, V. J. S.; HANSEN, R. O.; LAFEHR, T. R.; LI, Y.; PEIRCE, J. W.; PHILLIPS, J. D.; RUDER, M. E. The historical development of the magnetic method in exploration. **Geophysics**, v. 70, n. 06, p. 33-61, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.2133784>.

NAKAMURA, K.; SHIBUYA, A.; MATSUMOTO, T.; MASUTA, K.; MURAKAMI, T.; WILDNER, W.; DIAS, A.; LESSA, N.; CHIEREGATI, L. A.; SILVA, P. R. R.; ROMANINI, S. J. **Mineral exploration of the Cu-Ni PGE deposits in the Paraná Basin Southern Brazil: phase ii**. Brasília: CPRM/JICA, 2003. 1 v. Disponível em: https://openjicareport.jica.go.jp/661/661/661_703_11674223.html. Acesso em: 09 março 2021.

NAPRSTEK, T.; SMITH, R. S. A new method for interpolating linear features in aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 84, n. 03, p. JM15-JM24, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1190/geo2018-0156.1>.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; DE OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 01, p. 178-195, 2008.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 03, p. 291-346, 1969.

OLDENBURG, D. W.; PRATT, D. A. Geophysical inversion for mineral exploration: A decade of progress in theory and practice. In: Exploration 07 – 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration, 2007, Toronto. **Proceedings [...]**. 2007, p. 61-95.

OLYMPUS. User's Manual - DELTA Family Handheld XRF Analyzers. Waltham: 2012, 103201-01EN rev. b, 184 p.

OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S.; PHILIPP, R. P.; WEMMER, K.; SIEGESMUND, S. The Nico Pérez terrane of Uruguay and southeastern Brazil. In: SIEGESMUND, S.; BASEI, M. A. S.; OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S. (ed.). **Geology of Southwest Gondwana**. Cham: Springer, Regional Geology Reviews, 2018. p. 161–188. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_7.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE, F.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia Do Camaquã (RS). **Ciência e Natura**, v. 36, n. 03, p. 183–193, 2014. DOI: <https://doi.org/10.5902/2179460X13748>.

PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. *In*: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (ed.). **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism**. Geophysical Monograph Series. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1997. p. 217–245. DOI: <https://doi.org/10.1029/gm100p0217>.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. M. S.; ROGERS, N. W.; TURNER, S. P. 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**, v. 40, n. 03, p. 451-473, 1999. DOI: <https://doi.org/10.1093/petroj/40.3.451>.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 01–02, p. 119–139, 1992. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00301125>.

PESSANO, P. C.; GANADE, C. E.; TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W. Updated map of the mafic dike swarms of Brazil based on airborne geophysical data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 107, p. 103076, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103076>.

PETERSOHN, E.; VASCONCELLOS, E. M. G.; LOPES, K. Petrologia de sills encaixados nas Formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) no estado do Paraná. **Geochimica Brasiliensis**, v. 21, n. 01, p. 58-70, 2007.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; NARDI, L. V. S.; LAFON, J. M. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 02, p. 277-290, 2002.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46 (supl. 1), p. 83-104, 2016. DOI: <http://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>.

PHILLIPS, J. D. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. **ASEG Extended Abstracts**, v. 01, p. 1–4, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1071/ASEG2001ab110>.

PICADA, R. S.; VILLWOCK, J. A.; HABECOST, C. Olivina-diabásio de Lomba Grande, Novo Hamburgo, RS. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 24, 1970, Brasília. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geologia, 1970, p. 345-356, v. 1.

PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A. J.; PINESE, J. P. P.; ZANTADESCHI, P.; DE MIN, A. 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**, v. 89, n. 01–02, p. 19–48, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90058-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90058-F).

PINTO, V. M.; MASSONNE, H. J.; WILDNER, W.; HARTMANN, L. A.; DEBRUYNE, D.; THEYE, T. Chemistry of chromium spinel in high-Mg rocks from the Morungava Intrusion, Cretaceous Paraná Igneous Province, southernmost Brazil. **Mineralogy and Petrology**, v. 113, n. 06, p. 765-782, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00677-9>.

PLANKE, S.; SVENSEN, H.; MYKLEBUST, R.; BANNISTER, S.; MANTON, B.; LORENZ, L. Geophysics and Remote Sensing. *In*: BREITKREUZ, C.; ROCCHI, S. (ed.). **Physical Geology of Shallow Magmatic Systems**. Cham: Springer International Publishing, 2015. p. 131–146. DOI: https://doi.org/10.1007/11157_2014_6.

PORCHER, C. C.; LENZ, C.; KOESTER, E.; BASTOS, V. A.; OLMO-BARBOSA, L. D.; VIEIRA, D. T.; RAMOS, R. C.; PINTO, V. M.; BERTOTTI, A. L.; FERNANDES, L. A. D. O Terreno Pelotas e o Arco Magmático Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, evolução magmática e tectônica. *In*: SOMMER, C.; JELINEK, A. (org.). **Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina**. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 2021. p. 29-42.

PRATT, D. A.; FOSS, C. A.; SHI, Z.; WHITE, A. S.; MCKENZIE, K. B.; GIDLEY, P. R.; MANN, S. Encom ModelVision Pro, Encom AutoMag - the 3D workbench for magnetic and gravity interpretation, Reference Manual. **Encom Technology**, 2007, 504 p.

RAMOS, R. C.; TONIOLO, J. A.; PINTO, G. R.; KOESTER, E. Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-rio-grandense): discussões baseadas em dados geofísicos e de campo. *In*: Simpósio Brasileiro de Geofísica, 06, 2014, Porto Alegre. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geofísica, 2014. DOI: 10.22564/6simbgf2014.125.

RAPOSO, M. I. B.; ERNESTO, M.; RENNE, P. R. Paleomagnetism and dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 108, n. 04, p. 275–290, 1998. DOI: [https://doi.org/10.1016/s0031-9201\(98\)00102-2](https://doi.org/10.1016/s0031-9201(98)00102-2).

REEVES, C. **Aeromagnetic Surveys. Principles, Practice & Interpretation**. Geosoft, 155 p., 2005.

REID, A. B.; ALLSOP, J. M.; GRANSER, H.; MILLETT, A. J.; SOMERTON, I. W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. **Geophysics**, v. 55, n. 01, p. 80-91, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1442774>.

REID, A. B.; EBBING, J.; WEBB, S. J. Avoidable Euler Errors – the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. **Geophysical Prospecting**, v. 62, n. 05, p. 1162 – 1168, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>.

RENNE, P. R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E. M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 144, n. 01–02, p. 199–211, 1996. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(96\)00155-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(96)00155-0).

RENNER, L.C. **Geoquímica de sills basálticos da Formação Serra Geral, sul do Brasil, com base em rocha total e microanálise de minerais**. 2010. 226 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

RIDSILL-SMITH, T. A. Separating aeromagnetic anomalies using wavelet matched filters. **SEG Technical Program Expanded Abstracts**. 1998. [S. l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1998. p. 550-553. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1820491>.

ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3D analytic signal. **Geophysics**, v. 57, n. 01, p. 116–125, 1992. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201410982>

ROISENBERG, A.; MARQUES, J. C.; BACHI, F. A.; FRANTZ, J. C. **Geologia da folha Gravataí: SH.22-X-C-V, escala 1:100.000**. Rio Grande do Sul: UFRGS/CPRM, 2007. 72 p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10456>. Acesso em: 22 abril 2021.

ROMANINI, S. J.; ALBUQUERQUE, L. F (org.). **Aspectos geológicos, geoquímicos e potencialidades em depósitos de Ni-Cu-EGP do magmatismo da Bacia do Paraná**. Porto Alegre: SGB/CPRM, 2000, 69 p. (Série Metais do Grupo da Platina e Associados, n. 21). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/1617>. Acesso em: 22 abril 2021.

ROSSETTI, L. M. M.; HOLE, M. J.; LIMA, E. F.; SIMÕES, M. S.; MILLETT, J. M.; ROSSETTI, M. M. M. Magmatic evolution of Low-Ti lavas in the southern Paraná-Etendeka Large Igneous Province. **Lithos**, v. 400-401, p. 106359, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106359>.

ROSSETTI, L. M. M.; LIMA, E. F.; WAICHEL, B. L.; HOLE, M. J.; SIMÕES, M. S.; SCHERER, C. M. S. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 98–114, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>.

SALEM, A.; WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, J. D.; RAVAT, D.; SMITH, R. Tilt-depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. **The Leading Edge**, v. 26, n. 12, p. 1502-1505, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.2821934>.

SALEM, A.; WILLIAMS, S.; SAMSON, E.; FAIRHEAD, J. D.; RAVAT, D.; BLAKELY, R. J. Sedimentary basins reconnaissance using the magnetic Tilt-Depth method. **Exploration Geophysics**, v. 41, n. 03, p. 198-209, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1071/EG10007>.

SARMENTO, C. C. T.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F. Mafic subvolcanic intrusions and their petrologic relation with the volcanism in the south hinge Torres Syncline, Paraná-Etendeka Igneous Province, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 77, p. 70–91, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.017>.

SARMENTO, C. C. T.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; BARRETO, C. J. S.; ROSSETTI, L. M. M.; LAFON, J. M. Mafic subvolcanic intrusions from the southern Paraná-Etendeka Large Igneous Province, Brazil: Insights from geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopes. **Geological Journal**, v. 56, n. 02, p. 1143–1166, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1002/gj.3993>.

SARMENTO, C. C. T.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; OLIVEIRA, D. S. Corpos hipabissais correlacionados à Formação Serra Geral na região do Cerro do Coronel, RS: geologia e petrologia. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 02, p. 23–44, 2014. DOI: <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400020002>.

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. C.; REIS, A. D.; HORN, B. L. D. Estratigrafia da sucessão sedimentar mesozoica da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. *In*: SOMMER, C.; JELINEK, A. (org.). **Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina**. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 2021. p. 289-304.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais [...]**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41-65.

SEEQUENT. **Geosoft Oasis Montaj® versão 2022.1**. 2022a.

SEEQUENT. Performing Euler Deconvolution, guidelines for eliminating purious solutions. *In: Grav/Mag Interpretation Guided Learning Paths*, 2022b. Disponível em: <https://my.seequent.com/learning/841/845/846>. Acesso em: 19 maio 2022.

SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, n. 03–04, p. 203–240, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>.

SIMÕES, M. S.; SARMENTO, C. C. T.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; ROSSETTI, L. M. M.; KOESTER, E. Petrogenesis of low-Ti dolerite sills from Paraná-Etendeka LIP in Cerro do Coronel region, southernmost Brazil. **International Geology Review**, p. 1–20, 9. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2106585>.

SPECTOR, A.; GRANT, F. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, n. 02, p. 293–3302, 1970. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1440092>.

STANISTREET, I. G.; STOLLHOFEN, H. Onshore equivalents of the main Kudu gas reservoir in Namibia. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 153, n. 01, p. 345–365, 1999. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.21>.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; FILHO, C. V. P.; FERREIRA, F. J. F.; FREITAS, R. C. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 24, n. 02-04, p. 203-227, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.003>.

SYBERG, F. J. R. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. **Geophysical Prospecting**, v. 20, n. 01, p. 47–75, 1972. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00619.x>.

TAKEHARA, L.; LAUX, J.H. **Área de Relevante Interesse Mineral - Batólito Pelotas e Terreno Tijucas**. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2019. 186 p. (Série Províncias Minerais do Brasil, n. 20). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21122>.

TALWANI, M.; HEIRTZLER, J. R. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. *In* PARKS, G. A. (ed.). **Computers in the mineral industries, Part 1**. Stanford University Publications, Geological Sciences, 1964. p. 464-480.

TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. **Journal of Geophysical Research**, v. 64, n. 01, p. 49-59, 1959. DOI: <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>.

THOMPSON, D. T. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. **Geophysics**, v. 47, n. 01, p. 31-37, 1982. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1441278>.

THOMPSON, R. N.; GIBSON, S. A.; DICKIN, A. P.; SMITH, P. M. Early Cretaceous basalt and picrite dykes of the southern Etendeka region, NW Namibia: windows into the role of the Tristan mantle plume in Paraná–Etendeka magmatism. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2049-2081, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2049>.

THOMPSON, R. N.; RICHES, A. J. V.; ANTOSHECHKINA, P. M.; PEARSON, D. G.; NOWELL, G. M.; OTTLEY, C. J.; DICKIN, A. P.; HARDS, V. L.; NGUNO, A.-K.; NIKUPAAVOLA, V. Origin of CFB magmatism: multi-tiered intracrustal picrite–rhyolite magmatic plumbing at Spitzkoppe, western Namibia, during early Cretaceous Etendeka magmatism. **Journal of Petrology**, v. 48, n. 06, p. 1119-1154, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egm012>.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, n. 03, p. 109-115, 2005.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. O Cenozóico Costeiro do Rio Grande do Sul. *In*: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, Edição CIGO/UFRGS, 2000. p. 375-406.

TORQUATO, J. R. Geotectonic correlation between SE Brazil and SW Africa. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 353-363, 1976.

TRUMBULL, R. B.; EMMERMANN, R.; BÜHN, B.; GERSTENBERGER, H.; MINGRAM, B.; SCHMITT, A.; VOLKER, F. Insights on the genesis of the Cretaceous Damaraland igneous complexes in Namibia from a Nd- and Sr-isotopic perspective. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 12, p. 355–367, 2000.

TRUMBULL, R. B.; REID, D. L.; DE BEER, C.; VAN ACKEN, D., ROMER, R. L. Magmatism and continental breakup at the west margin of southern Africa: A geochemical comparison of dolerite dikes from northwestern Namibia and the Western Cape. **South African Journal of Geology**, v. 110, n. 02–03, p. 477–502, 2007. DOI: <https://doi.org/10.2113/gssajg.110.2-3.477>.

TRUMBULL, R. B.; VIETOR, T.; HAHNE, K.; WACKERLE, R.; LEDRU, P. Aeromagnetic mapping and reconnaissance geochemistry of the Early Cretaceous Henties Bay-Outjo dike swarm, Etendeka Igneous Province, Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 40, n. 01–02, p. 17–29, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.006>.

URQUHART, T. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. **SEG Technical Program Expanded Abstracts**, p. 371–372, 1988. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1892383>.

VALENTE, S. C.; CORVAL, A.; DUARTE, B. P.; ELLAM, R. M.; FALLICK, A. E.; MEIGHAN, I. G.; DUTRA, T. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 01, p. 194–201, 2007. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007371194201>.

VALENTE, S. C.; ELLAM, R. L.; MEIGHAN, I. G.; FALLICK, A. E. Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p. 471.

VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, J. D.; GREEN, C. M.; MACKENZIE, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, v. 23, n. 02, p. 116–119, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1651454>

VIERO, A. P. **Petrologia e geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. 1991.** 176 p. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

VIERO, A. P.; ROISENBERG, A. Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 19, n. 01, p. 41-54, 1992. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21321>.

VIERO, A. P.; ROISENBERG, A.; MAGRO, F. H. S. Gravimetria de um corpo hipabissal básico da formação Serra Geral em Lomba Grande, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 18, n. 02, p. 156-160, 1991. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21354>.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O. BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. *In: RABASSA, J. (ed.). Quaternary of South America and Antarctic Peninsula.* A.A. Balkema, Rotterdam. 1986, v.4, p. 79-97.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; VIANA, A. R.; SCHERER, C. M.; BUENO, G. V.; DUTRA, G. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 215–216, p. 74–82, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.004>.

WELLMANN, F.; CAUMON, G. 3-D Structural geological models: concepts, methods, and uncertainties. *In: SCHMELZBACH, C. (ed.). Advances in Geophysics.* Elsevier, 2018. v. 59, p. 1–121. DOI: <https://doi.org/10.1016/bs.agph.2018.09.001>.

WHITE, I. C. **Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil.** Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 300 p., 1908.

WIJNS, C.; PEREZ, C.; KOWALCZYK, P. Theta map: edge detection in magnetic data. **Geophysics**, v. 70, n. 04, p. L39–L43, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1988184>.

WILDNER, W.; BINOTTO, R. B.; FERRARI, V. C.; ANTUNES, L. **Metalogenia das províncias minerais do Brasil: porção sul da Bacia do Paraná, RS.** Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2017. 122 p. (Série Províncias Minerais do Brasil, n. 09). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/19254>. Acesso em 22 abril 2021.

WILDNER, W.; RAMGRAG, G. E.; LOPES, R. C.; IGLESIAS, C. M. F. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2008. Escala 1:750.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10301>. Acesso em: 22 abril 2021.

WON, I. J.; BEVIS, M. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. **Geophysics**, v. 52, n. 02, p. 232-238, 1987. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1442298>.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin. In: LEIGHTON, M. V.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. S.; EIDEL, J. J. (ed.). **Interior cratonic basins**. AAPG Memoir, 1990. v. 51, p. 681-708. DOI: 10.1306/M51530C34.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. Estilos estruturais relacionado às intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 28, n. 04, p. 221-230, 1985.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, 1987, Curitiba. **Atas [...]**. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, 1987, v. 01, p. 441-477.

ZENZRI, H.; KEER, L. M. Mechanical analyses of the emplacement of laccoliths and lopoliths. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 106, n. B7, p. 13781-13792, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1029/2001JB000319>.