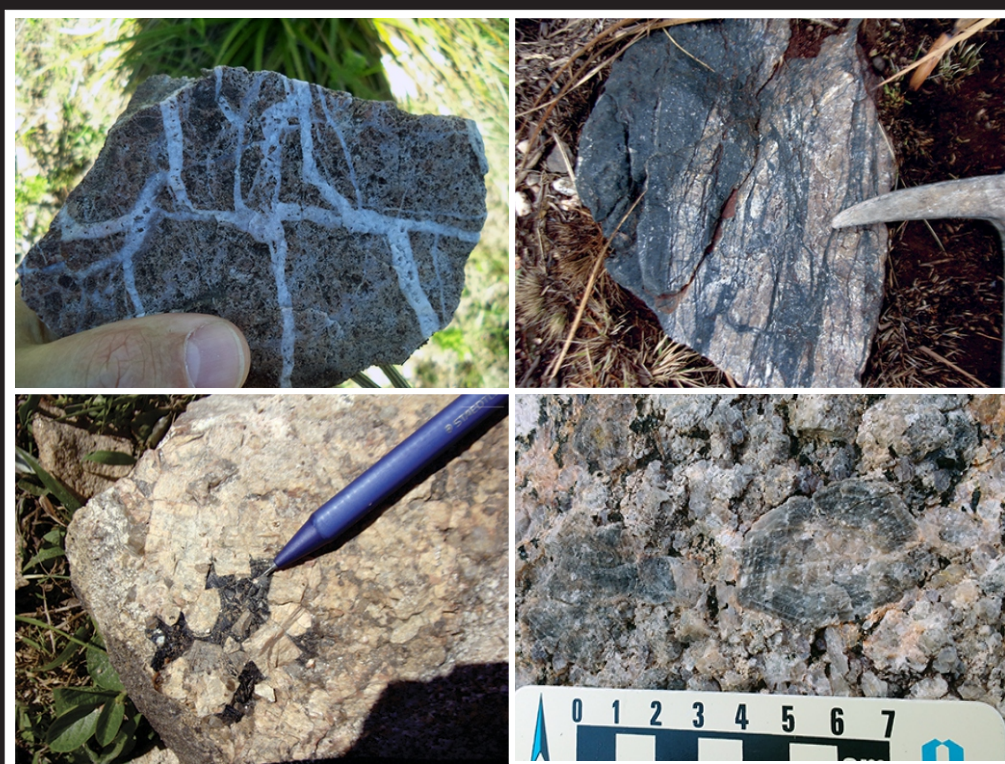


PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

ÁREA DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL BATÓLITO PELOTAS – TERRENO TIJUCAS



INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 20

PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil

ÁREA DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL
BATÓLITO PELOTAS – TERRENO TIJUCAS

ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

INFORME DE RECURSOS MINERAIS
Série Províncias Minerais do Brasil, nº 20

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado

Bento Albuquerque

Secretário Executivo

Marisete Fátima Dadald Pereira

Secretária de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Alexandre Vidigal de Oliveira

**COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS/
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor Presidente

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

José Leonardo Silva Andriotti

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Barcelar Nunes

Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Fernando Pereira de Carvalho

Diretor de Administração e Finanças

Juliano de Souza Oliveira

COORDENAÇÃO TÉCNICA

Chefe do Departamento de Geologia

Lúcia Travassos da Rosa Costa

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Vladimir Cruz de Medeiros

Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Marcelo Esteves Almeida

Chefe da Divisão de Geoquímica

Cassiano Costa e Castro

Chefe do Departamento de Informações Institucionais

Edgar Shinzato

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Hiran Silva Dias

Chefe da Divisão de Cartografia

Fábio Silva da Costa

Chefe do Departamento de Relações Intitucionais e Divulgação

Valter Alvarenga Barradas

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

Washington José Ferreira Santos

Chefe do Departamento de Apoio Técnico

Urquiza de Hollanda

Chefe da Divisão de Editoração Geral

Ricardo Luiz Barreiros Motta

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE

Superintendente

Lucy Takehara Chemale

Gerência de Geologia e Recursos Minerais

Lucy Takehara Chemale

Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Ana Cláudia Viero

Gerência de Hidrologia e Gestão Territorial

Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Gerência de Administração e Finanças

Paulo Ricardo de Fraga Costa

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

**PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil**

**ÁREA DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL
BATÓLITO PELOTAS – TERRENO TIJUCAS**

ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

AUTORES

Lucy Takehara

Jorge Henrique Laux



Porto Alegre
2019

REALIZAÇÃO

Superintendência de Porto Alegre

ORGANIZAÇÃO

Lucy Takehara
Jorge Henrique Laux

CRÉDITOS DE AUTORIA DO TEXTO EXPLICATIVO

1. Introdução

Lucy Takehara
Jorge Henrique Laux

2. Contexto Geológico Regional

Jorge Henrique Laux
Lucy Takehara

3. Interpretação Geofísica

Lucy Takehara
William Ribeiro Lopes
Luiz Gustavo Pinto
Jorge Henrique Laux

4. Associações Tectônicas

Jorge Henrique Laux
Lucy Takehara
Jaime Scandolara

5. Mapeamento Geoquímico

Eduardo Duarte Marques
Lucy Takehara

6. Recursos Minerais

Lucy Takehara
Jorge Henrique Laux
José Luciano Stroppler

7. Conclusões

Lucy Takehara
Jorge Henrique Laux

8. Referências

Ana Lúcia Borges Fortes Coelho
(Organização e Formatação)

MAPAS DE INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA, ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS E DE RECURSOS MINERAIS

Jorge Henrique Laux
José Luciano Stroppler
Carlos Augusto Provenzano
Oscar Luiz Bertoldo Scherer
Lucy Takehara

COLABORAÇÃO TÉCNICA

Andrea Beltrão Finamor
Andrea Sander
Edegar dos Santos Dias
Eduardo Camozzato (in memoriam)
Giana Grupioni Rezende
Jorge Henrique Laux
Luiz Gustavo Rodrigues Pinto
Raquel Barros Binotto
Ricardo Duarte de Oliveira
William Ribeiro Lopes

REVISÃO FINAL

Cassiano Costa e Castro
Luiz Carlos da Silva
Luiz Gustavo Pinto

PROJETO GRÁFICO

CAPA

Washington José Ferreira Santos

EDITORIAÇÃO E DIAGRAMAÇÃO

Supervisão

Raquel Barros Binotto

Diagramação

Alessandra Luiza Rahel

APRESENTAÇÃO

O empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral – ARIM, desenvolvido pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais – DGM, da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é parte da Ação Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil, financiada pelo Programa de Aceleração do Crescimento – PAC. E tem como metas técnicas: (i) dotar o Serviço Geológico do Brasil – CPRM de um documento-síntese útil na planificação do conjunto de suas atividades direcionadas aos recursos minerais; (ii) apresentar aos órgãos de governo envolvidos na formulação, implementação e gestão da política mineral brasileira um termo de referência, de fácil atualização, para orientação de decisões e ações apropriadas; (iii) prover os segmentos da comunidade usuária (administradores regionais e municipais, produtores, entidades de pesquisa, pesquisadores etc.) de um instrumento com interface amigável contendo informações básicas para o estudo e aproveitamento dos recursos minerais brasileiros, normalmente encontradas dispersas e fracionadas. Os dados levantados neste empreendimento consistem em apresentar as características das mineralizações presentes, com informações que podem subsidiar novos investimentos em pesquisa mineral, com possibilidade de geração de novas oportunidades de emprego e renda.

Os resultados obtidos neste empreendimento têm mostrado importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários uma ferramenta básica indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Neste contexto, foi desenvolvido, na Superintendência Regional de Porto Alegre, o Projeto Integração Geológica-Geofísica e Recursos Minerais do Batólito Pelotas e Terreno Tijucas, que abrange uma área de cerca de 60.000 km², localizada na porção centro leste do estado do Rio Grande do Sul, englobando 20 folhas na escala 1:100.000.

As principais atividades deste projeto foram a cartografia geológica segundo a escala 1:500.000, com a utilização de técnicas atualizadas de geoprocessamento e integração geológico-geofísica. O projeto teve como foco principal o estudo dos processos de mineralizações dos depósitos de estanho, tungstênio e chumbo, que foram explorados anteriormente; bem como, descrições das ocorrências de ouro, cromo entre outros.

Os dados levantados foram integrados neste Informe Mineral e em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, bases de dados e mapas temáticos, vinculados ao banco de dados corporativo da CPRM, o GeoSGB, e disponíveis para download no portal www.cprm.gov.br.

ESTEVES PEDRO COLNAGO
Diretor-Presidente

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

CPRM/SGB - Serviço Geológico do Brasil

www.cprm.gov.br
seus@cprm.gov.br

T136 Takehara, Lucy

Área de Relevante Interesse Mineral Integração geológica-geofísica e recursos minerais Batólito Pelotas e Terreno Tijucas; Escala 1:500.000/ Lucy Takehara, Jorge Henrique Laux. – Porto Alegre: CPRM, 2019.

191 p.: il. Color. + arquivos digitais (no domínio da CPRM)

Área de relevante Interesse Mineral

ISBN 978-85-7499-505-2

1. Geologia Econômica. 2. Recursos Minerais. 3. Economia Mineral. 4. Batólito Pelotas. 5. Terreno Tijucas. III. Título..

CDD 553.0981
CDU 553(816.2/4)

Ficha catalográfica elaborada pela Bibliotecária Ana Lúcia B. F. Coelho (CRB 10/840)

Direitos desta edição: CPRM/SGB- Serviço Geológico do Brasil
É Permitida a Reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

RESUMO

O Projeto Batólito Pelotas – Terreno Tijucas abrange uma área de 60.000 km² com 20 folhas cartográficas na escala 1:100.000, as quais foram, integradas em um mapa geológico-geofísico em escala 1:750.00. O projeto está no domínio do Escudo Sul-Rio-Grandense, representado por associação de arco magmático (Batólito Pelotas) e por associações de embasamento retrabalhado e sequências supracrustais (Terreno Tijucas). Este Relatório consiste na integração regional de dados litológicos, estruturais, geoquímicos, geofísicos e de ocorrências minerais, junto com os dados de campo e de laboratório, com o objetivo de caracterizar as mineralizações metálicas presentes na área em termos de sua hierarquização, controles e indicação de áreas potenciais. O entendimento da CPRM é que o aumento de atratividade para a indústria mineral no Estado depende de um melhor conhecimento geológico e geotectônico da área estudada, pois este refletirá no aprimoramento dos estudos de potencialidade mineral. A ausência de minas em operação de bens metálicos, embora existente no passado, torna esta região do estado um *greenfield*. Seções regionais permitiram melhorar a cartografia geológica de forma pontual, auxiliando no entendimento geológico. Os resultados obtidos dos dados litoquímicos e petrográficos mostram que, para um melhor entendimento geotectônico e de algumas áreas específicas, é necessário que seja realizada um mapeamento sistemático. Neste projeto foi estabelecido que a separação entre o Batólito e o Terreno Tijucas se dá pela Anomalia Magnética de Porto Alegre. Nesta definição, o Bloco Encruzilhada faz parte do Terreno Tijucas. O Batólito Pelotas foi separado em cinco suítes: Viamão, Pinheiro Machado, Cordilheira, Cerro Grande e Dom Feliciano. Foi que o Terreno Jaguarão encontra-se separado das demais cinco suítes do Batólito de Pelotas, na parte sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. A assinatura isotópica das amostras disponíveis do Batólito mostra dois padrões de valores de TDM, um ao redor de 2,0 Ga e outro de 1,7 Ga, que sugerem uma assinatura de mistura de fontes para estas rochas, uma placa oceânica com uma provável fonte juvenil (1,1 Ga) e outra arqueana ($\approx 3,0$ Ga) ou paleoproterozóica com proporções diversas. As mineralizações exploradas no Batólito Pelotas e Terreno Tijucas apresentam uma relação com rochas vulcânicas com formação de depósitos epitermais em uma frequência maior que o apontado até agora para a região. Estes dados também indicam que o Batólito Pelotas, principalmente na parte norte do mesmo, corresponde a porção mais superior de um arco magmático dada pela presença de grande quantidade de rochas vulcânicas e de granitos de epizona.

ABSTRACT

The Batolito Pelotas - Tijucas Terrain Project is an integrated geological-geophysical map at scale 1:750.00, comprising 20 cartographic sheets at the scale 1:100,000, which covers an area of 60,000 km². The project is located in the Sul-Riograndense Shield, represented by association of magmatic arc (Batolito Pelotas) and by associations of the reworked basement and supracrustal sequences (Tijucas Terrain). This report consists of regional integration of lithological, structural, geochemical, geophysical and mineral occurrence data, together with field and laboratory data. The aim of this study is to characterize the metallic mineralization and its controls. The absence of mines in operation of metallic assets, although existing in the past, points to greenfield area. However, a better geological and geotectonic knowledge of the studied area can increase the attractiveness for the mineral industry, since this study could improve the understanding of mineral potentiality. Many regional sections have been done that improved the geological mapping and its understanding. The obtained results from the lithochemical and petrographic data show that in some specific areas is necessary a systematic mapping for a better geotectonic understanding. In this project, it was established that the separation between the Batolito Pelotas and the Tijucas Terrain is limited by the Porto Alegre Magnetic Anomaly. Following definition the Encruzilhada Block is part of the Tijucas Terrain. The Batolito Pelotas comprises five suites: Viamão, Pinheiro Machado, Cordillera, Cerro Grande and Dom Feliciano. It was also adopted the separation of the Jaguarão Block, In the southeastern part of the Sul-Riograndense Shield occurs the Jaguarão Terrane as separated unit. The isotopic signature of the available Batolito Pelotas samples shows two patterns of TDM values, one around 2.0 Ga and another of 1.7 Ga, indicating a signature of mixed sources for these rocks, an oceanic plate with a probable source juvenile (1.1 Ga) and another Arquean ($\approx 3,0$ Ga) or Paleoproterozoic. The mineralizations explored in the Batolito Pelotas and Tijucas Terrain have a relationship with volcanic rocks, indicating that epithermal deposits may be present in a more common way than the one pointed so far for the region. These data also indicate that northern part of the Batolito Pelotas corresponds to an upper portion of continental magmatic arc by the presence of great amount of volcanic rocks and of epizonal granites.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	11
2. CONTEXTO E TECTÔNICA REGIONAL	15
2.1. TERRENO TAQUAREMBÓ	19
2.2. TERRENO SÃO GABRIEL	19
2.3. TERRENO TIJUCAS	19
2.4. BATÓLITO PELOTAS	21
2.5. TERRENO JAGUARÃO	23
3. INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA	24
3.1. AEROMAGNETOMETRIA	25
3.2. AEROGAMAESPECTROMETRIA	29
3.3. GRAVIMETRIA	35
3.4. INVERSÃO DO VETOR DE MAGNETIZAÇÃO E INVERSÃO GRAVIMÉTRICA	36
4. ASSOCIAÇÕES LITOTECTÔNICAS	41
4.1. TERRENO TIJUCAS	41
4.1.1. Complexo Porongos	41
4.1.2. Suíte Cordilheira	47
4.2. BLOCO ENCRUZILHADA	53
4.2.1. Suíte Piquiri	53
4.2.2. Suíte Encruzilhada do Sul	55
4.3. BATÓLITO PELOTAS	60
4.3.1. Suíte Viamão	60
4.3.2. Suíte Pinheiro Machado	66
4.3.3. Suíte Cerro Grande	72
4.3.4. Suíte Dom Feliciano	78
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL	84
5.1. TERRENO TIJUCAS	84
6. GEOQUÍMICA REGIONAL	91
6.1. MAPEAMENTO GEOQUÍMICO POR SEDIMENTOS DE CORRENTE	91
6.2. MÉTODO DE TRABALHO	91
6.2.1. Trabalhos de Campo	91
6.2.2. Análises químicas	92
6.2.3. Representação e simbologia dos mapas unielementares e multielementares	92
6.3. RESULTADOS OBTIDOS	94
6.3.1. Sumário estatístico	94
6.3.2. Distribuição dos elementos	95
6.3.2.1. Distribuição dos elementos maiores	104
6.3.2.2. Distribuição dos elementos menores e traços	105
6.3.3. Considerações do ambiente supergênico da região sobre amostragem geoquímica	108
6.4. INTERPRETAÇÕES DOS DADOS GEOQUÍMICOS SEGUNDO A ESTATÍSTICA BIVARIADA E MULTIVARIADA	109
6.4.1. Análise de correlação (estatística bivariada)	109
6.4.2. Análise estatística multivariada (análise de principais fatores)	109
6.5. GEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE: CONCENTRADOS DE MINERAIS PESADOS	117
7. RECURSOS MINERAIS	123
7.1. PROJETOS METALOGENÉTICOS ANTERIORES	123
7.2. BENS MINERAIS METÁLICOS	123
7.2.1. Chumbo	123
7.2.1.1. Mina Galena em Amaral Ferrador	124
7.2.1.2. Ocorrência Martelo Perdido (Santana da Boa Vista – RS)	132
7.2.1.3. Demais Ocorrências	134
7.2.2. Estanho	134
7.2.2.1. Província Estanífera Cerro Branco – Campinas	136
7.2.2.2. Outras ocorrências de cassiterita	142
7.2.3. Cobre	143
7.2.4. Tungstênio	148
7.2.5. Ouro	153
7.2.6. Cromo	154
7.2.7. Molibdenita	155
7.3. BENS MINERAIS ENERGÉTICOS	155
7.3.1. Carvão	156
7.3.2. Turfa	157
7.4. OUTROS BENS MINERAIS NÃO METÁLICOS	157
7.4.1. Berilo	158
7.4.2. Calcários	158
7.4.3. Caulim	158
7.4.4. Fluorita	159
7.4.5. Quartzo-feldspato	159
7.4.6. Materiais de construção	159
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	161
9. REFERÊNCIAS	166
ANEXOS	187
ANEXO I: MAPA DE INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA	188
ANEXO II: MAPA DE ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS E DE RECURSOS MINERAIS	190

1. INTRODUÇÃO

ÁREA DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL BATÓLITO PELOTAS - TERRENO TIJUCAS

ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

O projeto Batólito Pelotas – Terreno Tijucas faz parte de um novo estágio de desenvolvimento da geologia no Brasil, com levantamento de informações geológicas multidisciplinares relevantes na área de recursos minerais, denominado de Área de Relevante Interesse Mineral – ARIM. No estado do Rio Grande do Sul, esse estudo do potencial metalogenético foi desenvolvido na sua porção centro-sudeste, com intuito de fomentar o setor mineral.

A ARIM Batólito Pelotas – Terreno Tijucas compreende 20 folhas cartográficas na escala 1:100.000, abrangendo uma área de 60.000 km² (Figura 1). A área de estudo pode ser acessada a partir de Porto Alegre, por duas vias principais, BR-290 e BR-116, as quais têm diversas vias secundárias (Figura 2).

Na década de 1990, a área de estudo foi objeto de trabalho do Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil, com mapeamento em escala de 1:250.000. Foram mapeadas as folhas de Cachoeira do Sul (PORCHER; LOPES, 2000), Pedro Osório (RAMGRAB; WILDNER, 2000) e Porto Alegre (RAMGRAB, et al., 1997); onde foram realizados estudos metalogenéticos e previsionais sistemáticos

(CAMOZZATO, 1987; RAMGRAB; WILDNER, 2000; SILVA; RAMGRAB, 1986). Este levantamento da CPRM foi acompanhado por trabalhos de prospecção e pesquisa mineral em áreas mineralizadas (SZUBERT, et al., 1976; CORREA, 1986; GRAZIA, 1997; entre outros). Ainda, ressaltam-se aqueles trabalhos realizados pela academia nas áreas mineralizadas, como nos depósitos de estanho (FRANCO, 1944; LEINZ; PINAGEL, 1945; TESSARI; PICADA, 1966; entre outros).

O projeto está no domínio do Escudo Sul-riograndense (ESRG), formado por processos de geração e deformação da crosta continental durante dois ciclos orogênicos principais, o Transamazônico (2,26 – 2,00 Ga) e o Brasileiro (900 – 535 Ma) (por ex.: HARTMANN, et al., 2007). A área de estudo engloba dois terrenos tectônicos formados durante o Neoproterozoico, a leste do ESRG, representados por associação de arco magmático (Batólito Pelotas) e por associações do embasamento re-trabalhado, rochas graníticas brasileiras e sequências supracrustais (Terreno Tijucas) (JOST; BITENCOURT, 1980; FERNANDES, et al., 1995; CHEMALE JUNIOR., 2000; HARTMANN, et al., 2007).

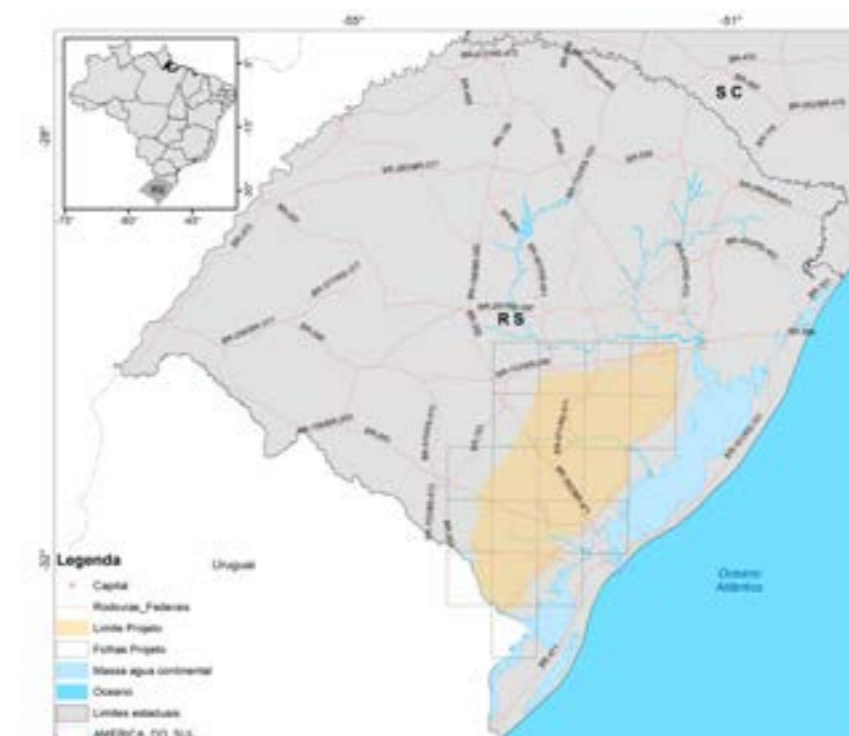


Figura 1 - Mapa de localização da área do projeto no estado do Rio Grande do Sul. A parte hachurada em laranja compreende a área do presente projeto.



Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo com as principais vias de acesso e estradas vicinais.

Do ponto de vista geológico e metalogenético, a área já teve exploração econômica de bens minerais, todas minas de pequeno porte, atualmente fechadas. Dentre essas explorações, podemos destacar mineralizações de: estanho, tungstênio e chumbo no Batólito Pelotas. Enquanto que no Terreno Tijucas houve minas de estanho e tungstênio, além de diversos estudos sobre as ocorrências de cobre; bem como, sobre os indícios e/ou ocorrências de ferro, chumbo, zinco, entre outros.

O estado do Rio Grande do Sul é conhecido pelos depósitos de carvão mineral distribuídos em diversos municípios, conforme pode ser visto na Figura 1.3. Os dados de processos para pesquisa de recursos

minerais do DNPM para o estado, nos dois últimos anos (Figura 3 e Figura 4). A variação observada nas áreas requeridas entre maio de 2015 e janeiro de 2017, indicam interesse de empresas na área de estudo (Figura 4), cujos projetos poderão vir a apresentar viabilidade econômica.

Este Informe Mineral consiste na integração regional de dados litológicos, estruturais, geoquímicos, geofísicos e de ocorrências minerais, que junto com dados de campo e de laboratório, resultou nos produtos cartográficos em anexo, tais como: (i) Mapa geológico em escala 1:500.000; (ii) Mapa de recursos minerais e associações tectônicas em escala 1:500.000; e (iii) Mapa de detalhe da Mina Campinas.

O projeto visou o levantamento bibliográfico dos dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e geocronológicos, procurando estabelecer uma base integrada, juntamente com as informações de campo obtidas nesse projeto. Estas informações permitiram identificar as principais litologias, estruturas, feições e processos geológicos envolvidos na gênese das jazidas e bens minerais conhecidos no Batólito Pelotas – Terreno Tijucas. E também foram visitados os depósitos existentes com intuito de conhecer as suas características e elaborar um estudo metalogenético. O enfoque metalogenético será de caracterizar essas mineralizações conhecidas, descrevendo as tipologias, controles regionais (magmáticos, estratigráficos, sedimentológicos, metamórficos,

tectônicos, entre outros); e os processos e períodos mineralizantes, quando possíveis.

O entendimento da CPRM é que o aumento de atratividade para a indústria mineral no Estado depende de um melhor conhecimento geológico e geotectônico da área estudada, pois este refletirá no aprimoramento dos estudos de potencialidade mineral do Estado. A ausência de minas em operação de bens metálicos, embora existente no passado, torna esta região do estado um *greenfield*. Os dados obtidos permitem estabelecer um quadro geológico/metalogenético atualizado para a área envolvendo o Batólito Pelotas e o Terreno Tijucas. E poderá servir de base para fomentar trabalhos futuros em recursos minerais para esta região.

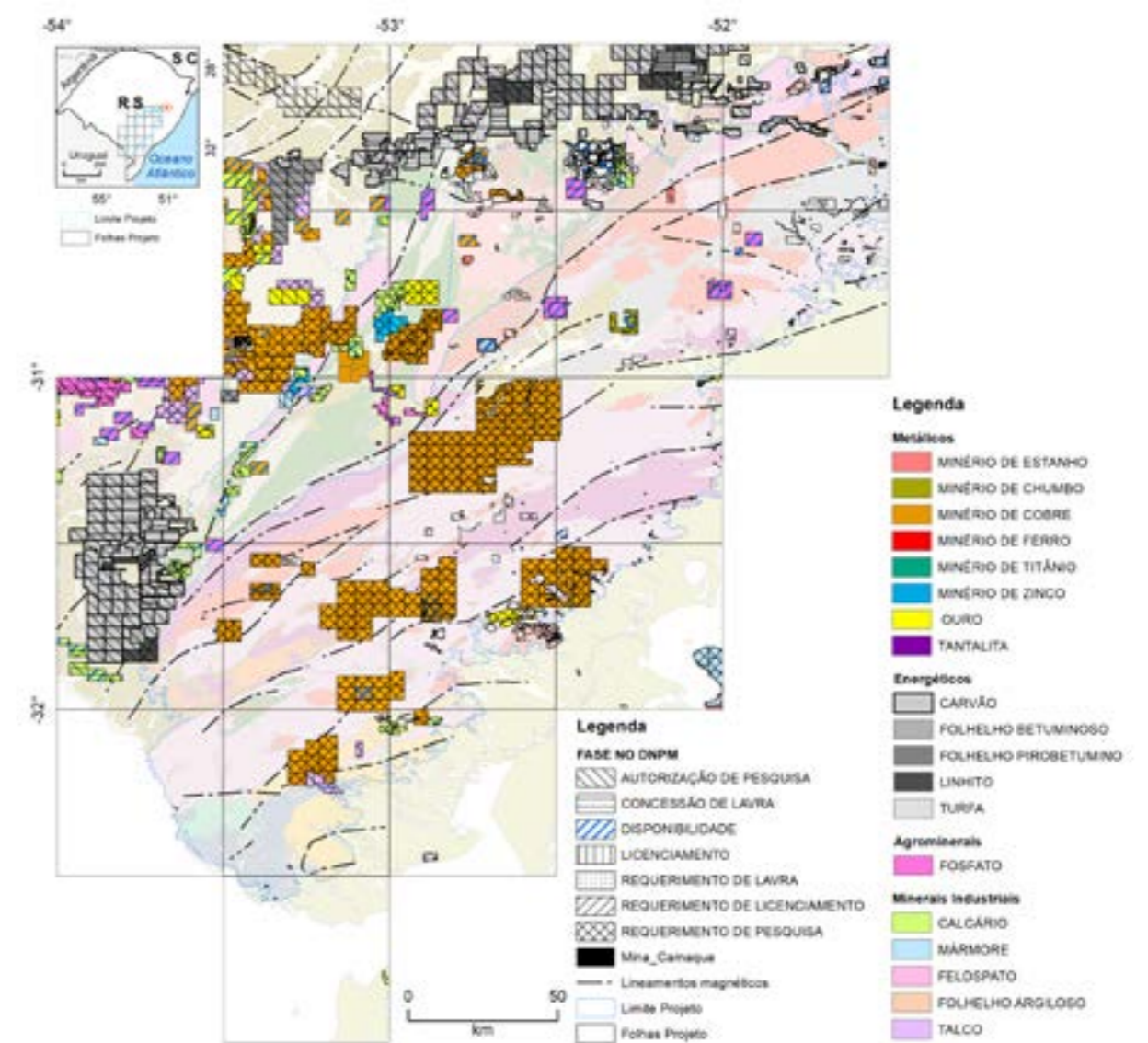


Figura 3 - Distribuição das áreas de pesquisa com processo no DNPM para a área de estudo (BRASIL, 2017). Sugestão: colocar o limite da área estudada no presente projeto.

2. CONTEXTO E TECTÔNICA REGIONAL

O projeto está inserido ao sul da Província Mantiqueira (Figura 5), localizado na região geológica/geográfica conhecida como Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG).

O escudo compreende a porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, entre as coordenadas aproximadas de 30°00' e 32°30' S e de 51°30' e 54°45' W (Figura 6).

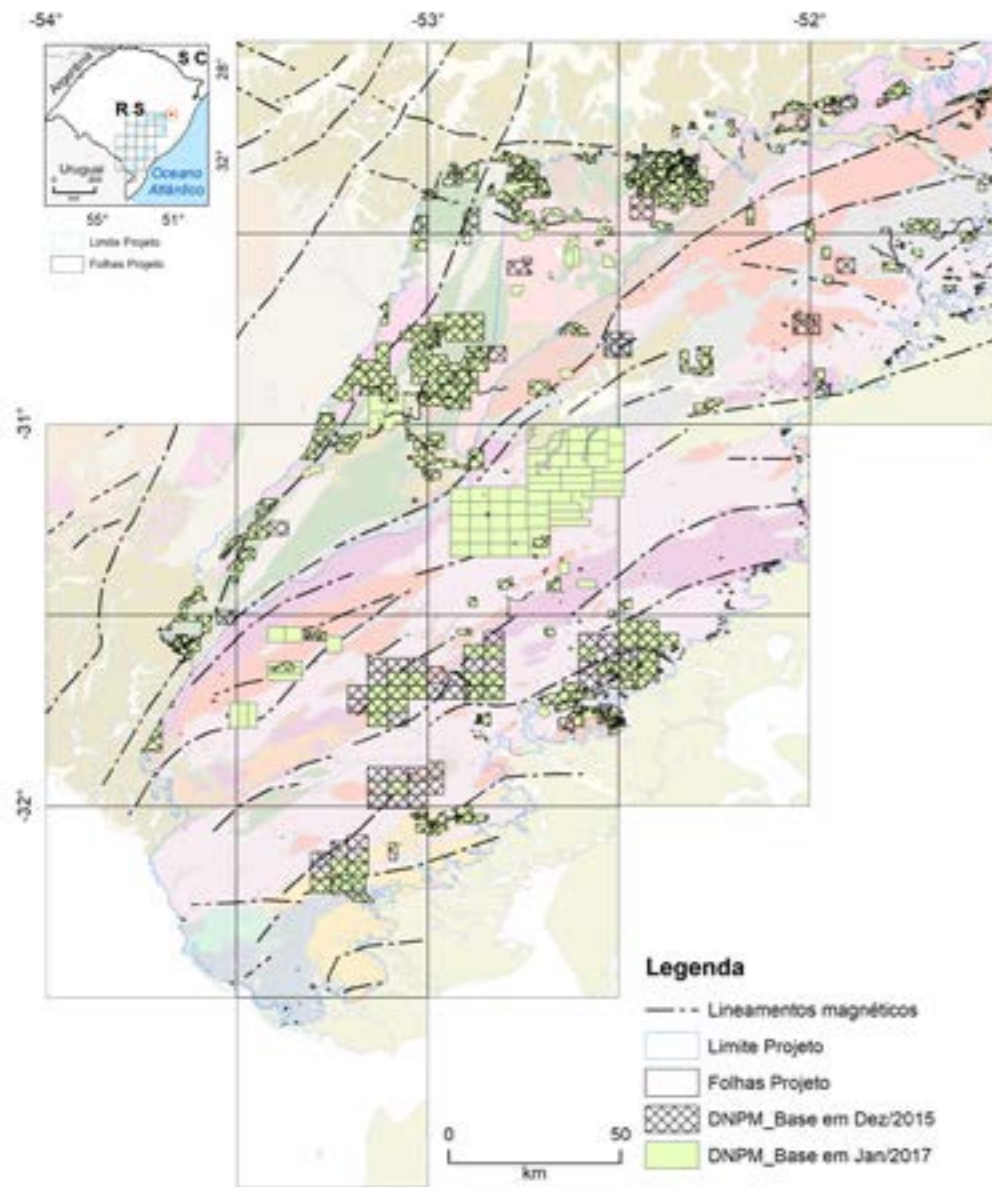


Figura 4 - Prospectos de recursos minerais metálicos disponíveis na base do DNPM de Mai/2015 e Jan/2017 (BRASIL, 2017), os quais estão distribuídos na área de estudo do projeto.

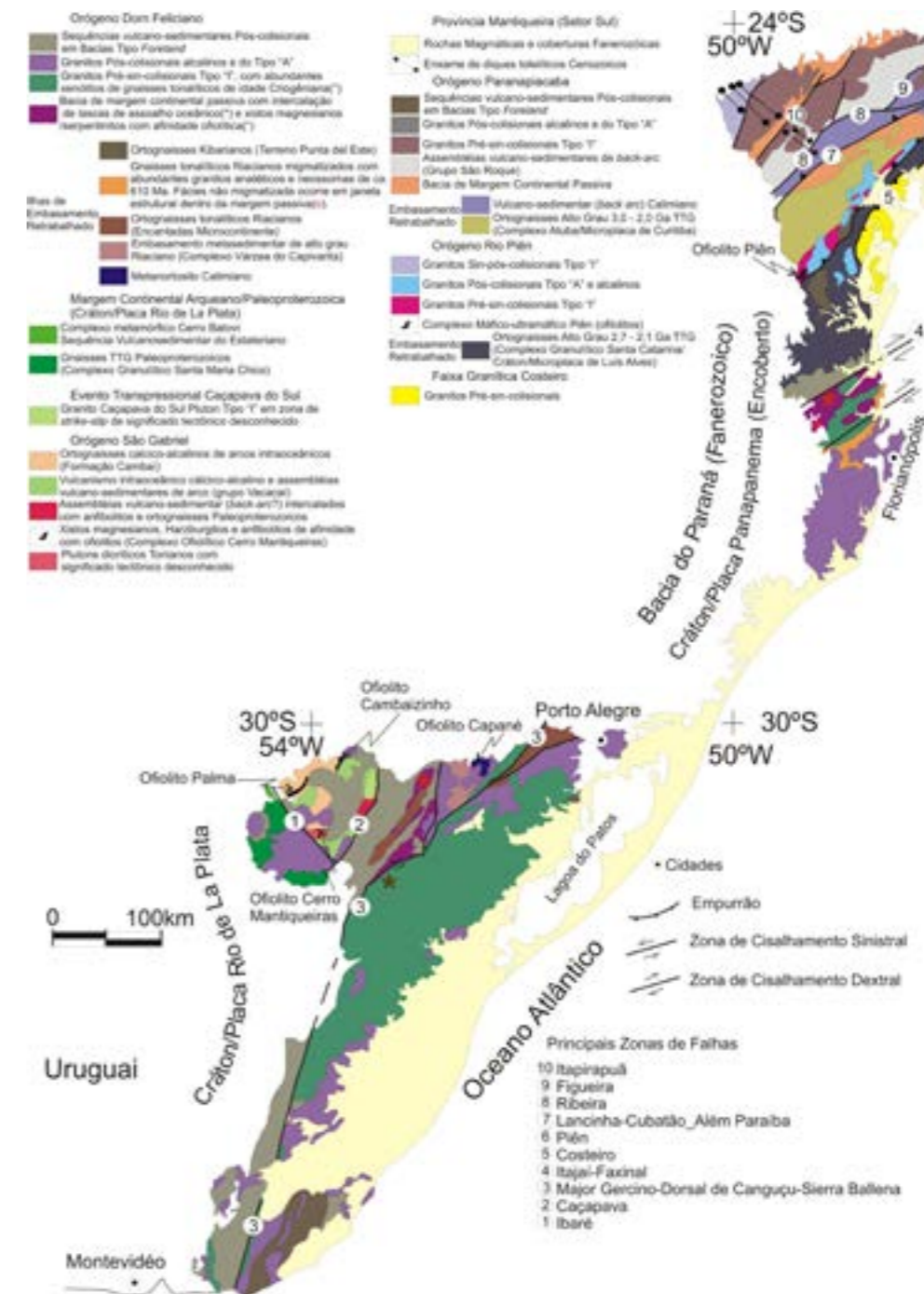


Figura 5 - Mapa Geológico da Província Mantiqueira Meridional (modif. de (SILVA et al., 2005).

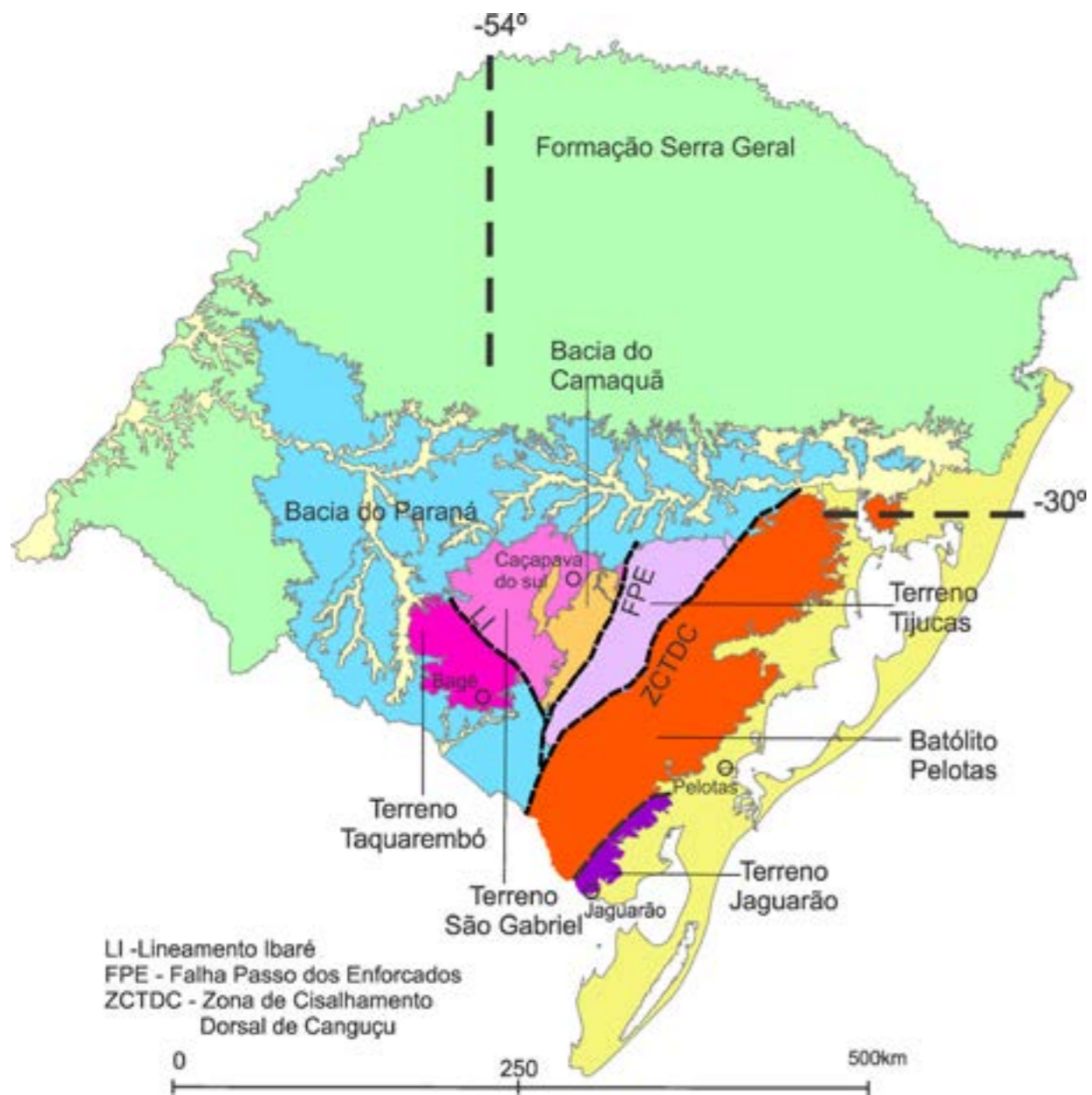


Figura 6 - Mapa dos domínios geotectônicos do Rio Grande do Sul, modificado de (WILDNER et al., 2008). As linhas tracejadas indicam as estruturas regionais limítrofes das unidades tectono-estratigráficas.

A área de estudo abrange a porção leste do escudo, relacionada ao Terreno Tijuca e ao Batólito Pelotas.

O ESRG situa-se no sudoeste do Gondwana e compreende associações de rochas geradas durante o Paleoproterozoico ao Eo-Paleozoico, formado por processos de amalgamação entre os crátons do Rio de La Plata, Kalahari e possivelmente o Cráton do Congo durante o Neoproterozoico (FERNANDES, et al., 1992; BASEI, et al., 2000; CHEMALE JÚNIOR, 2000; HARTMANN, et al., 2007; PHILIPP, et al., 2016).

Devido a essa complexa evolução, o ESRG possui diversos modelos envolvendo essa colagem orogênica, que diferem quanto à sequência de eventos tectônicos, número, natureza e idade dos terrenos acrescidos e polaridade das subduções.

Essas associações de rochas estão recobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e pelos sedimentos quaternários encontrados ao longo das principais drenagens.

Por meio da análise dos dados aeromagnetométricos, pode-se diferenciar no ESRG o domínio de lineamentos de direção preferencial NE-SW. As estruturas NW-SE ocorrem como estruturas secundárias (Figura 7). Algumas das anomalias magnéticas estendem-se em profundidade (COSTA, 1997), as quais limitam os terrenos principais do ESRG e são interpretadas como prováveis zonas de suturas (RIBEIRO, 1980) (Figura 8), conforme pode ser vista na Figura 9 (COSTA, 1997).

A seguir serão apresentados os principais compartimentos tectônicos que compõem o ESRG.

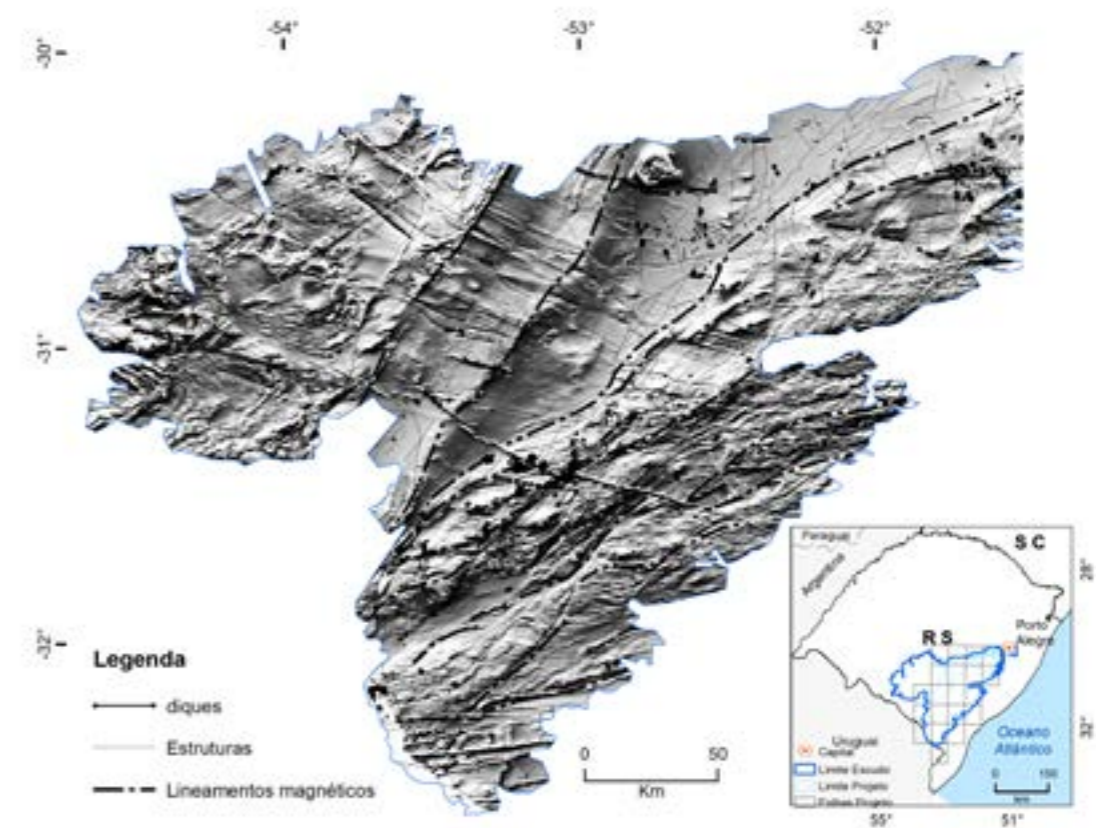


Figura 7 - Mapa da primeira derivada do Escudo Sul-Riograndense, com os principais lineamentos.

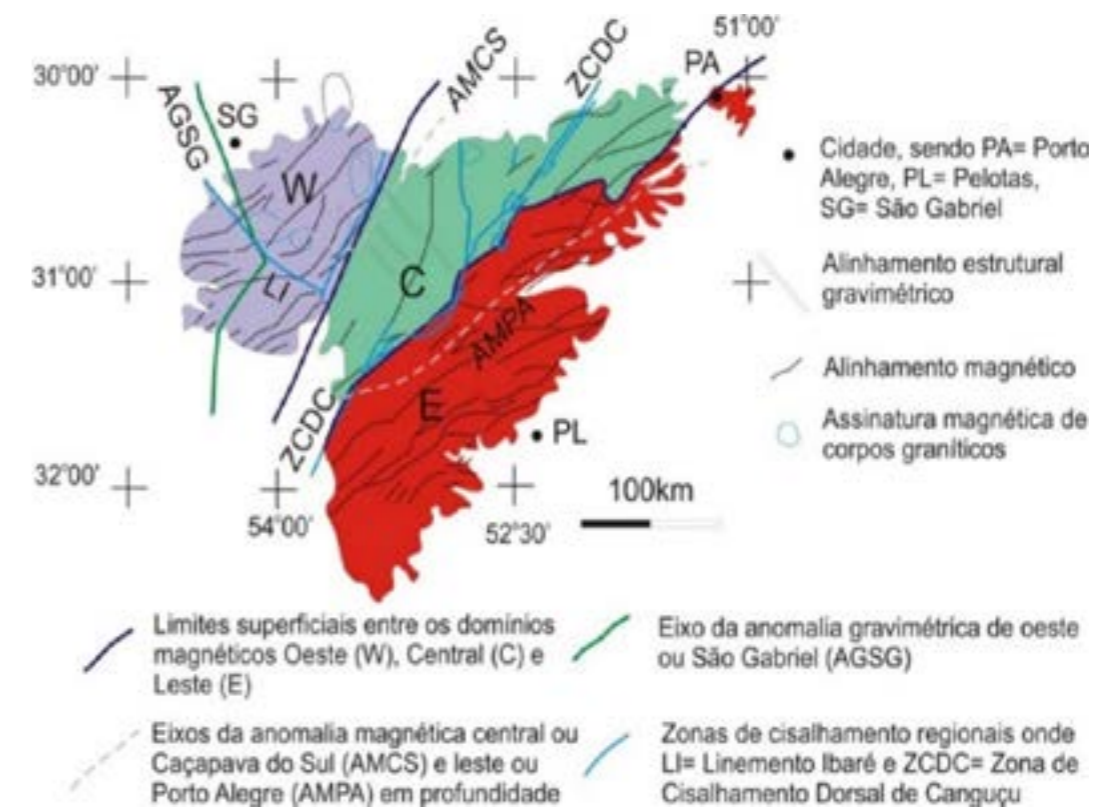


Figura 8 - Principais estruturas geofísicas e tectônicas regionais do ESRG (COSTA, 1997).

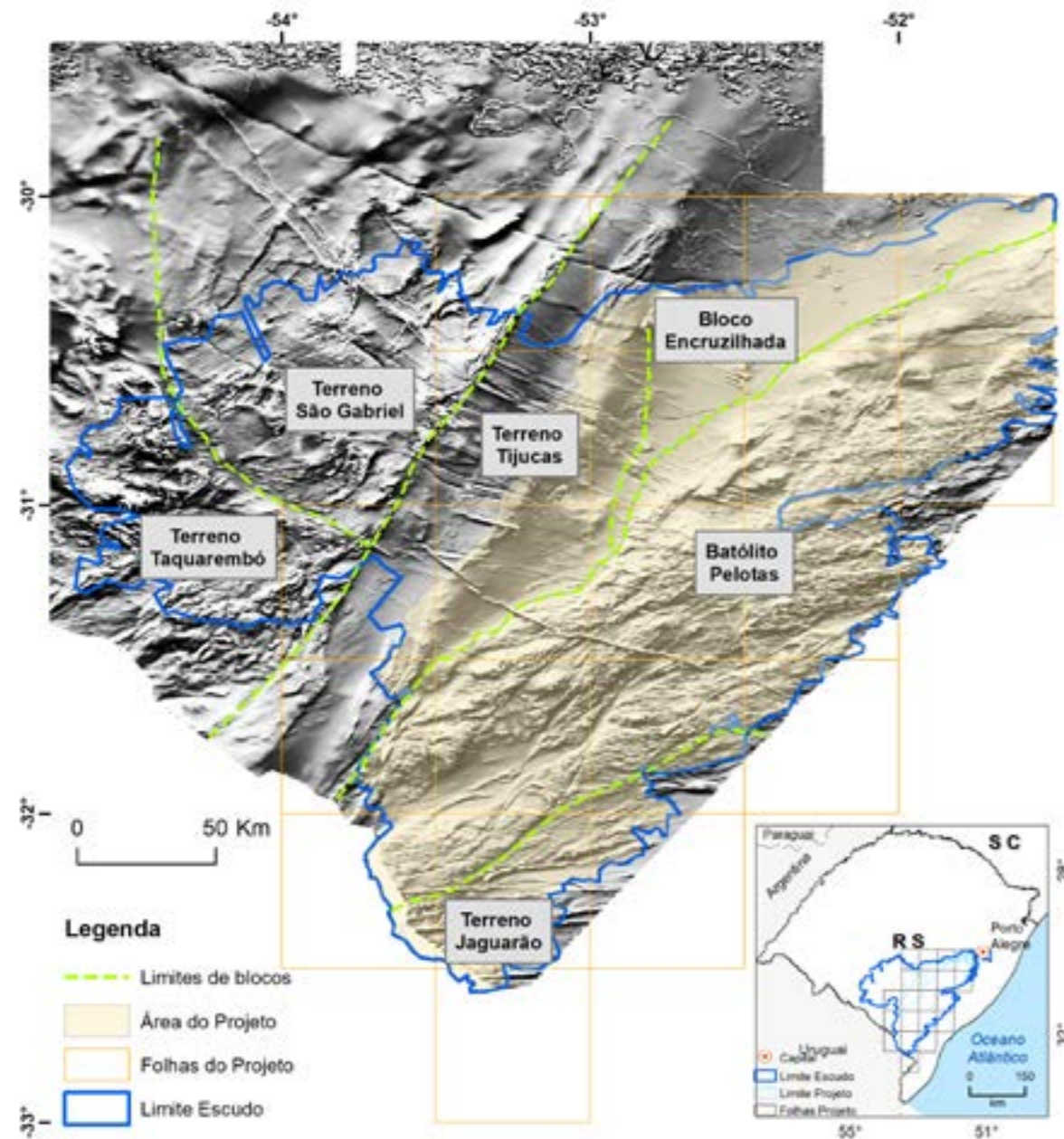


Figura 9 - Mapa da primeira derivada, com as principais estruturas e divisões dos terrenos do ESRG.

2.1. TERRENO TAQUAREMBÓ

O Terreno Taquarembó consiste de um complexo granulítico paleoproterozoico cortado por rochas graníticas e recobertas por rochas vulcano-sedimentares durante o Brasiliano (SOLIANI JÚNIOR, 1986). Este terreno está ao sudoeste do Terreno São Gabriel é composto por rochas granito-gnaissicas e vulcanosedimentares neoproterozoicas. O limite destes terrenos é dado pelo Lineamento Ibaré de direção NW-SE (Figura 6 e Figura 8), interpretado com uma estrutura geofísica profunda (COSTA, 1997). As rochas da Bacia do Paraná recobrem o Terreno Taquarembó ao sul e a oeste.

As rochas granulíticas são englobadas no Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC) e é considerado um fragmento retrabalhado do Cráton Rio de La Plata, com características de arco de ilhas (HARTMANN, 1998). Este complexo é constituído predominantemente de silimanita gnaisses, mármores e gnaisses calcissilicáticos, com granulitos félsicos e máficos, associados a corpos máfico-ultramáficos de idade paleoproterozoica (HARTMANN et al., 2007). As rochas apresentam condições de metamorfismo de alto grau, com processo de retro-metamorfismo de fácies anfíbolito. As idades U-Pb SHRIMP de zircões indicam ter sido gerados entre 2,4 a 2,2 Ga (HARTMANN, 1998; SANTOS, et al., 2003; SAALMANN et al., 2007; HARTMANN et al., 2007).

As rochas granulíticas do Terreno Taquarembó foram intrudidas por granitos cálcico-alcálicos (620 - 590 Ma) até granitos alcálicos (≈ 580- 560 Ma) e associadas a rochas vulcânicas tardi a pós-orogênicas do Ciclo Brasiliano (GASTAL, 1999; CHEMALE JÚNIOR, 2000; WILDNER; NARDI, 2002). Essas rochas ígneas são recobertas por sequências sedimentar que representam a fase final (*foreland*) do evento colisional.

2.2. TERRENO SÃO GABRIEL

O Terreno São Gabriel é formado por rochas plutônicas de afinidade cálcico-alcálica, baixo K, associadas a rochas vulcânicas máficas e sedimentares metamorfizadas (HARTMANN et al., 2007). Este terreno está limitado pelo Lineamento Ibaré ao sul e pelo sistema de falhas (NE-SW a N-S) paralelo à anomalia magnetométrica superficial de Caçapava do Sul ao leste (COSTA, 1997) (Figura 8). Ao norte e oeste, é recoberto por rochas da Bacia do Paraná (Figura 6).

O Terreno São Gabriel pode ser subdividido em cinco grandes unidades petroectônicas: (i) rochas metamórficas e granito-gnaissicas do Complexo Cambaí (890 a 690 Ma); (ii) sequências

vulcanosedimentares do Cinturão Metamórfico Vacacaí (760 a 700 Ma); (iii) Complexo Ofiolítico Cerro Mantiqueiras; (iv) magmatismo sin- a tardi-colisional (720 a 640 Ma) e; (v) magmatismo pós-colisional (600 a 540 Ma) (SAALMANN et al., 2006; PHILLIP et al., 2002). Os dados geoquímicos indicam possível existência de suítes relacionadas a arco de ilhas oceânicos e arco mais evoluídos formados em ambiente de subducção (BABINSKI et al., 1996; SAALMANN, et al., 2007).

A Bacia do Camaquã está vinculada aos estágios finais da orogenia Brasiliana no Estado do Rio Grande do Sul, formada pela superimposição de diversas bacias independentes entre 630 e 510 Ma (PAIM et al., 2014). Essas sub-bacias evoluíram de bacias tardi-(retro-arco de antepaís Maricá e Transcorrentes Bom Jardim Leste e Oeste) até pós-orogênicas (riftes Santa Bárbara Oeste e Leste e Rife Guaritas). Excetuando o ciclo de sedimentação basal, os demais ciclos tectono-sedimentares estão associados a presença de vulcanismo na base das sucessões sedimentares; iniciando com magmas toleíticos a cálcico-alcálicos alto-K a shoshoníticos (Bom Jardim). A fase intermediária evolui para um vulcanismo bimodal de afinidade alcálica sódica, denominado de Acampamento Velho. A fase final (Rodeio Velho) é culminada com magmas mantélicos básicos de afinidade alcálica, extraídos da base da crosta recém-formada. A sedimentação clástica que se intercalou e sucedeu cada um destes grandes episódios vulcânicos se depositou em ambiente predominantemente marinho na base (Maricá), evoluindo por lacustre profundo associados com leques de borda (Bom Jardim), passando para lacustre raso com deltas e leques localizados (Santa Bárbara), e culminando com fácies lacustres rasas, aluviais e eólicas (Guaritas).

2.3. TERRENO TIJUCAS

O Terreno Tijucas ou Faixa de Dobramento Tijucas de Jost e Bitencourt (1980) ocupa a porção central do ESRG e se limita a oeste com o Terreno São Gabriel, pelo Batólito Pelotas a leste (Figura 6). O Terreno Tijucas abrange parte do Domínio Magnético Central definido por (COSTA, 1997), limitado a oeste pela anomalia de Caçapava do Sul e a leste pela Anomalia Magnética de Porto Alegre e a parte central e sul da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (ZCDC) (Figura 8). Esse terreno estende-se de Santa Catarina ao Uruguai em uma faixa alongada segundo N20°-45°E-S20°-45°W, recebendo as denominações de Grupo Brusque (Santa Catarina) e Grupo Lavalleja (Uruguai) (Figura 1) (JOST; BITENCOURT, 1980; CHEMALE JÚNIOR et al., 1995).

No Rio Grande do Sul, o Terreno Tijucas tem a orientação N20°-30°E com largura variando de 15 a 30 km e comprimento de 170 km, indo do Arroio Capané (norte) até a região de Candiota (sul) (Figura 6).

O Terreno Tijucas representa um arco magmático arrasado e é constituído das seguintes unidades geológicas: (i) rochas granito-gnáissicas e anfibolíticas paleoproterozoicas correspondendo aos complexos Encantadas e Arroio dos Ratos, além do Anortosito Capivarita do mesoproterozoico; (ii) rochas supracrustais metamorfisadas com idade entre 773-783 Ma englobadas nos complexos Porongos e Várzea do Capivarita (CHEMALE JÚNIOR., 2000; GRUBER et al., 2016; PERTILLE et al., 2017); (iii) granitos aluminosos sin-colisionais da Suíte Cordilheira; (iv) unidades da Bacia do Camaquã presentes nas sub-bacias Piquiri-Boici e Guaritas (esta última não pertencente a área do projeto), representadas por rochas sedimentares siliciclásticas, formadas em ambiente rúptil-dúctil (620-540 Ma) (PAIM et al., 2014; SAYEG, 1993; CARAVACA, 1998); e (v) rochas graníticas geradas entre 605 e 580 Ma das suítes Piquiri e Encruzilhada do Sul (BABINSKI et al., 1996; PHILIPP, et al., 2016).

Para alguns autores, o Bloco Encruzilhada situado entre o Sistema de Falhas Passo do Marinheiro e a Anomalia Magnética de Porto Alegre, pertenceria ao Batólito Pelotas. Essa definição não será aplicada neste relatório devido a semelhanças de idades e litológicas entre as unidades Encantadas/Arroio dos Ratos e Porongos/Várzea do Capivarita, que são unidades de embasamento e não encontram correspondência no Batólito Pelotas.

O Complexo Encantadas é reconhecido como parte do embasamento Paleoproterozoico, engloba as unidades do Gnaiss Encantadas (JOST; BITENCOURT, 1980) e granitoides milonitizados de composição monzogranítica e sienogranítica (PORCHER; FERNANDES, 1990). O Gnaiss Encantadas varia de composição tonalítica, trondhjemíticas e dioríticas com presença subordinada de hornblenditos, normalmente polideformados (CHEMALE JÚNIOR, 2000). Esses gnaisses ocorrem no Domo de Santana, com presença de lentes de anfibolito interpretadas diques máficos deformados (PORCHER; FERNANDES, 1990). Os granitoides milonitizados, por sua vez, formam corpos individualizáveis e também ocorrem como lentes dentro do Gnaiss Encantadas (PORCHER; FERNANDES, 1990). As idades de U-Pb em zircão (SHRIMP) para o Gnaiss Encantadas são de 2.263 ± 18 Ma e 2.363 ± 6 Ma, com metamorfismo de 2.045 ± 10 e 2.021 ± 11 Ma (HARTMANN et al., 2007). O Complexo Arroio dos Ratos é caracterizado como restos de embasamento Paleoproterozoico,

foi definido como uma suíte TTG formado por rochas plutônicas metamorfisadas em condições de fácies anfibolito superior, com afinidade cálcico-alcálica, alto-K (FERNANDES et al., 1990; SILVA, et al., 2002; KOESTER et al., 2008; 2012).

O Anortosito Capivarita ocorre na forma de dois corpos separados pelas rochas da Suíte Encruzilhada do Sul e do Complexo Várzea do Capivarita (CHEMALE JÚNIOR., 2000). Apresenta metamorfizado em condições de fácies anfibolito superior a granulito e pode representar um complexo ígneo intraplaca (PHILIPP et al., 2016), com idades magmáticas U-Pb em zircão de 1.573 ± 21 Ma e metamórficas de 606 ± 6 Ma, idades magmáticas U-Pb em titanita de 1.530 ± 33 Ma e metamórficas de 651 ± 9 Ma e 601 ± 5 Ma (CHEMALE JÚNIOR, et al., 2011).

O Complexo Porongos (CP) está representado por uma sequência vulcano-sedimentar, metamorfisada progressivamente de fácies xisto-verde a anfibolito e retro-metamorfisada em condições de fácies xisto verde (JOST; BITENCOURT, 1980; PORCHER; FERNANDES, 1990). Os principais litotipos são xistos pelíticos (clorita-muscovita a granada-biotita xistos), quartzitos e quartzo-milonitos, xistos carbonosos, xistos grafitosos, quartzitos e mármore, além de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias e granitoides milonitizados (JOST; BITENCOURT, 1980; REMUS et al., 1987; PORCHER; FERNANDES, 1990; MARQUES, 1996; WILDNER et al., 1996).

Dados recentes têm indicado que as rochas presentes na Antiforme Capané, ou pelo menos em parte, não pertencem ao Complexo Porongos. Idades de proveniência indicam uma fonte jovem, ao redor de 560 Ma para estas rochas (PERTILLE et al., 2016; SILVEIRA, 2016). Localmente são reconhecidas rochas básicas de caráter geoquímico transicional de toleito para cálcico-alcálico (MARQUES, 1996). Associado a esse conjunto de rochas ocorrem lentes de metachert, grafita xisto, xistos pelíticos, mármore e rochas ultramáficas (JOST; BITENCOURT, 1980).

O Complexo Várzea do Capivarita é uma sequência de plataforma composta por metapelitos, mármore e rochas calcissilicatadas metamorfizadas em condições de fácies anfibolito superior e granulito (FRANTZ et al., 1984; FERNANDES et al., 1990; LIMA et al., 1998; SILVA et al., 2002; GROSS et al., 2006; KOESTER et al., 2008; 2012).

A Suíte Cordilheira apresenta composição sienogranítica a granodiorítica, com textura equigranular, caracterizada por leucogranitos com muscovita e granito a duas micas, contendo turmalina e granada como acessórios. Possui idade ao redor de 625 Ma, no entanto há idades mais novas, de até 605 Ma (FRANTZ; JOST, 1983; PICADA; PINTO, 1966; FERNANDES et al., 1990; KOESTER et al., 1997; FRANTZ et al., 2003; PHILIPP et al., 2016).

A Suíte Piquiri é representada pelos sienitos Piquiri e Arroio do Silva, e possui composição dominante sienítica, mesocrática a leucocrática, com afinidade shoshonítica, caráter metaluminoso relacionado a um magmatismo pós-colisional saturado em sílica (VIEIRA JÚNIOR et al., 1989; STABEL et al., 2001), com idade entre 605 e 598 Ma (BITENCOURT et al., 2015).

A Suíte Encruzilhada do Sul (FRAGOSO CESAR et al., 1986; VASQUEZ, 1997) caracterizado como um magmatismo granítico pós-tectônico (FRAGOSO CESAR, 1991; FERNANDES, et al., 1995), representada por magmatismo de composição monzogranítica porfirítica a sienogranítica, sem deformação, com afinidade alcálica metaluminosa (VASQUEZ, 1997). Está formada por um arranjo complexo de granitos de composição e texturas variadas e foram divididas em três fácies principais: grosseira, média e porfiróide (TESSARI; PICADA, 1966). Apresentam idades de *ca.* 590 Ma (CHEMALE JÚNIOR; BABINSKI, 1995), evidenciando seu posicionamento tardi a pós-tectônico.

2.4. BATÓLITO PELOTAS

O Batólito Pelotas (BP) é limitado a oeste pela zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e, a leste, encoberto pelas rochas sedimentares e sedimentos da Planície Costeira e se estende de Santa Catarina ao Uruguai segundo orientação NE-SW (Figura 5). Possui cerca de 400 km de extensão no Rio Grande do Sul e de 70 a 110 km de largura (PHILIPP; MACHADO, 2001), e ocupa uma área aproximada de 37.000 km² (Figura 6).

O Batólito Pelotas corresponde a um complexo granítico cuja colocação se processou a diferentes níveis crustais e em distintos estágios de evolução de deformação, englobando grandes fragmentos e xenólitos de rochas gnáissicas, de formas e dimensões variadas, englobados nos Gnaisses Piratini com idade ao redor de *ca.* 780 Ma (TAMBARA, 2016). O BP é caracterizado pela predominância de rochas graníticas, com idades entre 630 e 550 Ma. São identificadas suítes graníticas geradas durante extenso retrabalhamento crustal neoproterozoico de rochas do embasamento paleoproterozoico (HARTMANN, et al., 1999; CHEMALE JÚNIOR., 2000; PHILIPP; MACHADO, 2005; PHILIPP, et al., 2007) e não há um consenso sobre a participação de uma crosta juvenil na sua formação. Este conjunto de rochas foi interpretado por (FRAGOSO CESAR, et al., 1986) como parte de um batólito composto, multiintrusivo e polifásico, relacionado ao Ciclo Brasileiro, ao qual denominaram formalmente de Batólito Pelotas. No BP também ocorrem intrusões de rochas básicas a intermediárias, que incluem o Gabro Passo da Fabiana (FRAGOSO-CESAR, 1991; BARBOSA, 2017) e o Diorito

Capim Branco (WILDNER; RAMGRAB, 1994); rochas peralcalinas, como o Granito Bela Vista (PHILIPP et al., 1991, 2016; PHILIPP, 1998) e rochas vulcânicas e sub-vulcânicas ácidas, que ocorrem como pequenos platôs, como no Cerro Chato (557 Ma), ou como enxame de diques, como os riolitos Aspereza (550 Ma) e Ana Dias (582 Ma) (FRAGOSO CESAR et al., 1986; OLIVEIRA, et al., 2015; PHILIPP et al., 2016).

Para Philipp e Machado (2001) o Batólito Pelotas está constituído por associações de rochas graníticas que foram subdivididos em seis suítes graníticas: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, Suíte Intrusiva Erval, Suíte Intrusiva Viamão, Suíte Granítica Dom Feliciano, Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul e Suíte Granítica Cordilheira.

Neste relatório algumas modificações foram feitas quanto a esta divisão e o resumo pode ser visto na Figura 10. A Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul e a Suíte Granítica Cordilheira foram colocadas no Bloco Encruzilhada, do Terreno Tijucas, usando o limite estabelecido por (COSTA, 1997) para o Batólito de Pelotas. Outras duas modificações foram: (i) o acréscimo da Suíte Cerro Grande, nome retirado do antigo fácies Cerro Grande da Suíte Dom Feliciano de (WILDNER et al., 2008), por apresentar características geoquímicas cálcico-alcálicas e se assemelhar mais com a antiga Suíte Viamão de Philipp e Machado (2001); (2005), enquanto que a Suíte Dom Feliciano é composta por rochas com assinatura alcálica, além de, aparentemente, as duas suítes não serem cronocorrelatas; e (ii) a retirada da Suíte Intrusiva Erval, visto que a maioria das rochas com esta definição ou fazem parte da Suíte Pinheiro Machado, ou fazem parte do Terreno Jaguarão.

O Batólito de Pelotas está dividido em quatro suítes neste relatório, que apresentam as mesmas características geoquímicas e tectônicas apresentadas por Philipp e Machado (2001); (2005). Bem como, com alguns acréscimos, a partir da literatura, da cartografia e de novos dados geocronológicos, que permitiram uma melhor subdivisão e entendimento das unidades. A divisão das quatro suítes pertencentes ao BP foi feita conforme descrito abaixo:

- Suíte Viamão - Esta suíte apresenta um contexto diferente do indicado por Philipp e Machado (2001); (2005), com idade ao redor de 630 Ma. O nome utilizado para este grupo de rochas foi mantido, pois o Granito Viamão, que deu nome a esta suíte, faz parte deste contexto. Localiza-se no contato com o Terreno Tijucas pela Zona de Cisalhamento da Dorsal de Canguçu (ZCDC) e a Anomalia Magnética de Porto Alegre, com a Suíte Pinheiro Machado por uma anomalia geofísica (gravimétrica e magnética, ver capítulo de geofísica) e é intrudido pela Suíte Dom Feliciano. Há o predomínio de termos monzograníticos a granodioríticos,

- caracterizando uma suíte cálcico-alcálica de médio a alto-K, localmente shoshonítica, da fase sin-colisional, bastante deformado na ZCDC até com pouca ou sem deformação afastando-se da zona de cisalhamento. Philipp et al. (2016) indicam uma idade de 630 ± 6 Ma para o Granito Viamão e 627 ± 16 Ma para o Granito Barão do Triunfo a partir de análises de zircão por LA-ICP-MS;
- Suíte Pinheiro Machado - Apresenta composição diorítica, tonalítica, granodiorítica e monzogranítica com termos quartzo-dioríticos subordinados (CHEMALE JÚNIOR., 2000; PHILIPP et al., 2016). É caracterizada com uma suíte cálcico-alcálica de médio a alto-K, da fase sin-colisional com idade ao redor de 625 Ma e xenólitos de ca. 780 Ma (SILVA et al., 1999; TAMBARA, 2016), com características isotópicas de ambiente geotectônico de arco magmático continental (PHILIPP; MACHADO, 2001; 2005), e herança paleoproterozoica. É a principal unidade do Batólito Pelotas, formando dois segmentos separados pela Suíte Cerro Grande.
 - Suíte Cerro Grande - ocorre intrusivo na Suíte Pinheiro Machado onde separa esta suíte em dois segmentos. Há um predomínio de termos monzograníticos com granodioríticos subordinados, enclaves nas bordas dos corpos são comuns. Possuem idade ao redor de ca. 590 Ma, caracterizada com uma suíte cálcico-alcálica de médio a alto-K, da fase tardi a pós-colisional. O Granito Arroio Moinho é um típico granito desta Suíte com 595 ± 1 Ma (BABINSKI et al., 1997).
 - Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF) (ao redor de 580 Ma), denominado de Suíte Dom Feliciano neste relatório; tem o predomínio dos termos sienogranitos, com feldspato alcalino-granitos e quartzo-sienitos como termos subordinados. Apresentam assinatura geoquímica de rochas alcalinas com características pós-tectônicas. Essa suíte

representa a última fase de atividade granítica no BP inclui intrusões epizonais, que podem estar relacionados a granitos do tipo-A ou a associações pós-colisionais.

2.5. TERRENO JAGUARÃO

Atualmente, alguns trabalhos da CPRM e acadêmicos apontam para existência de limites crustais associadas às zonas de cisalhamento Ayrosa Galvão e Arroio Grande na porção Sul do BP (IGLESIAS et al., 2014; RAMOS; KOESTER, 2015). Este novo domínio é corroborado por recentes trabalhos de campo e na

interpretação de novos dados de gravimetria, apresentando diferença nessa assinatura geofísica em relação aos demais domínios do setor. As principais unidades geológicas mapeadas são paragneisses, mica-xistos granadíferos com turmalina, metarritmicos areno-pelíticos, granada-muscovita leucogranitoides, rochas máficas, ultramáficas e sedimentares metamorfizadas e granitos de composição monzogranítica a sienogranítica, além de granitoides deformados de composição monzogranítica e granodiorítica (septos de embasamento ou pedaços mais antigos do arco).

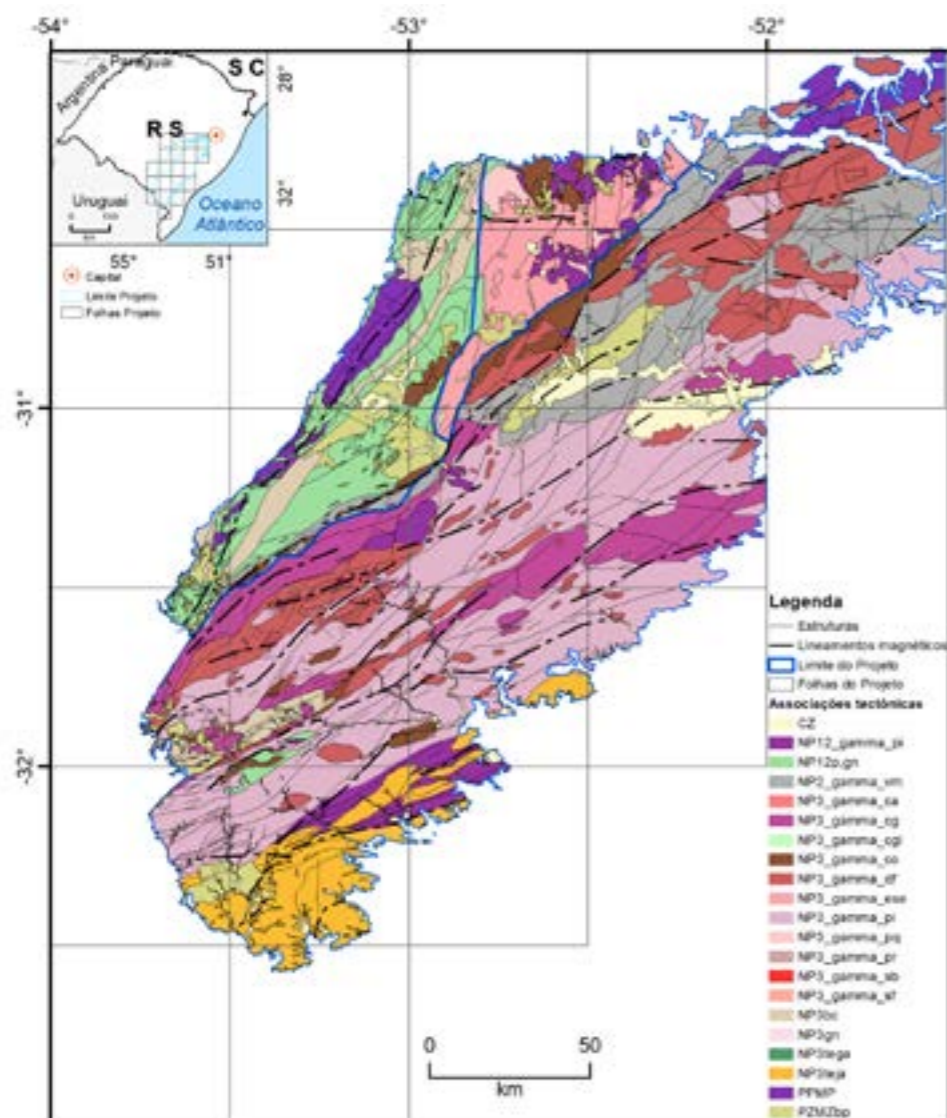


Figura 10 - Associações petroectônicas simplificada do Batólito Pelotas e do Terreno Tijucas.

3. INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA

A área do projeto ARIM Batólito Pelotas-Terreno Tijucas está coberta pelo aerolevante geofísico do Projeto Escudo do Rio Grande do Sul de 2010 (CPRM, 2010). Este levantamento aerogeofísico obteve dados gamaespectrométricos e magnetométricos de alta resolução, com direção das linhas de voo norte-sul e espaçamento de 500 m e altitude de 100 m. Os dados gravimétricos utilizados para a área de estudo são os levantamentos terrestres: (i) dados contidos no Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG); e (ii) adquiridos pelo presente projeto (Figura 11). As estações de medidas existentes no BNDG foram realizadas em perfis ao longo de rodovias e de estradas secundárias com espaçamento entre estações de 2,5 km a 5 km. Com exceção de estações na região da

bacia do Camaquã e nas proximidades das minas do Camaquã, que possuem um maior adensamento de estações medidas (Figura 11). Neste projeto foram executados pontos de medidas a cada 2 km ao longo de perfis que cobrissem a área de estudo de forma homogênea, totalizando 858 estações de medidas. As bases gravimétricas foram situadas nas cidades de Arroio Grande, Herval, Canguçu, Encruzilhada do Sul e Santana da Boa Vista. A cobertura homogênea dos pontos de medidas permitiu uma melhor delimitação dos corpos presentes, quando comparados com os dados anteriores.

A interpretação dos dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria e da gravimetria terrestre foi por meio de análise qualitativa de feições geofísicas.

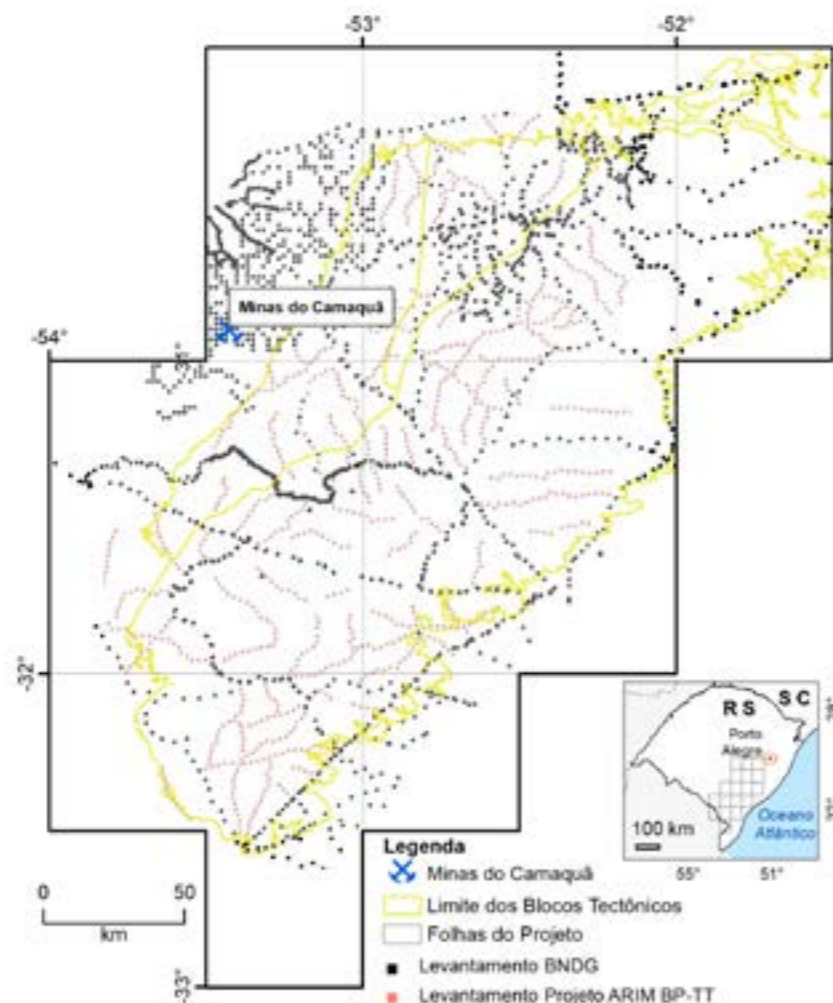


Figura 11 - Mapa de estações gravimétricas: Em preto existentes no Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG) e em rosa estações medidas pela equipe de geofísica do projeto Batólito Pelotas-Terreno Tijucas.

Vale ressaltar que as assinaturas geofísicas são respostas aos contrastes encontrados entre as diferentes litologias, que devem ser considerados durante o processo de interpretação. A interpretação foi feita a partir dos contrastes laterais de propriedades físicas de minerais (susceptibilidade magnética, emissão de radiação gama – elementos eTh, eU e K, e densidade) existentes nas litologias dos terrenos estudados. E também, foram realizadas inversões do vetor de magnetização e inversão gravimétrica dos dados magnetométrico e gravimétrico, com geração de corpos (isovolumes) obtidos pelos contrastes magnéticos e gravimétricos das rochas. Esse processamento permitiu observar variações na distribuição das rochas em profundidade de acordo com seu comportamento magnético e/ou gravimétrico. Essa informação permitiu a correlação dos dados em profundidade com as informações geológicas superficiais, que auxiliaram no entendimento do contexto geotectônico da área de estudo. Além disso, foram feitos recortes geofísicos de áreas menores para realçar as informações geofísicas com maior detalhe.

3.1. AEROMAGNETOMETRIA

Os dados obtidos pelos aerolevantes magnéticos permitiram gerar mapas com informações dos contrastes magnéticos obtidos por diferentes processamentos (Figura 12 e Figura 13). O mapa do campo magnético anômalo representa a anomalia magnética do campo total reduzido do IGRF (International Geomagnetic Reference Field) gerada por corpos magnetizados (Figura 12A). E o mapa da derivada vertical do campo magnético anômalo caracteriza-se por realçar as estruturas magnéticas (falhas/fraturas) (Figura 12B). O mapa de Gradiente Total (GT) do campo magnético anômalo é um processamento que torna as anomalias magnéticas bipolares em monopulares, delimitando melhor o limite dos corpos magnéticos, o que pode facilitar a sua interpretação (Figura 13A). A Figura 13B apresenta os lineamentos e corpos magnéticos interpretados a partir dos dados aeromagnéticos processados.

A partir da interpretação foi possível identificar anomalias diferenciadas em dipolos ou corpos magnéticos, além de feições correlacionáveis ao arcabouço estrutural da área, com identificação de três gerações de estruturas lineares (Figura 13B). As feições lineares de primeira e segunda ordem apresentam direção preferencial NE-SW, sendo que as feições de primeira ordem representam lineamentos regionais que recortam a área de estudo em blocos alongados de direção NE-SW. Essas feições magnéticas quando interpoladas em profundidade indicam que são estruturas profundas (Figura 14). Enquanto que os lineamentos com a predominância da direção

NW-SE são relacionados à presença de diques máficos, bem marcados pelo mapa da primeira derivada vertical (Figura 12B), estão concentrados na porção centro-nordeste da área (Figura 13B). Conforme poderá ser observado no item Inversão do Vetor de Magnetização, são pouco profundos. Diversas possíveis anomalias dipolares menores são assinaladas de forma dispersa na porção sudeste da área de estudo (corpos laranja na Figura 13B), são provavelmente corpos de gabro e/ou diorito Passo da Fabiana. Os altos anômalos estão associados às estruturas e podem ser relacionados aos diques máficos, como os que ocorrem nas proximidades da cidade de Pinheiro Machado. E, também, podem ser associados aos enclaves máficos presentes nas rochas graníticas da Suíte Pinheiro Machado (Figura 13B). De forma geral, o embasamento, representado pelo Complexo Encantadas na porção oeste do Terreno Tijucas (Figura 12A), apresenta uma magnetização baixa, que contrasta com o sienito Piquiri, com dipolo magnético e alto anômalo bem marcado (Figura 13B).

A presença de uma grande densidade de estruturas de fontes rasas dificulta a identificação das grandes estruturas magnéticas. No entanto, a identificação e demarcação das grandes estruturas foram facilmente feitas com o processamento do campo magnético anômalo numa continuação para cima, como podem observa-se nas Figura 14A (a 2.000 m) e Figura 14B (a 7.000 m). Esse procedimento visou suavizar a influência das fontes magnéticas mais rasas, e consequentemente, evidenciaram as estruturas mais profundas.

O resultado da primeira derivada vertical desta continuação para cima de 2.000 m resultou no traçado dos principais lineamentos magnéticos de primeira ordem (Figura 14). Essas estruturas segmentam a porção oriental do Escudo Sul-Riograndense em blocos alongados de direção NE-SW, que já foram descritas por Picada (1971) como lineamentos principais. Ribeiro (1980), por sua vez, propõe que esses lineamentos, de direção preferencial N20°-30°E/S20°-30°W e N50°-85°E-S50°-85°W asseriam parte do Sistema de Geossuturas do Escudo do Rio Grande do Sul. Picada (1971) classificou em quatro sistemas de falhamentos principais, conforme suas direções: (i) Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu (N40°E-S40°W); (ii) Sistema de Falhas Passo do Marinheiro (N-S); Sistema de Falha Acotéia-Piquiri (N30°E-S30°E); e (iv) Sistema de Falhas (N70°W-S70°E). Dentre esses, apenas o Sistema de Falhas Passo do Marinheiro não é bem definido pela magnetometria, ainda que este possa ser visualizado pelas imagens de gamaespectrometria, devido ao contraste litológico bem marcado entre as rochas graníticas da Suíte Encruzilhada e as rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos.

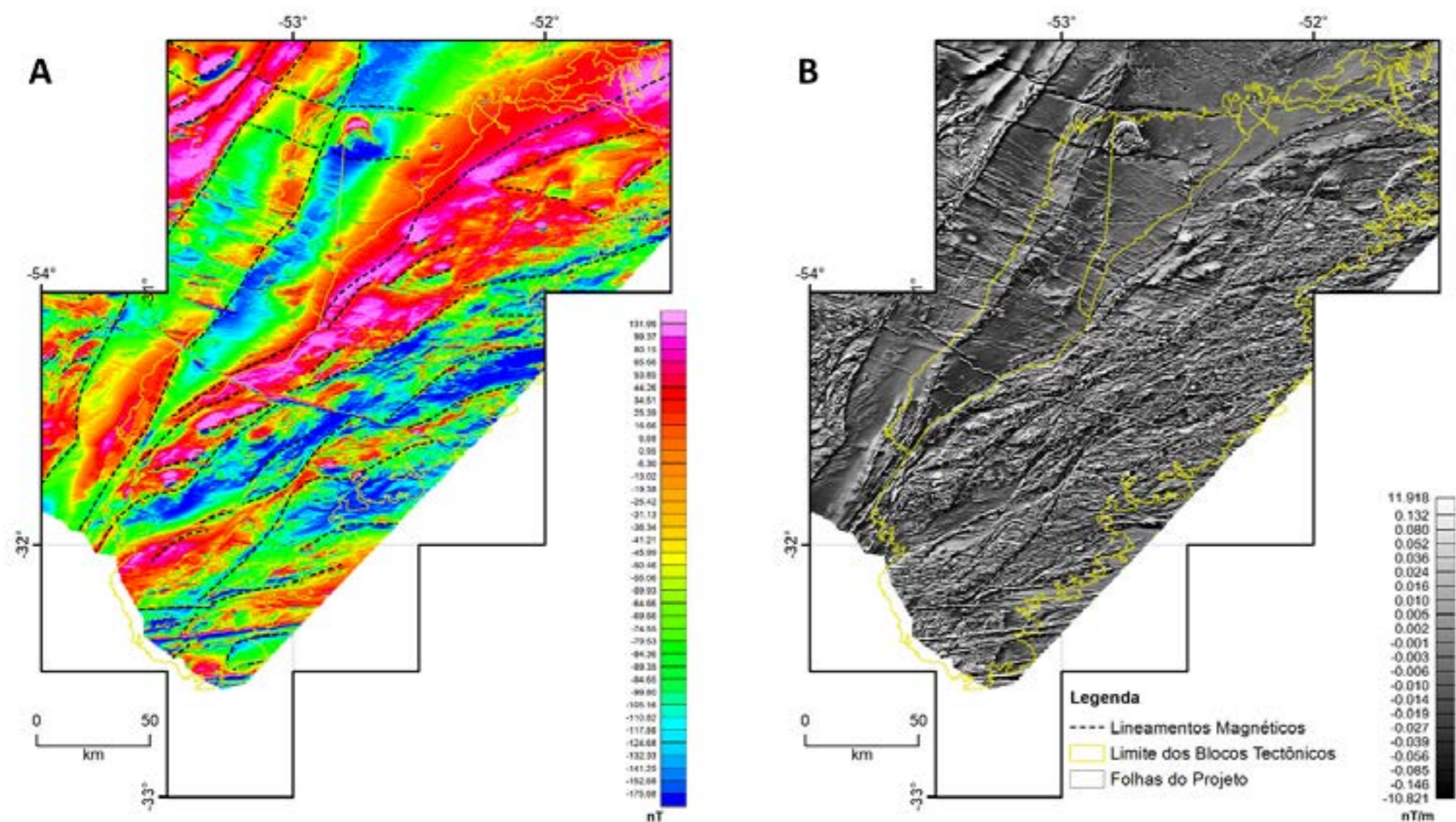


Figura 12 - Mapas aeromagnetométricos: (A) Mapa do campo magnético total reduzido do IGRF; (B) Mapa da primeira derivada vertical (1Dz). A legenda dos mapas localização da área em todos os mapas estão no mapa (B).

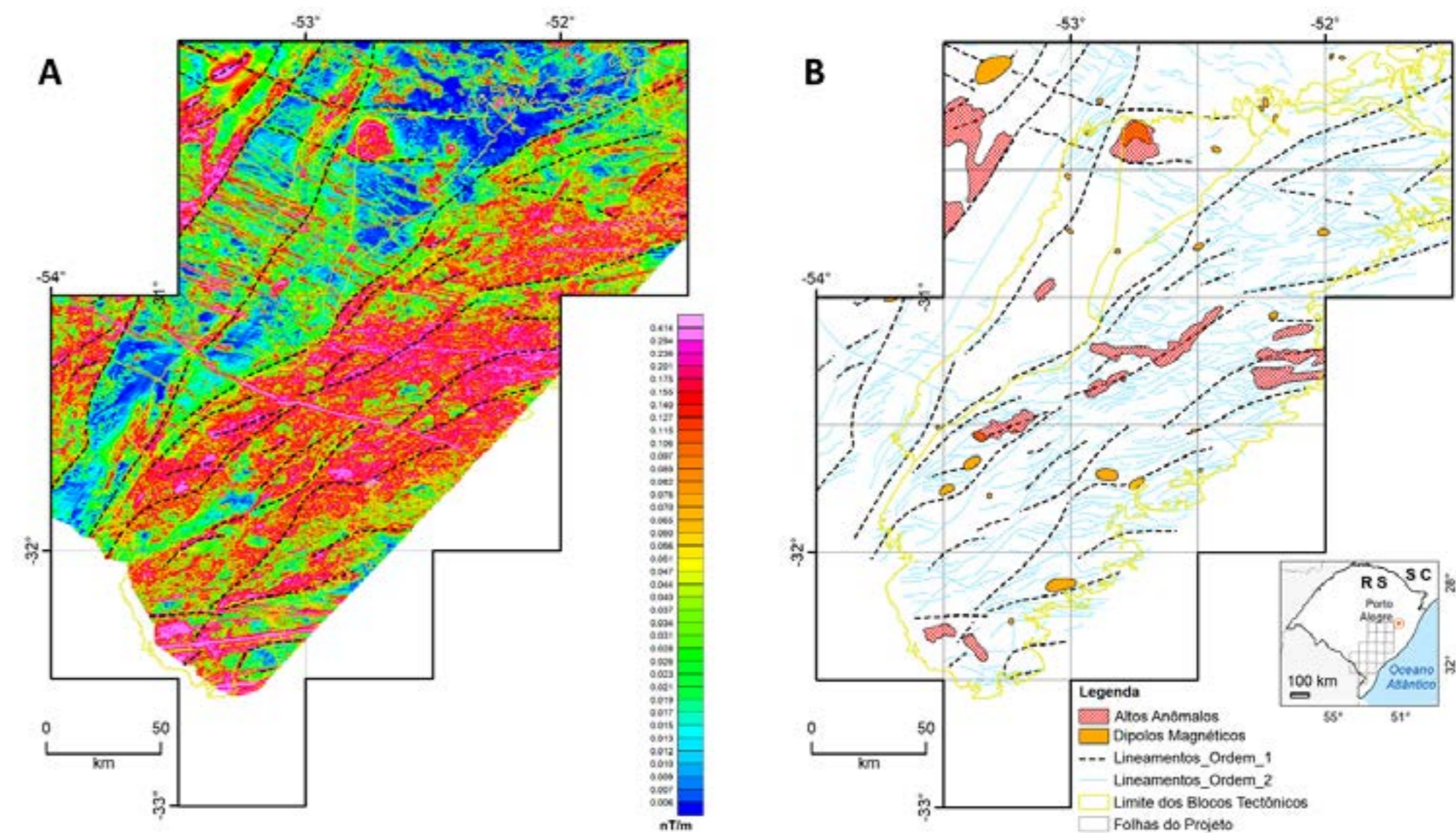


Figura 13 - Mapas aeromagnetométricos: (A) Mapa de Gradiente Total (GT) e (B) Mapa de interpretação magnetométrica, cujos lineamentos foram classificados em: diques (tracejado vermelho), lineamentos de primeira ordem (linhas pretas) e de segunda ordem (linhas cinza); bem como apresentam corpos com assinatura magnética diferenciada, bem como as anomalias dipolares (laranja) e altos anômalos (vermelho). A legenda dos mapas localização da área em todos os mapas estão no mapa (B).

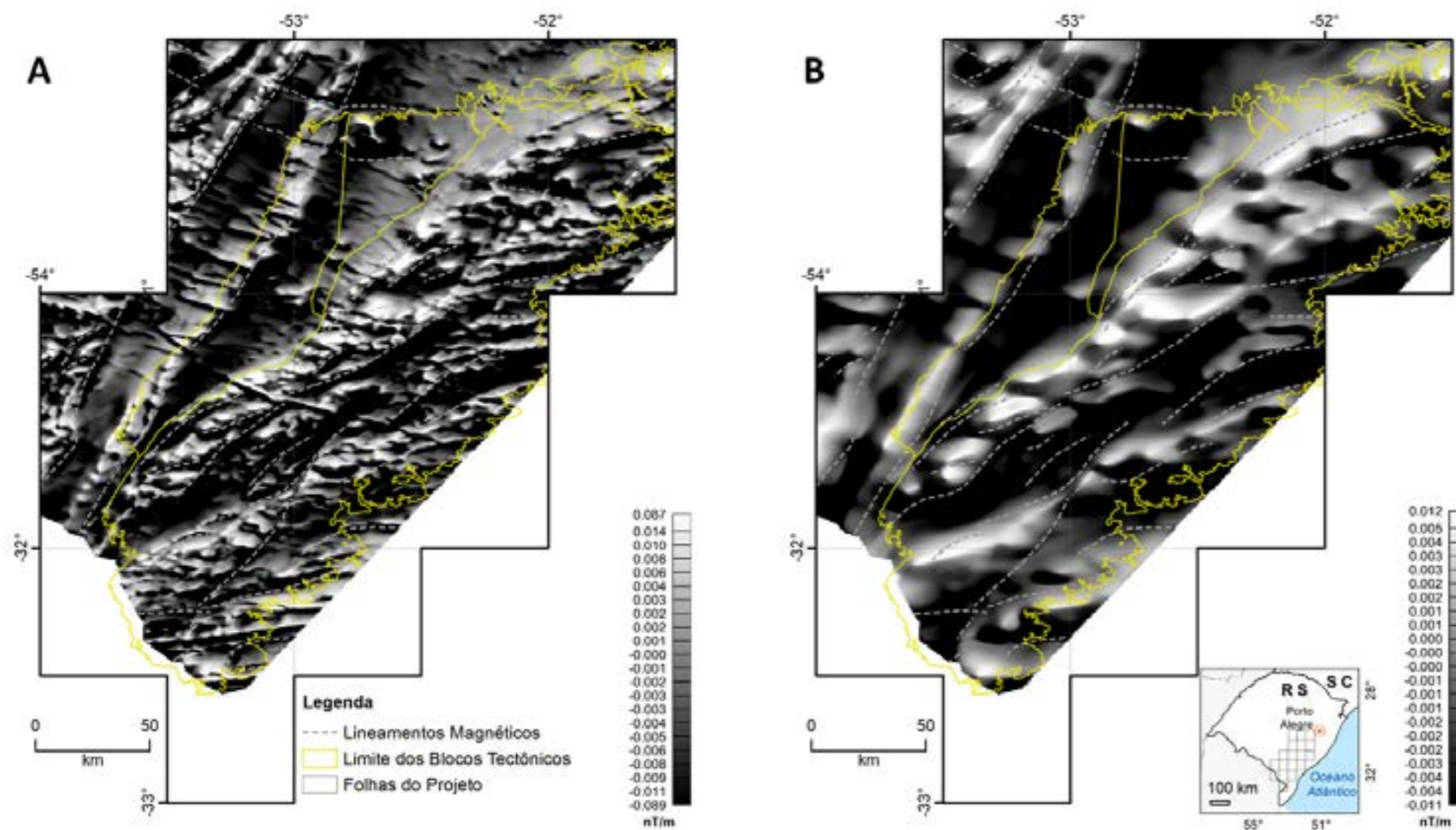


Figura 14 - Mapas aeromagnetométricos: (A) Mapa do campo magnético total reduzido do IGRF; (B) Mapa da primeira derivada vertical (1Dz). A legenda dos mapas localização da área em todos os mapas estão no mapa (B).

3.2. AEROGAMAESPECTROMETRIA

O uso dos dados gamaespectrométricos ou radiométricos permite separar relativamente bem o Terreno Tijucas do Bloco Encruzilhada e do Batólito Pelotas (Figura 15), devido as diferenças apresentadas pelas associações litológicas que compõem esses terrenos. A leste do Terreno Tijucas, predominam rochas graníticas de composições variadas, desde assinaturas mais primitivas a altamente diferenciadas, o que possibilita a separação em unidades distintas.

Na Figura 15 e Figura 16 são mostrados os mapas individuais da contagem total e de cada um dos elementos radiométricos medidos (K, eTh e eU). As variações nas assinaturas gamaespectrométricas permitem observar variações que correspondem às associações de rochas ou tipos litológicos e solos.

A gamaespectrometria costuma ser vista como um guia para localizar rochas com radioatividades acima do *background*, como os granitoides e as rochas alcalinas. As representações da variação lateral dos três elementos são mostradas nos mapas ternários de pseudo-cor RGB e CMY (Figura 17). Onde é atribuído para cada radio elemento as seguintes cores: Vermelho (R-red) para rochas ricas em potássio, verde (G-green) para rochas ricas em tório e azul (B-blue) para rochas ricas em urânio (Figura 17A). E no mapa de composição ternária CMY (C-cyan, M-magenta e Y-yellow) tem, respectivamente, as mesmas correlações de elementos usadas no RGB (Figura 17B). Assim, onde os corpos têm elevados teores de todos os radioelementos apresentam tonalidade branca e aqueles com baixos teores mostram tonalidade preta no RGB e apresentam tonalidades opostas quando usado o mapa de composição ternária CMY.

No entanto, áreas com a mesma combinação de cores, não indicam necessariamente o mesmo tipo de rocha, isso porque a resposta gamaespectrométrica é superficial, pode sofrer interferências externas. Os domínios radiométricos podem representar variações litológicas, pedológicas, corpos hidrográficos superficiais ou ocupação antrópica. Por outro lado estas variações permitem obter informações não visíveis pelos métodos de mapeamentos normais, conforme podem ser observados nos mapas de correlações entre os valores de K, eTh e eU (Figura 15 e Figura 16).

No Terreno Tijucas, o contraste litológico apresenta boa correlação com as assinaturas gamaespectrométricas (Figura 17). Na sua porção oeste, ocorrem os metagranitoides de composição monzograníticas a localmente sienograníticas pertencentes ao Complexo Encantadas, com tonalidades avermelhadas na composição RGB, refletindo

sua composição quartzo feldspática (Figura 17A). Enquanto que as litologias relacionadas ao Complexo Metamórfico Porongos, apresenta tonalidades variando de verde a azuis escuros, relacionadas ao predomínio de unidades metassedimentares e metavulcânicas, respectivamente (Figura 17B). As unidades sedimentares da Bacia do Camaquã, por sua vez, apresentam tonalidades arroxeadas representando baixos valores de RGB, sendo que nessas áreas há o predomínio de sedimentação clástica com intercalação de arenitos e siltitos.

As unidades litotectônicas que compõem o Bloco Encruzilhada e Batólito Pelotas são essencialmente rochas graníticas. No entanto, é possível observar as diferenças nas suas assinaturas gamaespectrométricas. O Sienito Piquiri, as rochas graníticas do Bloco Encruzilhada e os da porção norte do batólito apresentam assinatura gamaespectrométrica alta (tons esbranquiçados), apresentam altos teores de K, eTh e eU, que podem ser correlacionados às fases mais diferenciadas, como os granitos alcalinos da Suíte Encruzilhada e os sienogranitos da Suíte Dom Feliciano.

O uso das razões de mapas dos radioelementos permite inferir processos de lixiviação dos elementos de maior mobilidade, K e U, em relação ao Th, menos móvel. O potássio, que tem a maior mobilidade química dentre esses elementos, está sempre associado à fase líquida, portanto facilmente lixiviado. Assim, na Figura 18 apresenta dois mapas com as razões: (i) Parâmetro F ou Fator F - a razão entre os elementos K + eU em razão do eTh (Figura 18A); e (ii) Razão Th/K (Figura 18B).

O mapa de parâmetro F (Figura 18A) é mais indicado para pequenas áreas ou uma unidade litológica específica, pois essa razão marca bem a mobilidade dos elementos K e U, e pode ser usado para mapear zonas de alteração. A mobilidade desses elementos, principalmente o K (Figura 18B), pode ser utilizada para mapear zonas e alterações hidrotermais e servir de guia prospectivo na identificação de alvos mineralizados. Em mapas regionais há muitos fatores que podem mascarar essa assinatura e as variações obtidas podem não ter significado geológico algum; assim, as interpretações devem ser feitas com cuidado, pois tem que ser corroboradas com a cartografia geológica. Na Figura 18, os mapas mostram que as estruturas regionais que cortam a área de estudo podem ter induzidos modificações químicas nas rochas, pois há variações do sinal analítico ao longo desses grandes lineamentos. No entanto, não é possível relacionar essa assinatura com as informações geológicas, isto porque a razão Th/K pode ser intrínseca aos diferentes tipos de rochas, relacionadas a cada unidade litotectônica.

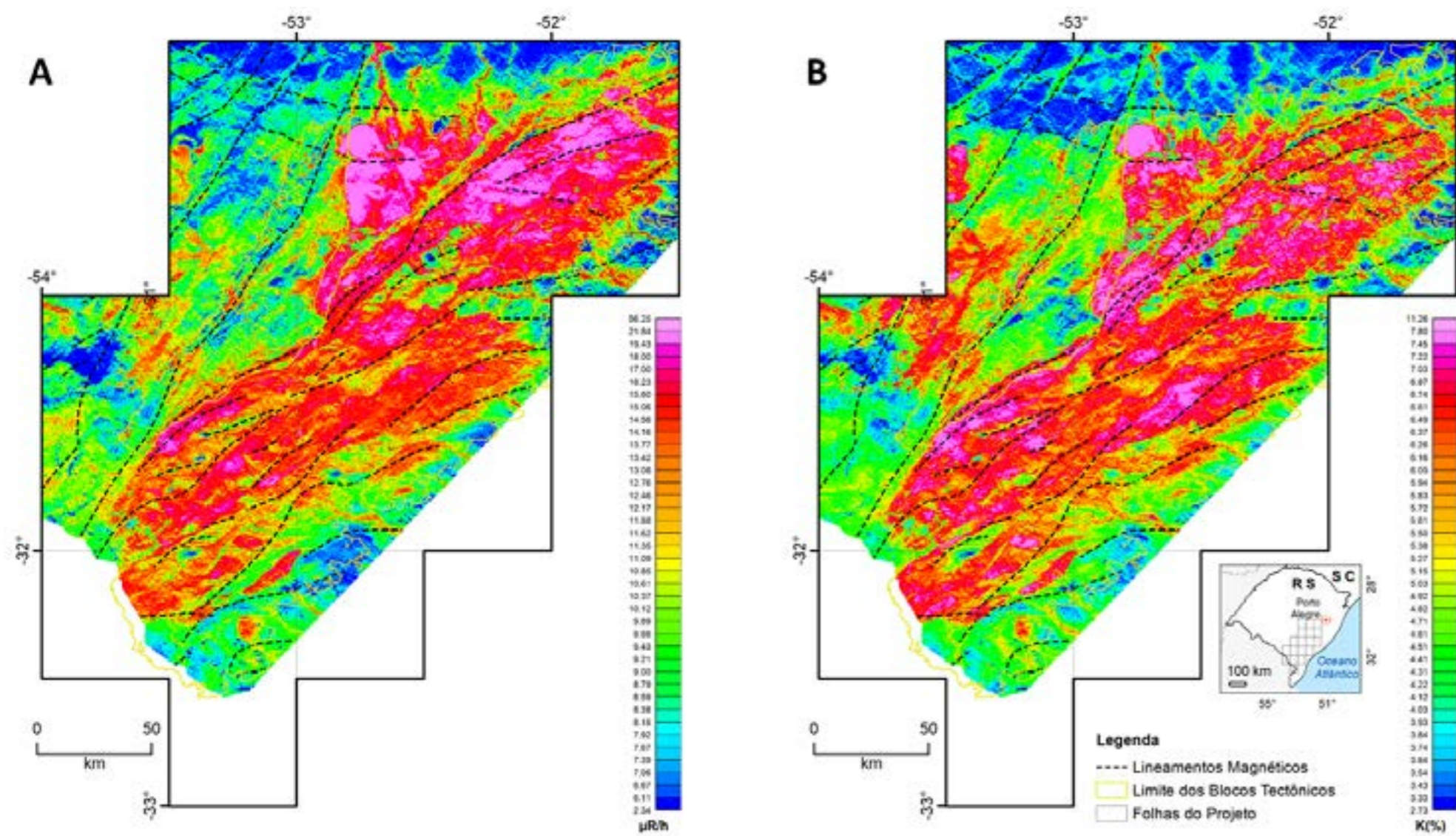


Figura 15 - Mapas aerogamaespectrométricos: (A) Mapa da contagem total (cps); (B) Mapa de distribuição do potássio (%). A legenda dos mapas e a localização da área em todos os mapas estão representadas no mapa (Figura 15B).

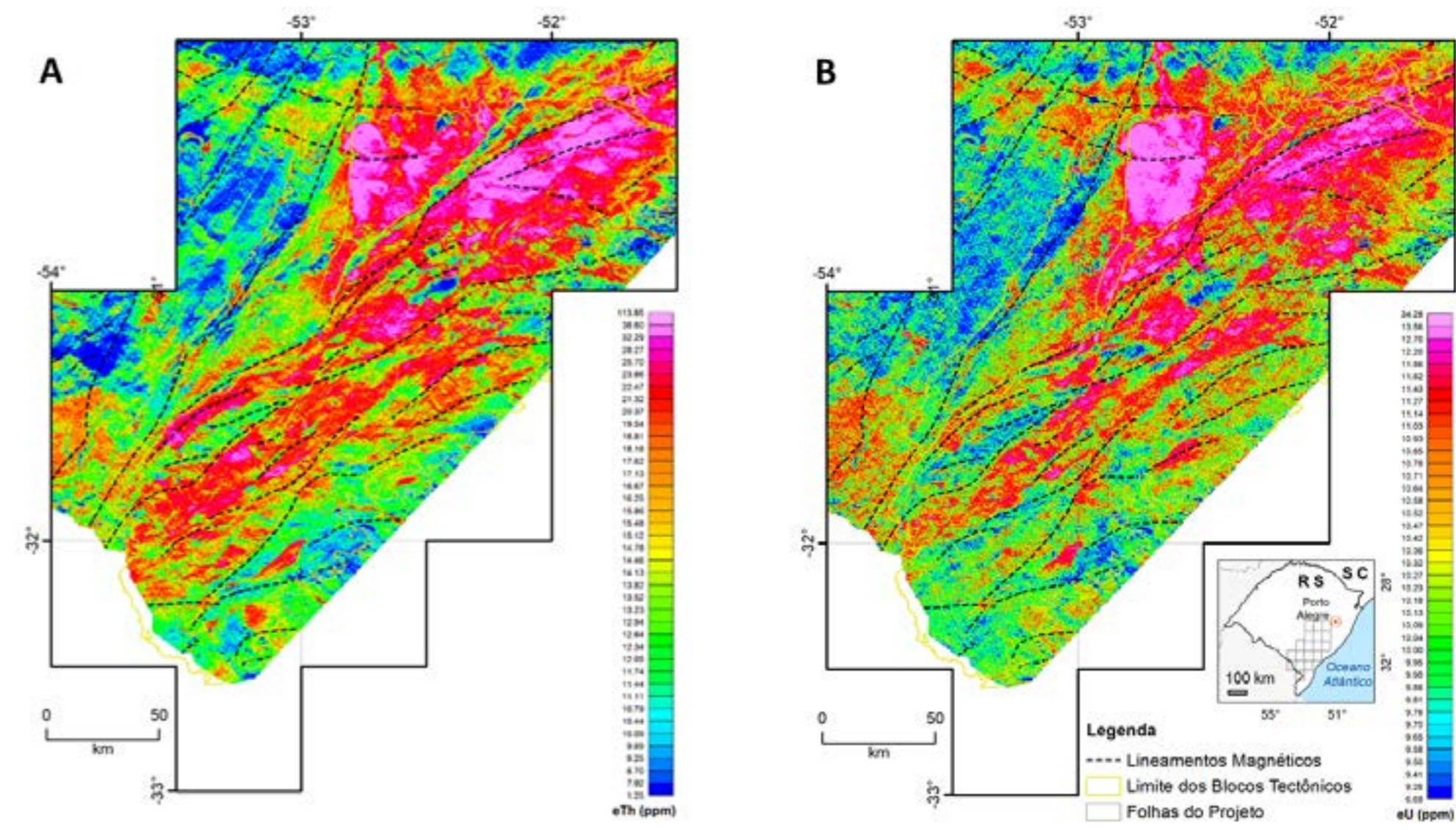


Figura 16 - Mapas aerogamaespectrométricos: (A) Mapa de distribuição do equivalente tório (ppm) e (B) Mapa de distribuição do equivalente urânio (ppm). A legenda dos mapas e a localização da área em todos os mapas estão representadas no mapa (Figura 16B).

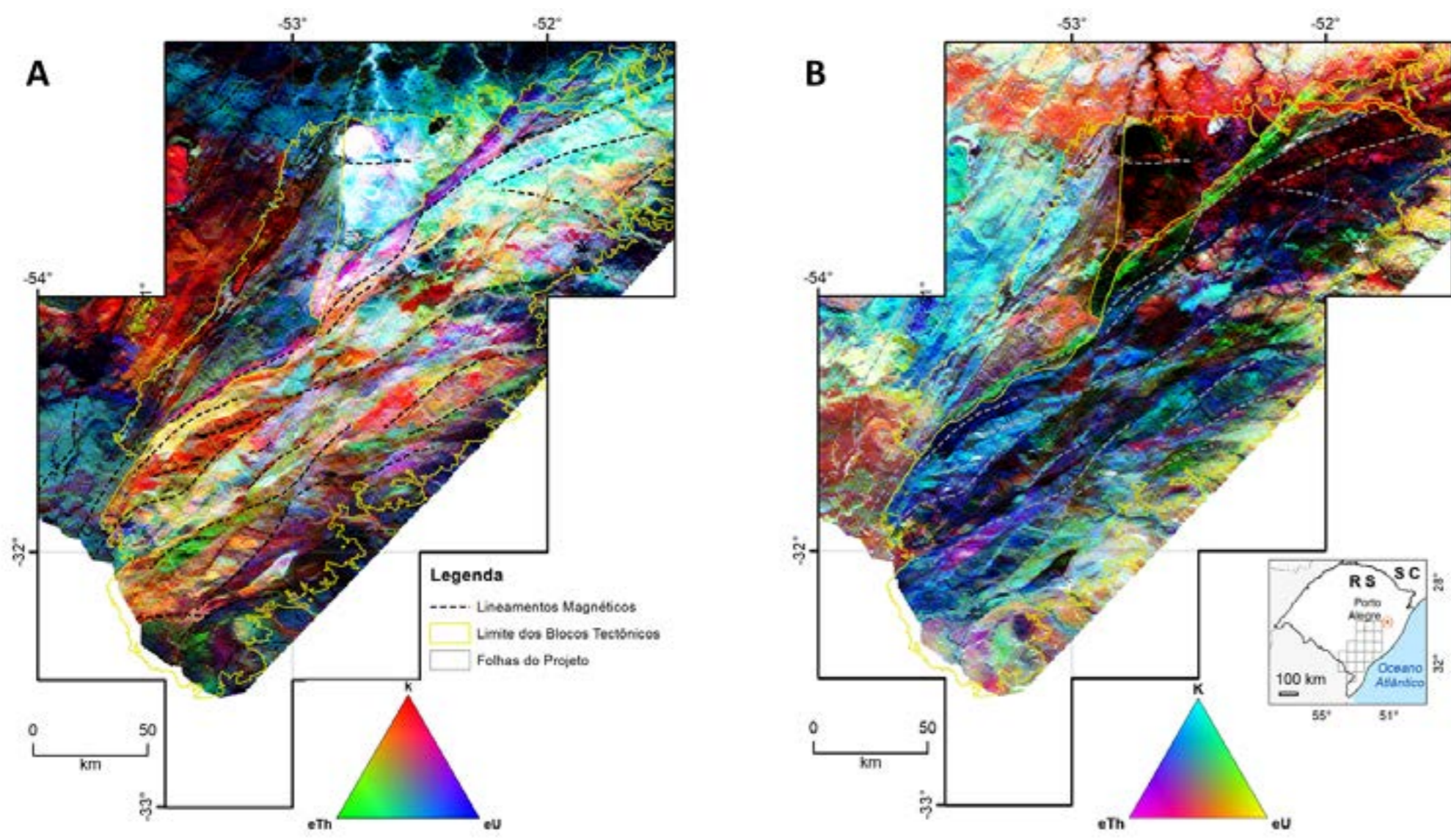


Figura 17 - Mapas aerogamaespectrométricos de composição ternária: (A) Mapa RGB; (B) Mapa CMY.

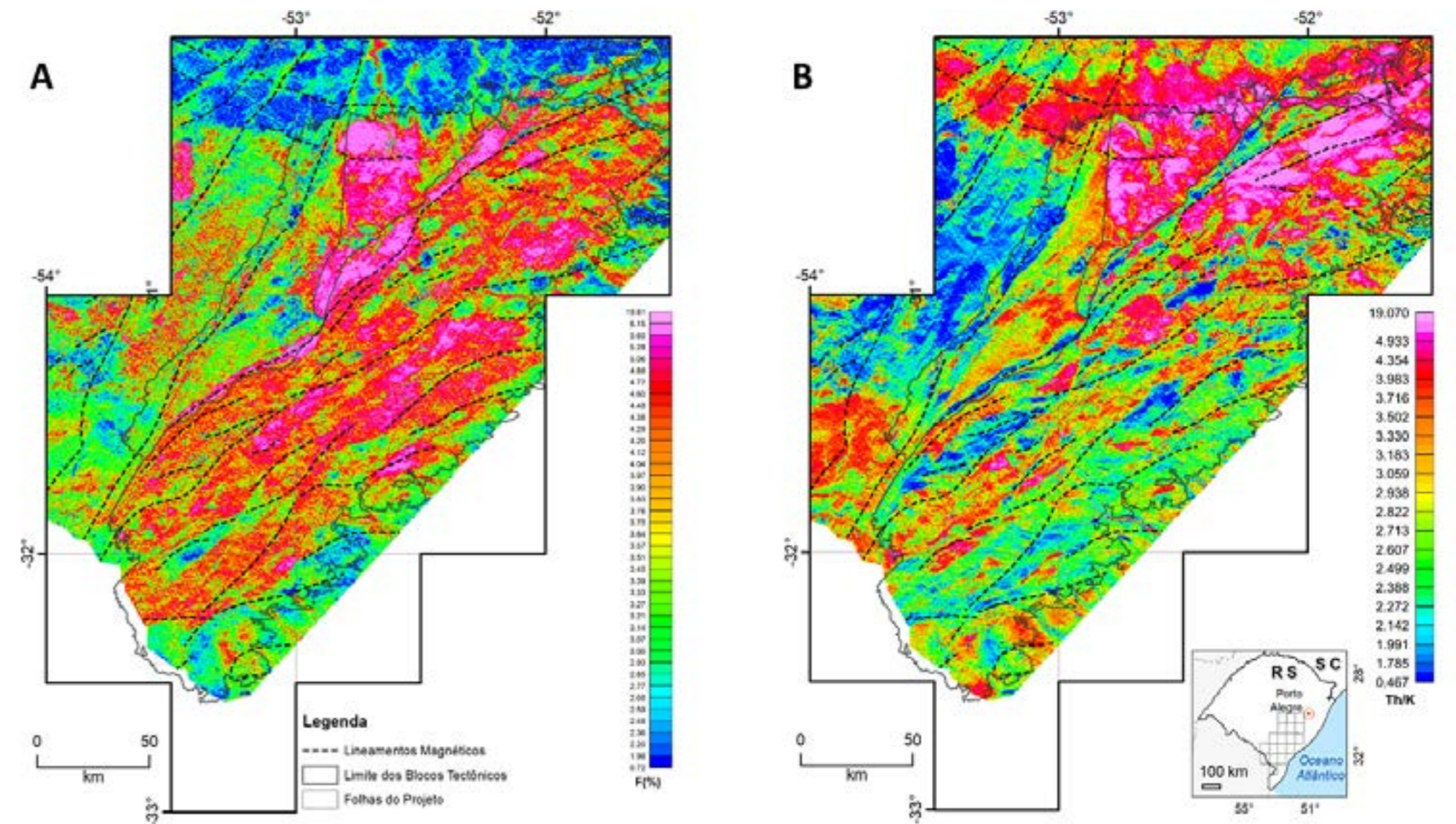


Figura 18 - Mapas do fator F e razões aerogamaespectrométricas: (A) Mapa de distribuição do fator F; e (B) Mapa de distribuição da razão tório/potássio. A legenda dos mapas está no mapa (A) e a localização da área no mapa (B).

Os domínios gamaespectrométricos (Figura 19) foram delimitados com base nas concentrações relativas dos elementos K, eTh e eU, que apresentam uma certa correlação com algumas unidades litológicas, quando comparadas com os mapas das associações litotectônicas (Figura 16). Isso indica que, apesar do sinal estar associado a resposta superficial (30-40 cm de profundidade), há uma relação direta entre esses domínios e a geologia local. A utilização da imagem ternária RGB para diferenciar os domínios geofísicos definem um padrão de cores com valores: baixos (RGB=0), médios (RGB=128) e altos (RGB=255) de cada rádio elemento. A Figura 19 é a representação da combinação de 3 (RGB) com atribuição de cores equivalentes que permitiu individualizar corpos com assinaturas diferentes, o que facilitou a integração com a geologia.

A mesma assinatura aerogeofísica pode ser relacionada com tipologias de rochas distintas, assim devem ser usados outros recursos para a integração das informações geológicas e geofísicas. Como por exemplo, as assinaturas dos litotipos que correspondem à Suíte Dom Feliciano são mais altas na porção norte que na porção sul, essa tem maior proporção de potássio (tons avermelhados). Além disso, o que

se observa é que na porção sul, o padrão de lineamentos é anastomosado, e na porção norte são menores e com direções variadas, indicando um padrão de lineamentos em condições dúcteis e rúpteis, respectivamente. Essa diferença pode estar relacionada com o posicionamento crustal diferente dessas regiões ou pode ser que as rochas da porção sul sejam mais alteradas pelos processos de reativações desses lineamentos.

No entanto, em ambas porções, as rochas da Suíte Dom Feliciano apresentam a mesma afinidade química e essas assinaturas diferenciadas merecem melhor investigação. Outra questão, é a distribuição das unidades graníticas da Suíte Viamão que ocorre basicamente na porção norte, enquanto aquelas da Suíte Cerro Grande na porção sul. Ainda que estas suítes apresentem assinaturas gamaespectrométricas similares, elas podem ser separadas em unidades diferentes devido às diferenças litoquímicas. Isso mostra que a geofísica permite identificar algumas assinaturas relacionadas com a proporção de K, Th e U das rochas, mas que a correlação com a geologia, precisa de cartografia mais acurada, bem como auxílio de outras ferramentas para que exista um real integração geológico-geofísico.

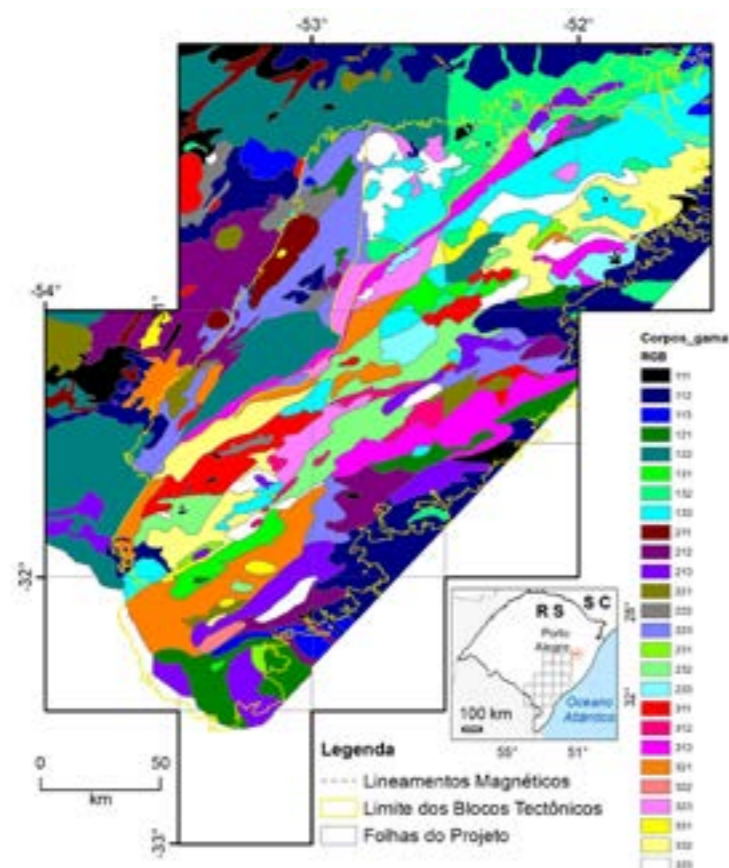


Figura 19 - Mapa de interpretação dos domínios gamaespectrométricos dos aerolevantamentos da região do ARIM Batólito Pelotas-Terreno Tijucas. O mapa exhibe os domínios identificados para a região, classificando os domínios com base na concentração de K, eTh e eU. [Simbologia: 111 = RGB (R – baixo, G – baixo e B – baixo); 1 = baixo; 2 = médio; 3 = alto].

3.3. GRAVIMETRIA

A leituras de gravimetria foram adquiridas com o gravímetro CG-5-S Autograv da SCINTREX. O equipamento é baseado em um microprocessador que possui uma faixa de medição de mais de 8.000 mGal e resolução de leitura da ordem de 0,001 mGal. Essas características permite o uso do Autograv para investigações de campo em escalas regionais ou escala geodésica. O levantamento gravimétrico foi realizado em circuitos fechados, cujos pontos de partida e chegada diários corresponderam às estações gravimétricas base ou de primeira ordem.

O levantamento planialtimétrico foi realizado concomitantemente à coleta dos dados gravimétricos. Para a obtenção destes dados, foi utilizado um par de GPS geodésico, modelo Topcon Hiper SR e o mesmo gravímetro CG-5-S. Nessa atividade, foi adotado o método DGPS (*Differential Global Positioning System*), em que: (i) um GPS foi mantido fixo em uma base com altitude elipsoidal precisa e previamente conhecida em referências de nível do IBGE ou por processamento por ponto preciso (PPP) no site do IBGE; e (ii) o outro receptor foi posicionado juntamente com a estação gravimétrica. As medidas com o GPS itinerante tiveram tempo de leitura de aproximadamente 15 minutos por estação para estabilização do equipamento de forma a obter maior precisão na altitude, fator importante para as correções do método. Os dados altimétricos foram processados por meio do *software* MAGNET. O processamento das estações itinerantes foi conduzido com as informações das estações base processadas pelo PPP (coordenadas e altitude geométricas) usando o *datum* SIRGAS 2000. Para o cálculo da elevação geoidal de cada estação itinerante, foi utilizado o *software* do IBGE: MAPGEO2015. Este software fornece os valores de ondulação geoidal necessários para a conversão das altitudes elipsoidais ou geométricas (obtidas pelo GPS) em altitudes ortométricas.

O tratamento do banco de dados gravimétricos foi realizado com uso do *software* *Geosoft Oasis Montaj* v.9.1. As correções iniciais desses dados envolveram o cálculo dos efeitos da maré, *drift* instrumental e latitude. A partir destas correções, foram calculados os valores de gravidade em cada estação de medida com base na estação gravimétrica de primeira ordem e conseqüentemente obtidos valores das anomalias: Ar-Livre, Bouguer Simples e Completa. Cada correção utilizada foi baseada no manual de processamento de dados gravimétricos do *Geosoft Oasis Montaj* (GEOSOFT, 2011).

Um mapa gravimétrico é a combinação de anomalias de fontes rasas que refletem a variação de densidade em áreas pequenas e de interesse geológico prospectivo, e de fontes profundas relacionadas

a variação de densidade em áreas regionais e de interesse geotectônico. A técnica de separar as fontes rasas de fontes profundas é chamada de separação regional/residual. A representação geral de um mapa de gravimetria é a soma da variação de densidade desde as fontes rasas até as fontes profundas e este é denominado de mapa de anomalia Bouguer simples, após a correção de Bouguer Completa (Figura 20). O mapa Bouguer Regional, obtido pela continuação para cima de 10 km (Figura 21), representa as variações de densidade de fontes profundas, logo esse reflete a geologia regional, mais precisamente geotectônica. As variações de densidade provenientes das fontes rasas correspondem mais ao mapeamento geológico de superfície e são representados pelo mapa de anomalia Bouguer Residual (Figura 22).

Os dados gravimétricos contém altos e baixos que ocorrem no Terreno Tijucas e Batólito Pelotas (Figura 20). Estes dados mostram boa correlação quando comparados com as unidades de rochas que compõem as associações litotectônicas, principalmente quando se utilizam as informações obtidas pela anomalia Bouguer Residual (Figura 22). No Terreno Tijucas, Figura 20 mostra que os altos gravimétricos são relacionados as rochas do embasamento quartzo feldspático do Complexo Encantadas que representam rochas mais densas do que as rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos, dispostas na porção centro norte. Na porção centro-sul deste terreno, as rochas apresentam altos gravimétricos, provavelmente, devido à presença das unidades máfico-ultramáficas do Complexo Metamórfico. No Batólito Pelotas, observa-se que as unidades da Suíte Pinheiro Machado, que representam rochas graníticas menos evoluídas, se apresentam como altos gravimétricos. Enquanto isso, as demais unidades mostram valores menores, das quais as rochas graníticas da Suíte Dom Feliciano são mais diferenciadas (mais evoluídas) e apresentam os valores mais baixos. O Bloco Encruzilhada apresenta valores gravimétricos distintos; sendo que os maiores valores estão relacionados com as unidades do Complexo Várzea do Capivarita e sienito Arroio Silva, enquanto que os menores valores podem ser associados com os granitos alcalinos da Suíte Encruzilhada (granitos evoluídos).

O mapa gravimétrico de anomalia Bouguer Regional (Figura 21) indica que a área de estudo apresenta baixos gravimétricos na sua porção centro-norte, enquanto na porção centro-sul apresentam altos gravimétricos alongados de direção NE-SW, que podem ser indicativos de dois blocos separados por um bloco de baixo gravimétrico. Essa compartimentação observada merece estudos mais detalhados, pois pode auxiliar no melhor entendimento dos blocos tectônicos que compõem o ESRG.

A distribuição das anomalias positivas e negativas indicadas pelo mapa gravimétrico de anomalia Bouguer Residual (Figura 22), corrobora com a separação das unidades tectônicas observadas na área de estudo, similar aos dados apresentados pelo mapa gravimétrico de anomalia Bouguer.

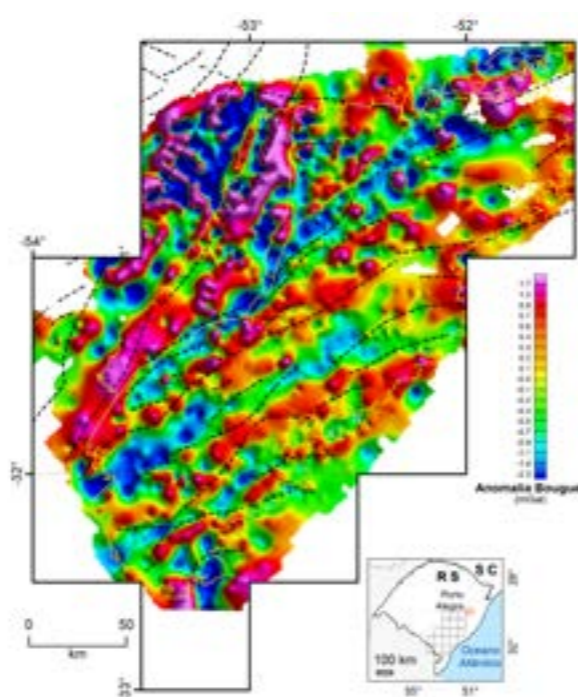
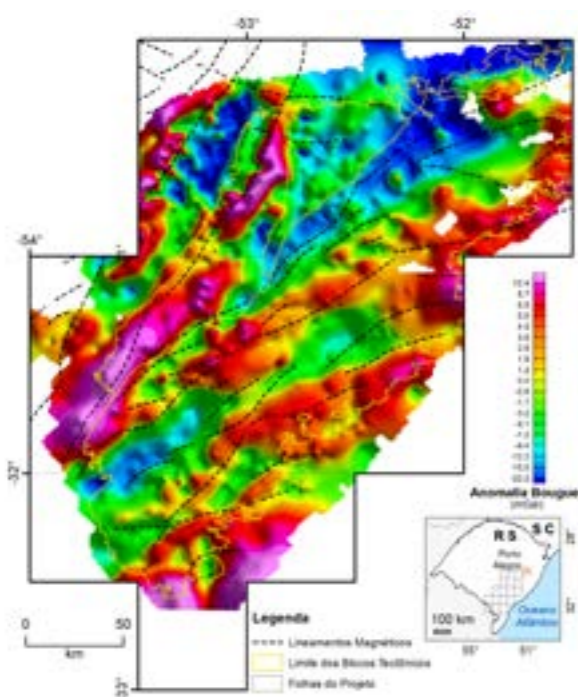


Figura 22 - Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer Residual.

3.4. INVERSÃO DO VETOR DE MAGNETIZAÇÃO E INVERSÃO GRAVIMÉTRICA

A inversão magnética foi executada com o pacote VOXI do Geosoft Oasis Montaj v.9.1, com o módulo MVI (Magnetic Vector Inversion) (Figura 23). Os valores das isosuperfícies estão no intervalo 0,008 SI – 0,272 SI, com representação das isosuperfícies em três intervalos; e foram geradas com interpolação dos valores magnéticos recuperados pela inversão magnetométrica até 15 km de profundidade. Esta metodologia resolve o problema inverso para o vetor de magnetização, considerando uma distribuição anisotrópica da susceptibilidade magnética e, portanto, da própria magnetização do meio investigado, para um campo magnético local (PEREIRA et al, 2015); (ELLIS, 2015). Deste modo, a questão de magnetização remanescente da região é contornada, uma vez que a informação da remanescência é incorporada no objeto estudado e o problema inverso recupera soluções mais realistas para a geometria dos corpos magnéticos.

A inversão gravimétrica também foi executada com o pacote VOXI do Geosoft Oasis Montaj v.9.1, de modo a recuperar a distribuição da densidade de massa em subsuperfície a partir dos dados gravimétricos (Figura 24). As isosuperfícies das variações das densidades das rochas (gravimétricas) representadas em quatro intervalos de 0,02 mGal a 3,3 mGal; e foram geradas com interpolação dos valores de densidade recuperados pela inversão gravimétrica até 25 km de profundidade. Os dados de inversão

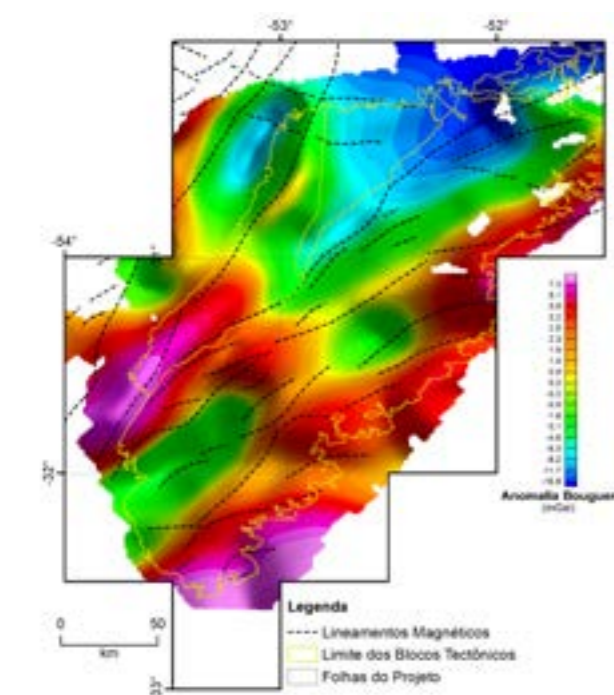


Figura 21 - Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer: (A) Regional e (B) Residual. A legenda dos mapas está no mapa (A) e a localização da área no mapa (B).

gravimétrica mostram que os corpos mais densos apresentam alinhamentos ligeiramente distintos na área de estudo, com direção NNE-SSW, na porção oeste (Terreno Tijucas) e direção NE-SW, na porção leste (Batólito Pelotas). A inversão gravimétrica mostra que as rochas nos blocos/terrenos estudados apresentam densidades diferentes gerando relevos nas isosuperfícies que recobrem esses terrenos. E os altos relevos nas isosuperfícies apresentam correlação com as estruturas regionais.

A Figura 25 são definidas as isosuperfícies de susceptibilidade magnética (tons esverdeados) e de variação das densidades das rochas (tons avermelhados). Os dados apresentam os contrastes magnéticos e gravimétricos na área de estudo. Na Figura 25 podemos observar que esses dados de inversões possibilitam diferenciar os terrenos estudados.

As isosuperfícies magnetométricas mostram que as rochas do Terreno Tijucas e Bloco Encruzilhada são homoganeamente magnéticas. Nesse terreno e bloco, são observadas duas porções de baixos valores na porção norte e central, que estão relacionadas com as rochas sieníticas Arroio Silva do Bloco Encruzilhada e as rochas alcalinas Passo da Capela do Terreno Tijucas (Figura 23). O sienito Piquiri, no bloco Encruzilhada, apresenta-se como alto magnético, juntamente com alguns diques profundos de rochas máficas de direção preferencial WNW-ESSE (Figura 25). No Terreno Tijucas observa-se ainda, que a porção oeste, composta por rochas do Complexo Metamórfico Porongos neoproterozóicas e do embasamento paleoproterozoico, apresentam baixo magnético, juntamente com os sedimentos do Grupo Guaritas no graben da Bacia do Camaquã (Figura 25).

Nos limites do Terreno Tijucas, há a presença de altos magnéticos e gravimétricos anômalos que podem ser associados com a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (a leste) e pelas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos (a oeste) (Figura 25). Enquanto que o Batólito Pelotas (Figura 23 e 25) apresenta algumas suítes mais magnéticas que outras, sendo que algumas porções/unidades da Suíte Pinheiro Machado apresentam valores de magnetização maiores. Essa assinatura, provavelmente, está relacionada às porções que apresentam maior contribuição de associações de rochas com composições mais máficas intercaladas com as rochas granodioríticas a monzograníticas dessa suíte.

Na porção centro-sul do batólito são encontrados altos anômalos, como corpos isolados de formas arredondadas, que são relacionadas às rochas máficas da unidade Passo da Fabiana. Nesse mapa, ainda é possível observar que as principais estruturas regionais são acompanhadas por altos topográficos

alongados que geram relevos anômalos dos vetores magnéticos, indicativos de que as estruturas regionais são de grande profundidade. Também é observado a presença de corpos magnéticos alinhados de direção WNW-SNE na parte central e ENE-WSW na parte sul do Batólito Pelotas (Terreno Jaguarão) (Figura 25). Esses corpos magnéticos alinhados correspondem a uma assinatura mais superficial e são diques de rochas máficas/alcalinas que devem ter sido gerados durante o evento de separação América do Sul – África.

As isosuperfícies gravimétricas (Figura 24) indicam que o Terreno Tijucas apresenta valores altos (Figura 25), provavelmente relacionados com as unidades de rochas máficas e ultramáficas do Complexo Porongos. Os valores baixos das isosuperfícies são relacionadas às unidades sedimentares da Bacia do Camaquã e do Complexo Metamórfico Porongos. O Bloco Encruzilhada apresenta valores gravimétricos intermediários (Figura 24 e 25), com baixos valores para as unidades de rochas da Suíte Encruzilhada. Nesse bloco, as isosuperfícies altas são relacionadas com: (i) *roof pendant* do embasamento paleoproterozoico Arroio dos Ratos, na sua porção centro leste; (ii) a nordeste, estão associadas às unidades mesoproterozoicas do Anortosito Capivarita; e (iii) a noroeste, ao Sienito Piquiri. No Batólito Pelotas, por sua vez, os altos gravimétricos e magnéticos apresentam-se como áreas alongadas e intercalados com áreas com baixos valores (Figura 25). Esses altos e baixos anômalos são corpos alinhados com direção preferencial NE-SW.

A coincidência das isosuperfícies magnetométricas e gravimétricas na porção central da área de estudo (quadrado amarelo na Figura 25) é um tema que deve ser melhor investigado devido a sua complexidade litológica e estrutural. Isto porque, a região é composta por rochas graníticas de composição monzogranítica a sienogranítica cortadas por diques e veios de rochas que variam de máficas a pegmatitos quartzo-feldspáticos e diques de aplitos. Outro ponto importante é a influência da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu e de Porto Alegre se encontram/dividem nessa região; cujos processos de reativações podem ser responsáveis pelas gerações de diques de composições variadas. Além disso, próximo a essa área há presença de rochas alcalinas e kimberlitos conforme descritos por Provenzano (2016). Essa conjunção de fatores dada pela resposta geofísica anômala, bem como geoquímica (Capítulo 7), torna essa área interessante para estudos mais detalhados. Os altos magnéticos observados na Figura 24 são alinhamentos profundos, que se correlacionam com a zona de cisalhamento Dorsal do Canguçu (a oeste) e a Anomalia Magnética de Porto Alegre (COSTA, 1997).

A leste da Anomalia Magnética de Porto Alegre ocorrem outros dois alinhamentos de altos magnéticos de direção NE-SW intercalados com corpos de baixo magnéticos (Figura 25).

No batólito, as rochas com maiores densidades são da Suíte Pinheiro Machado (Figura 25). Enquanto as demais suítes graníticas, normalmente de densidade menor, apresentam preferencialmente baixos gravimétricos. Há neste conjunto de menor densidade alguns corpos isolados de altos gravimétricos, provavelmente relacionados à presença de rochas com maior conteúdo de minerais máficos que ocorrem dentro dessas unidades. O Terreno Jaguarão tem seus altos gravimétricos dados pelas rochas pertencentes ao Complexo Arroio Grande enquanto o Granito Chasqueiro apresenta valores intermediários. Os perfis obtidos em duas seções que cortam a área de estudo (linha azul na Figura 25), mostram uma certa correlação entre os altos e baixos magnéticos e gravimétricos e as unidades litotectônicas e estruturas presentes (Figura 26). Dentre as duas assinaturas geofísicas, a gravimetria permite uma melhor individualização das suítes graníticas, pois provavelmente apresentam densidades diferentes.

No entanto, para uma melhor interpretação das informações magnetométricas e gravimétricas apresentadas nesses perfis, seria necessária a leitura da densidade e da susceptibilidade dos principais tipos de rocha da região estudada, visto que poderiam ser utilizadas no modelo inicial de modelagem direta e inversão. Entretanto, por esses perfis, pode ser observado que as suítes Pinheiro Machado e Viamão apresentam densidades maiores que as suítes Dom Feliciano e Cordilheira, onde alguns contatos são limitados por falhas. O Bloco Encruzilhada tem densidade menor que as litologias que ocorrem nos seus limites, que podem ser relacionadas às rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos, no oeste; e ao embasamento Várzea do Capivarita, a leste.

Vale ressaltar que o mapa é de integração geológico-geofísico, não um mapa geológico, fruto de mapeamento e sim uma compilação de dados, com alguns pontos de checagens em campo. Também se ressalta que a resposta das propriedades físicas depende do contraste entre as unidades envolvidas, cujas interpretações dependem de outros fatores que devem ser considerados.

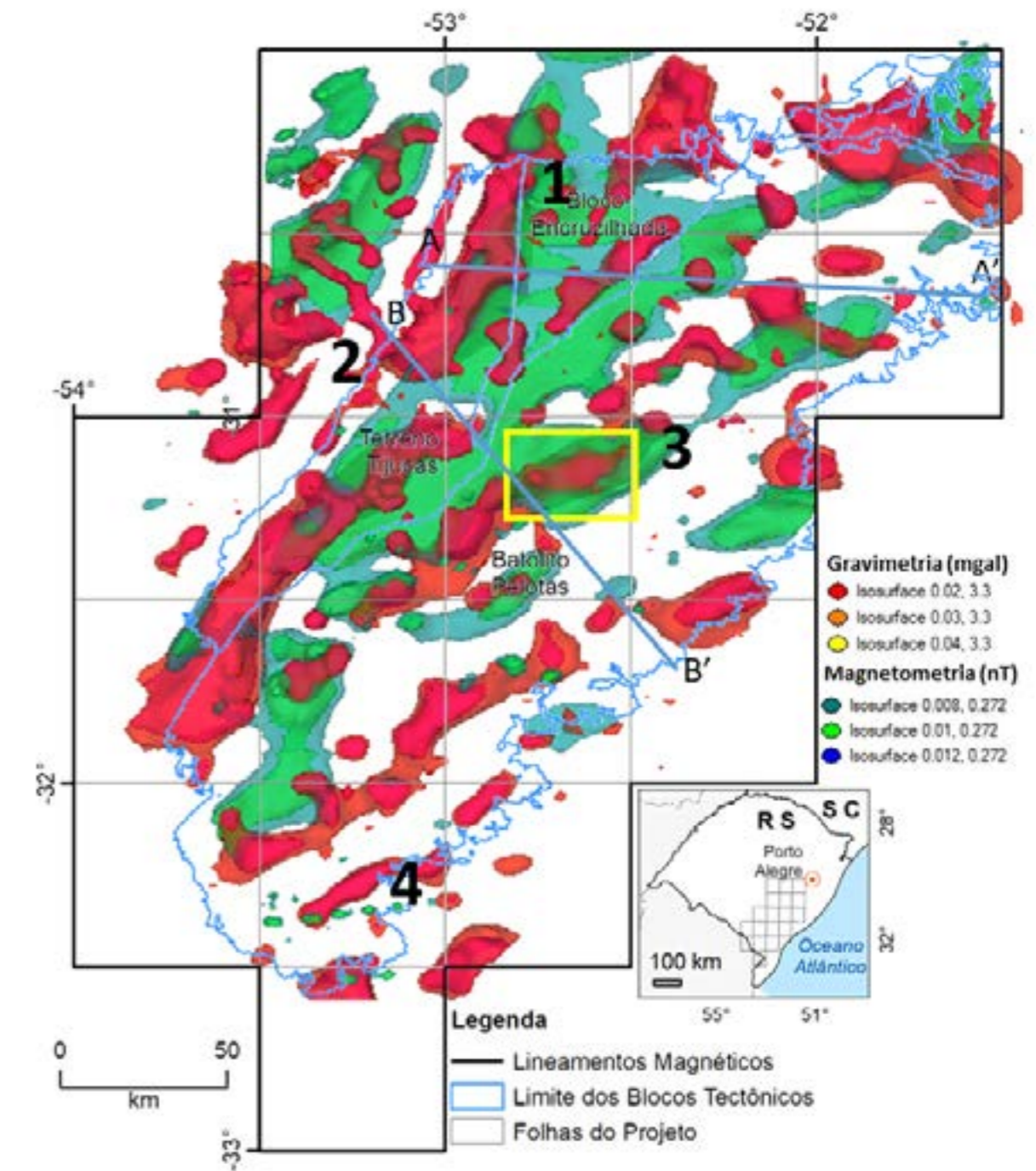


Figura 25 - Isosuperfícies da inversão do vetor magnético (verde) e das variações das densidades das rochas (vermelho). A área de trabalho e os três blocos estão contornados de azul. Linhas azuis são perfis das seções magnéticas e gravimétricas. Quadro amarelo indica área de altos gravimétricos e magnetométricos discutido no texto.

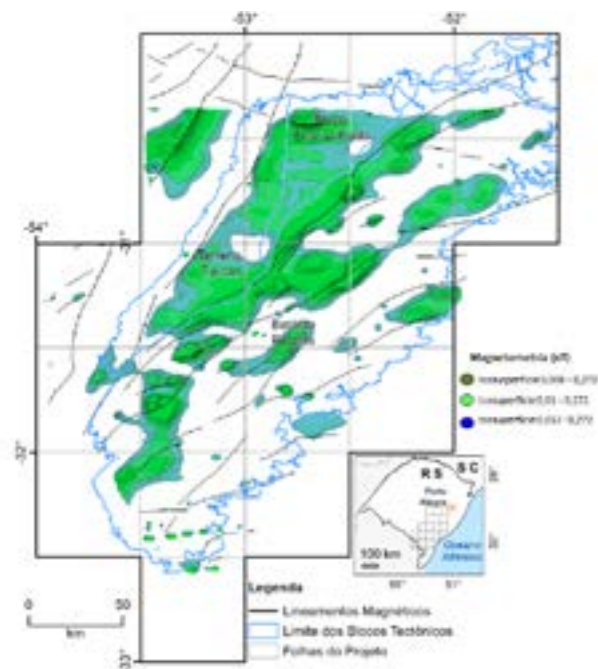


Figura 23 - Mapa com isosuperfícies da inversão do vetor magnético, recuperados pela inversão magnetométrica até 15 km de profundidade; com os lineamentos magnéticos. Em azul está o limite da área de estudo.

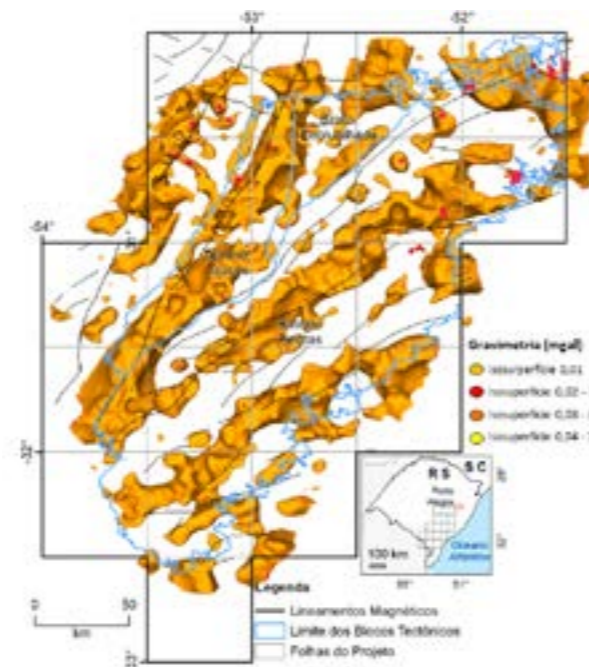


Figura 24 - Mapa com isosuperfícies das variações das densidades das rochas geradas com interpolação dos valores de densidade recuperados pela inversão gravimétrica até 25 km de profundidade; com os lineamentos magnéticos. Em azul está o limite da área de estudo.

4. ASSOCIAÇÕES LITOTECTÔNICAS

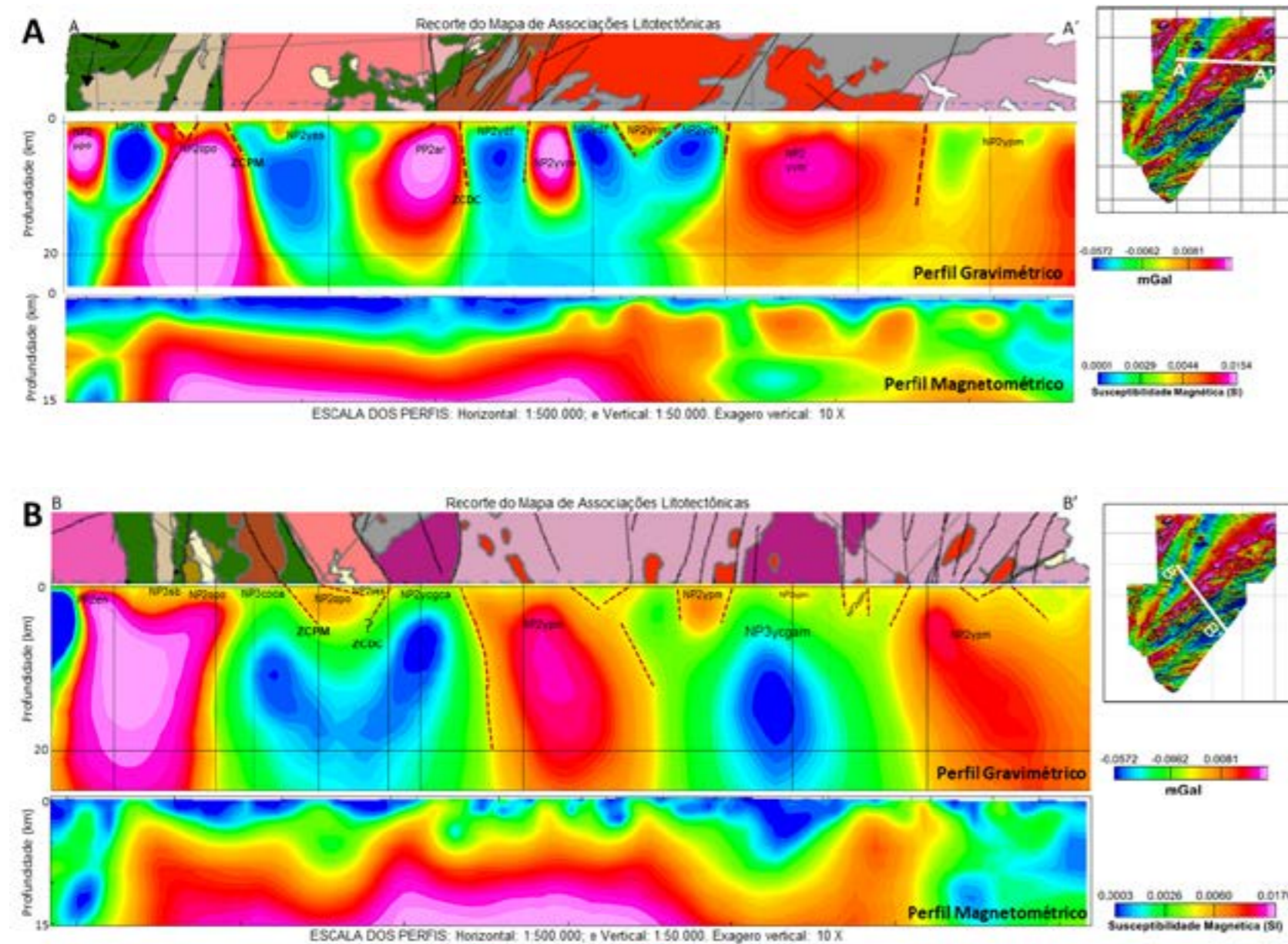


Figura 26 - Perfis magnetométrico e gravimétrico (A) A-A' e (B) B-B', linhas rosas tracejadas na Figura 25. Na parte superior dos perfis estão os recortes geológicos por onde os perfis foram gerados em profundidade, que foram interpolados até 25 km para o perfil gravimétrico e até 15 km para o perfil magnetométrico. Os locais que os perfis cortam a área de estudo estão apresentados no quadro na parte superior à direita, representado pelo mapa magnetométrico do campo magnético total reduzido do IGRF sobreposto ao relevo sombreado.

A área do projeto Batólito Pelotas – Terreno Tijucas abrange o Batólito Pelotas e a porção leste do Terreno Tijucas (e Bloco Encruzilhada do Sul) do ESRG, limitado a oeste pela Bacia do Camaquã (Figura 25). As associações petrotectônicas abrangidas pela área de estudo serão descritas por agrupamento de litologias relacionadas a evolução dos ambientes tectônicos. Os trabalhos de campo consistiram de mapeamento não sistemático realizado para adequação da cartografia geológica com as informações observadas em levantamentos aerogeofísicos. No decorrer do projeto foram confeccionadas 435 lâminas delgadas e realizadas 144 análises litoquímicas. Os resultados, interpretações e discussões aqui apresentados tem como base: (i) descrições completas de 250 lâminas delgadas; (ii) descrições parciais de 183 lâminas delgadas; (iii) 300 análises litoquímicas, englobando as análises realizadas e mais 156 análises litoquímicas do Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul; (iv) dados geofísicos de gravimetria, magnetometria e gamaespectrometria.

4.1. TERRENO TIJUCAS

4.1.1. Complexo Porongos

O Complexo Porongos (Figura 27), Série Porongos (CARVALHO, 1932), Grupo Porongos (GOÑI, 1962) e Suíte Metamórfica Porongos (JOST, 1981), é uma sequência de rochas vulcanossedimentares metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito inferior de orientação NE-SW. Septos do embasamento, principalmente os Gnaisses Encantadas, ocorrem intercalados nesse complexo.

A extensão desse complexo é de aproximadamente 170 km, do Arroio Capané ao norte até a região de Candiota, ao sul; com largura aflorante variável entre 15 e 30 km (Figura 27). A delimitação a leste é por falhas transcorrentes com granitoides do Batólito Pelotas, enquanto a oeste está encoberto pela Bacia Guaritas por discordância e falhas normais. Provavelmente o Complexo Porongos estende-se sob a Bacia do Camaquã até a Sutura de Caçapava (COSTA, 1997). Esse complexo forma relevo levemente ondulado, lembrando cuia ou Porongos (Figura 28), é formado por filitos, xistos pelíticos e carbonosos, grafita xistos, lentes de mármore e calcissilicáticas; metandesitos e metadacitos associados a rochas vulcanoclásticas e sedimentos

vulcanogênicos (Figura 29). A idade atribuída a esse complexo é ao redor de ca. 780 Ma U-Pb (PORCHER, et al., 1999; CHEMALE JÚNIOR., 2000; GRUBER, 2016; PERTILLE, et al., 2017).

Os dados aeromagnéticos mostram uma assinatura magnética intermediária a baixa, localmente é possível observar alguns corpos magnéticos arredondados, principalmente na charneira do Antiforme do Capané (Figura 13B). A porção centro-norte essa unidade é cortada por lineamentos NW-SE, enquanto que na porção sul há o predomínio dos lineamentos de orientação E-W (Figura 13B). A assinatura aerogamaespectrométrica é intermediária; localmente, formam valores altos lineares, atribuídos às drenagens e estruturas que cortam a região (Figura 17). A maior contagem gamaespectrométrica coincide com a estruturação gerada pela deformação e o sistema de dobramentos.

O Complexo Porongos pode ser subdividido pelo grau de metamorfismo e deformação em: (i) Grupo Cerro dos Madeiras para as rochas da região de Santana da Boa Vista e Capané; e (ii) Complexo Cerro da Árvore para a região oeste do complexo, com diferenças no grau de metamorfismo e deformação (JOST; BITENCOURT, 1980; MACHADO, et al., 1987; PORCHER; FERNANDES, 1990; REMUS, et al., 1990). As rochas do Complexo Porongos registram um metamorfismo de baixo a médio grau, variando entre fácies xisto verde a anfíbolito em uma complexa trama estrutural (Figura 30). Um evento de caráter dúctil é observado na transposição do acamamento sedimentar, gerando xistosidade, associada ao dobramento com a transposição da foliação S_1 . Ocorrem ainda clivagem de crenulação S_2 e dobras F_2 , com indicadores cinemáticos com movimentação para oeste. Há dois sistemas de dobras, um com eixo de direção NE-SW e outro de direção NW-SE (MACHADO, et al., 1987; PORCHER; FERNANDES, 1990; REMUS, et al., 1990; SAALMANN, et al., 2010).

Todas as construções de modelos tectônicos do Complexo Porongos baseiam-se em um sistema contínuo, sempre usando a Antiforme Capané (Figura 27) como peça chave neste quebra-cabeça. Nesse local, estaria a parte mais profunda da bacia, com uma zona de *rift*, onde ocorrem os Gnaisses Capané, rochas alcalinas compatíveis com ambiente extensional precursor da bacia vulcanosedimentar (MARQUES, 1996; MARQUES, et al., 1998).

Lascas de ofiolitos são descritas por vários autores (por ex.: Jost, Bitencourt, 1980, Marques et al. 1998). Recentemente, Arena et al. (2017) definem estas lascas com ofiolitos cujo protólito ultramáfico formou-se em $793 \pm 0,9$ Ma e posteriormente obducionados durante o evento deformacional Ediacarano do Cinturão Porongos. Para leste, estaria a sedimentação marinha, com depósitos clásticos e

químicos, marcando uma plataforma continental (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST; HARTMANN, 1984; FRAGOSO-CESAR, et al., 1984). Os dados de proveniência obtidos por Pertille, et al. (2016) e Silveira (2016) sugerem que, pelo menos em parte, as rochas presentes na Antiforme Capané não pertencem ao Complexo Porongos de idade de ~ 780 Ma, mas sim mais jovens formadas no Ediacarano.

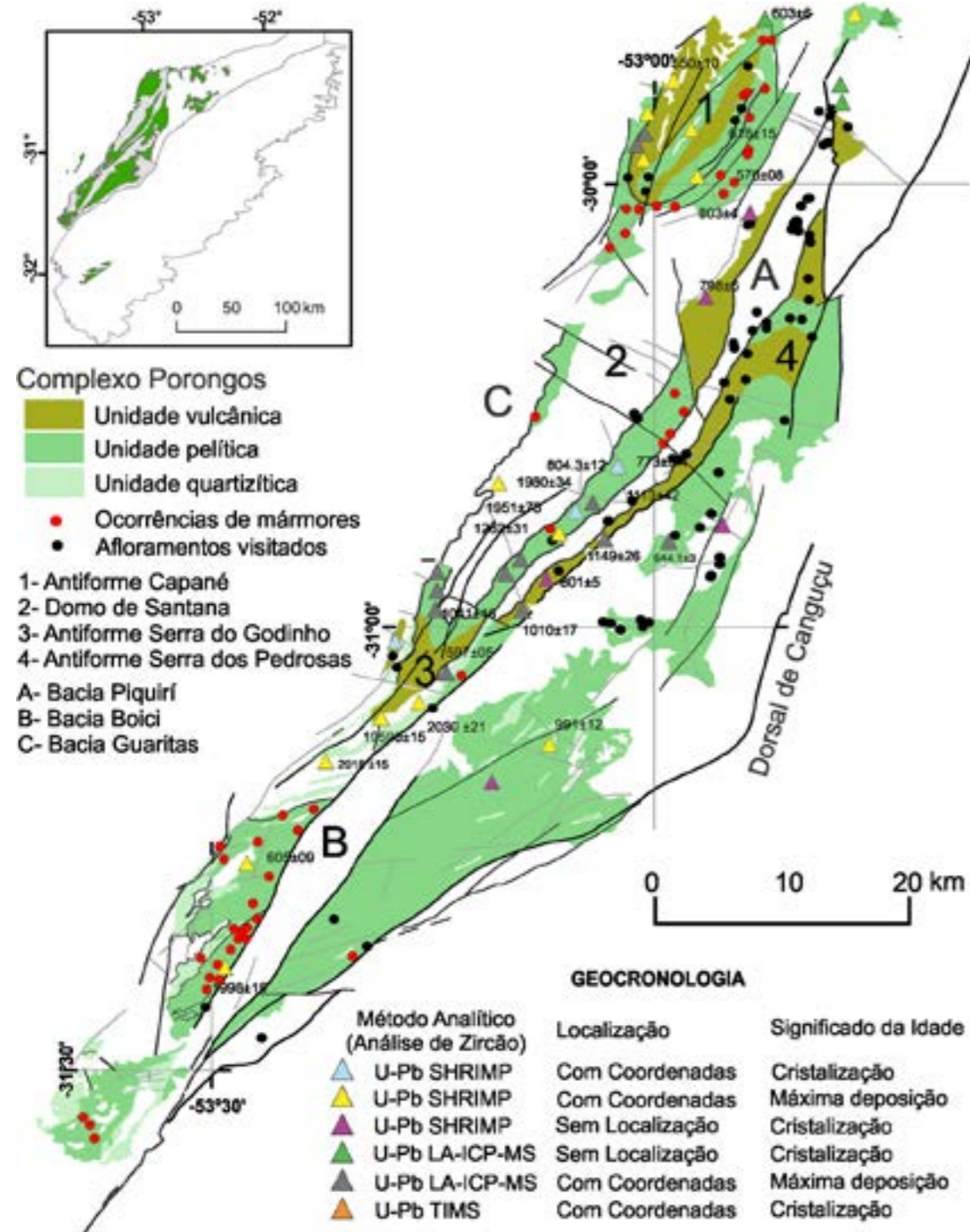


Figura 27 - Distribuição das unidades relacionadas ao Complexo Porongos.



Figura 28 - Forma do relevo gerado pelos xistos do Complexo Porongos. (A) Relevo coxilhado (JP-112); (B) Relevo levemente ondulado. Ao fundo, está o Granito Encruzilhada (OS-051).

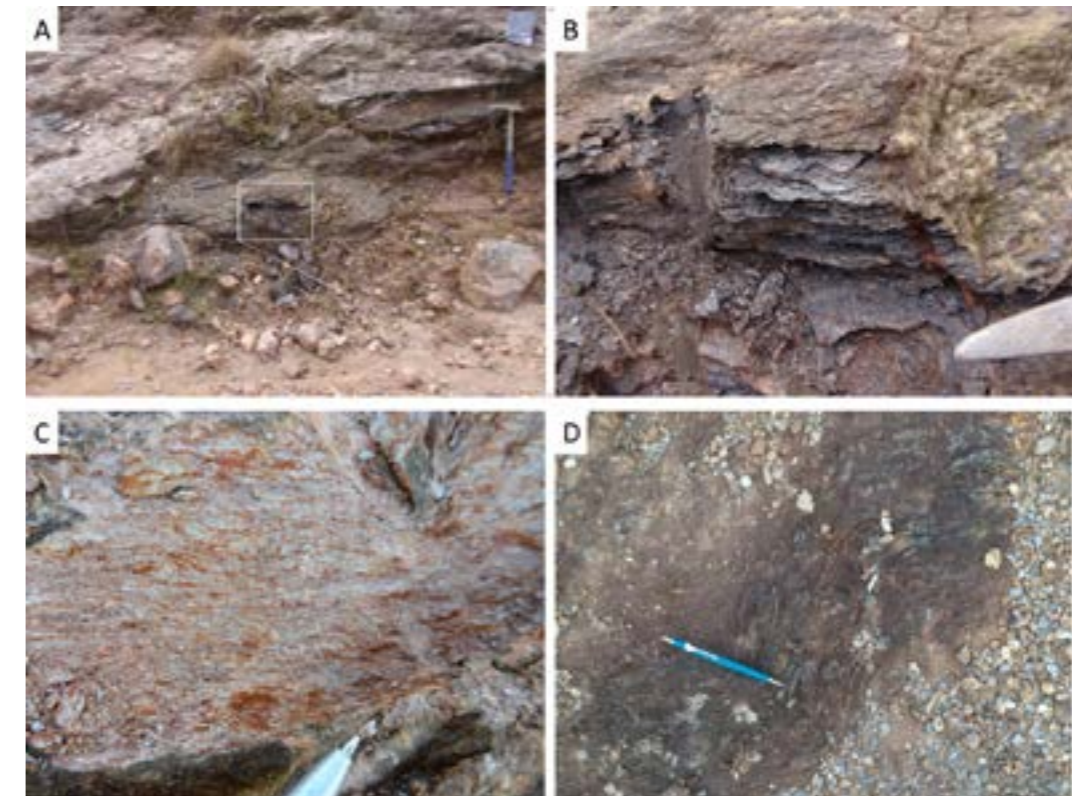


Figura 29 - Típicas rochas do Complexo Porongos. (A) xisto grafítico e (B) detalhe Afloramento OS-107 e xisto sericítico (C) Afloramento OS-087; e xisto dobrado (D) Afloramento JP-099.

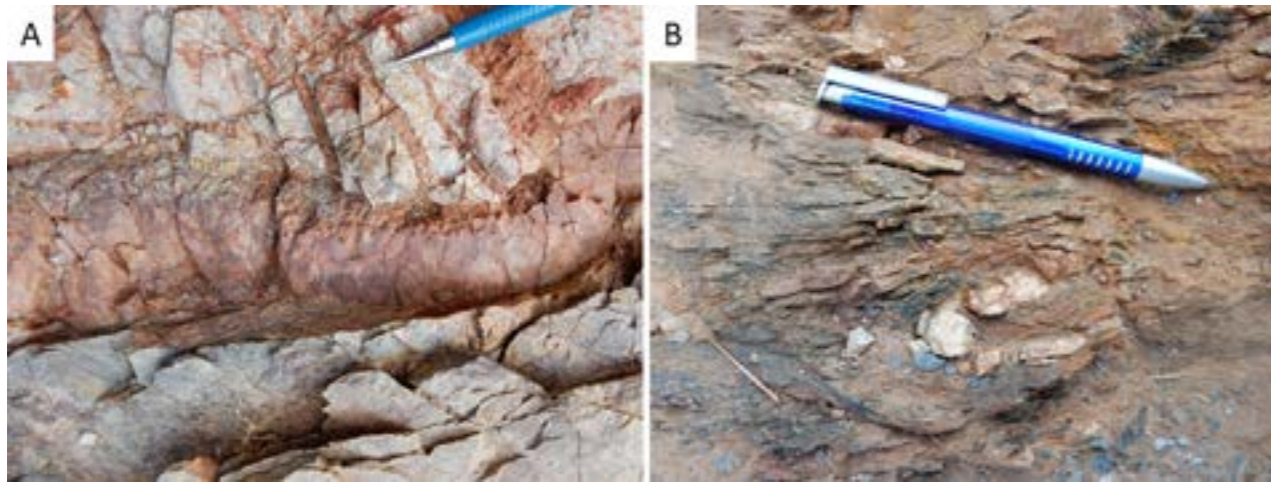


Figura 30 - Exemplos de deformação nos xistos do Complexo Porongos. (A) Deformação do xisto cortado por veios de pegmatitos e geração de fraturas secundárias preenchidas, OS-011; (B) xisto grafitoso dobrado com veio de quartzo dobrado, OS-093.

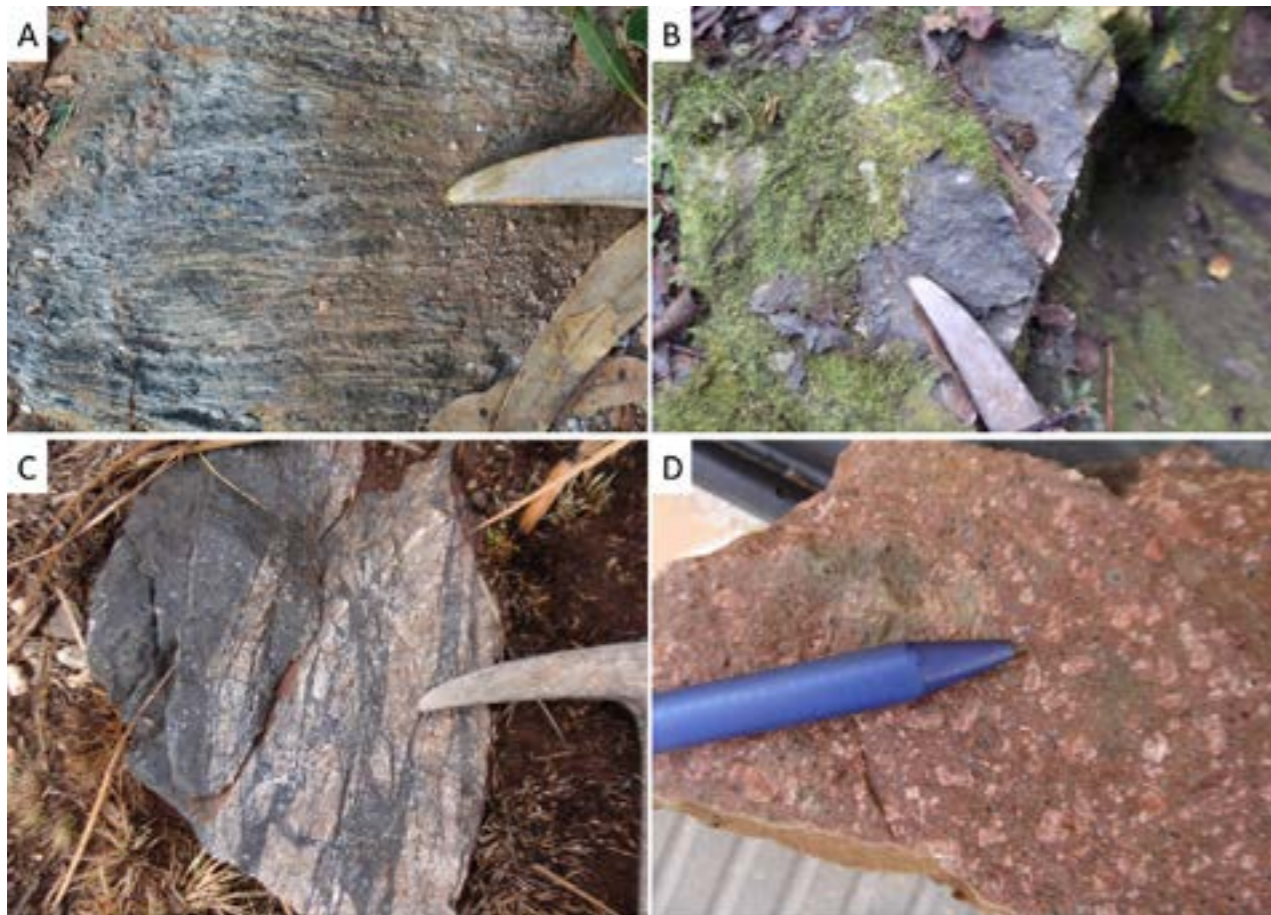


Figura 31 - (A) Sedimentos ricos em turmalina (JP 018); (B) Processo de ferrificação (OS-113); (C) Processo de silicificação (porção clara) e turmalinização com hematita (porção escura), OS-105; (D) Dique ácido (OS-112) que corta o Complexo Porongos próximo ao contato com a Bacia do Camaquã, com espessura menor que 3 m.

Os fenoclastos de feldspatos são alcalinos com macla de Carlsbad (sanidina) e plagioclásio. Este são compostos por cristais prismáticos a ovais com macla da albita, de granulação média a fina (2,8 mm a 0,5 mm). Muitas vezes, estes feldspatos encontram-se envelopados por matriz fina (tamanho do grão inferior a 0,2 mm) composta de quartzo, feldspatos, filossilicatos e epidoto. Os fenoclastos, por vezes, desenvolvem sombras de pressão assimétricas, constituídas em geral de quartzo muito fino (<0,05 mm) em arranjo granoblástico xenomórfico. A matriz é muito fina, consiste em um agregado de quartzo, feldspatos indistintos, biotita, clorita, muscovita, epidoto, opacos, zircão e raríssima apatita. Essa matriz provém tanto da mineralogia primária da rocha, quanto do produto da cominuição e da alteração dos minerais preexistentes por processos de cisalhamento. As análises geoquímicas realizadas no Complexo Porongos são poucas e, quando

feitas, restringem-se a área da Antiforme do Capané (GOLLMANN, 2007; PERTILLE, et al., 2016). Para o projeto foram analisadas duas amostras de vulcânicas da unidade Metariolitos Cerro do Alemão (JOST, 1981). Estas amostras apresentam um padrão fracionado, quando normalizadas pelo manto primitivo (McDONOUGH; SUN, 1995), indicando uma assinatura crustal (Figura 34A). Os elementos terras raras (Figura 34B) mostram um padrão pouco achatado e evidenciam um trend de diferenciação e fracionamento pouco acentuado. Este padrão é semelhante aos encontrados por (ORLANDI FILHO, et al., 2005) para as rochas vulcânicas do Complexo Porongos na Folha Piratini (Figura 35).

O padrão das rochas vulcânicas é semelhante aos sedimentos do complexo presentes tanto na Folha Piratini, quanto na Antiforme Capané (Figura 35) (ORLANDI FILHO, et al., 2005; GOLLMANN, 2007; PERTILLE, et al., 2016).



Figura 32 - Vulcânicas ácidas do Complexo Porongos, afloramentos (A) OS051 e (B) OS-109.

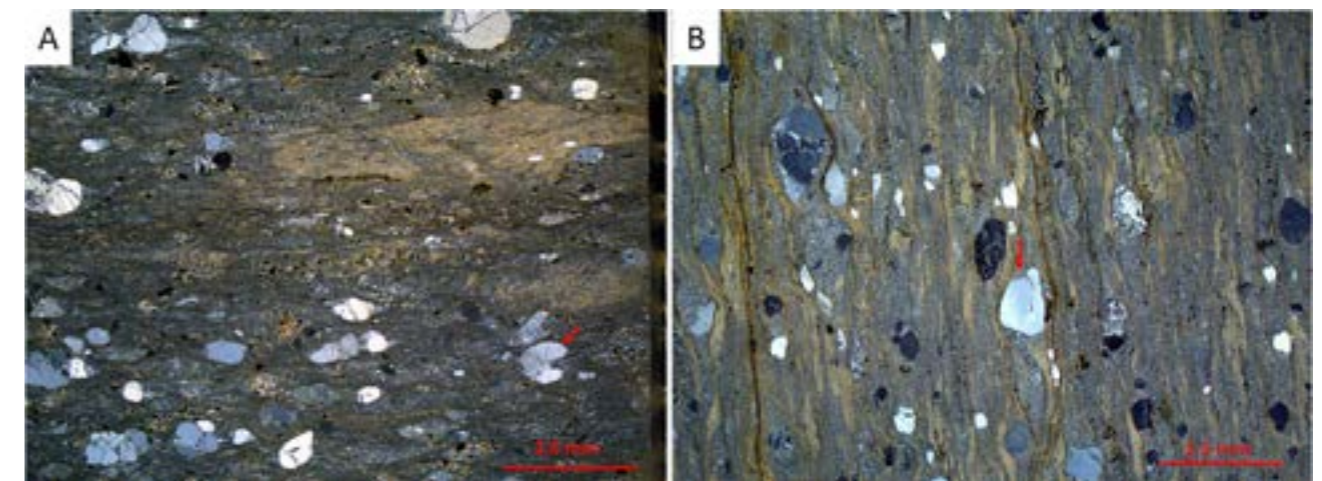


Figura 33 - Vulcânicas ácidas do Complexo Porongos. Amostras OS-109F(A) e OS-113A(B), em luz polarizada, mostrando textura porfiroclástica com fenocristais reliquiais de quartzo e feldspato, onde o quartzo apresenta nítidas feições vulcânicas, como formas hexagonais e golfos de corrosão (setas), com sombras de pressão assimétricas em matriz fina de composição quartzo-feldspática rica em filossilicatos, devido a processos de cisalhamento simples.

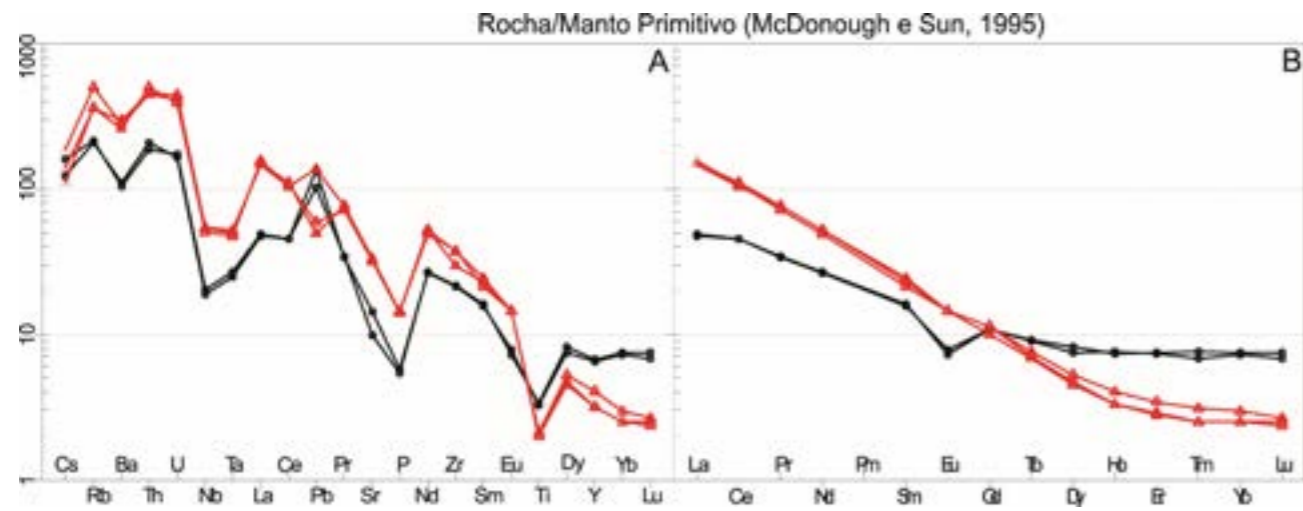


Figura 34 - Padrão das rochas vulcânicas do Complexo Porongos coletadas no projeto (em preto), comparadas com as vulcânicas da Bacia do Camaquã que cortam o Complexo Porongos (vermelho). Afloramentos OS - 105, 109 e 112.

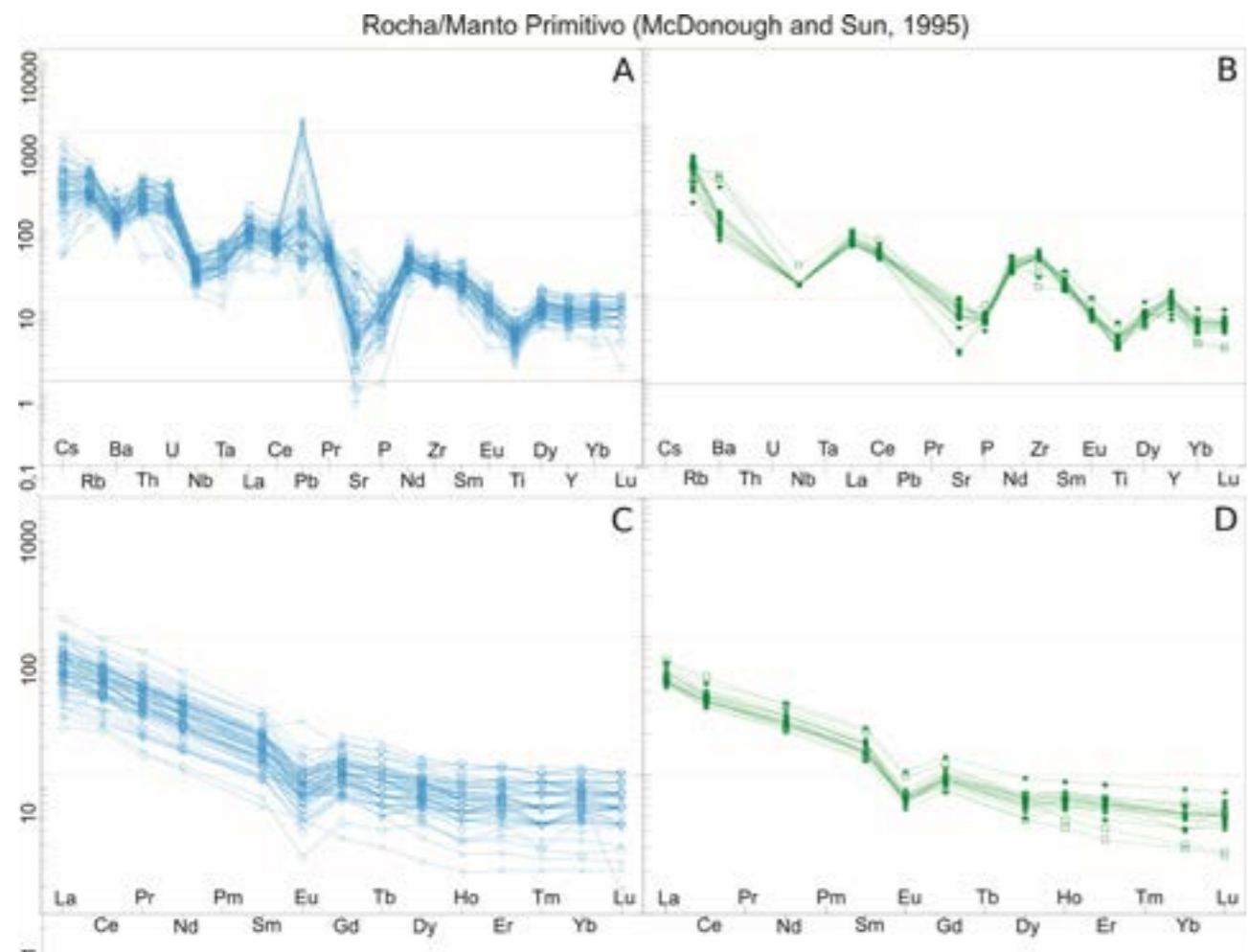


Figura 35 - Padrão das rochas vulcânicas e metasedimentares do Complexo Porongos na Antiforme Capané (azul) e nas vulcânicas e paragneisses da Folha Piratini (verde).

4.1.2. Suíte Cordilheira

A Suíte Cordilheira é formada por conjunto de rochas plutônicas sin-colisional e peraluminosa distribuída principalmente no limite entre o Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas, ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Figura 36).

Picada (1965), primeiro a identificar granitos a duas micas no Escudo Sul-Rio-Grandense, nomeou-os como granito Cordilheira e relacionou-os ao Sistema de Falhas da Dorsal de Canguçu (PICADA, 1971). Posteriormente estes granitos foram caracterizados como uma suíte ligada a refusão de sedimentos em uma zona colisional (ISSLER, 1982; FRAGOSO CESAR, et al., 1986; NARDI; FRANTZ, 1995; SOLIANI JÚNIOR., 1986; KOESTER, 1995; KOESTER, et al., 2001a; 2001b; FRANTZ, et al., 2003).

Orógenos acrecionários e colisionais são importantes regiões tectônicas às quais se relacionam a fusão parcial de rochas sedimentares (ou mistura de sedimentares e ígneas) para formar granitos peraluminosos a fortemente peraluminosos ou tipo S (e.g., (CHAPPELL; WHITE, 1974; SYLVESTER, 1998; COLLINS; RICHARDS, 2008; KEMP, et al., 2007). Os mecanismos petrogenéticos que geram os granitos fortemente peraluminosos, ou granitos tipo S, tem relação com ambientes colisionais (BARBARIN, 1996; SYLVESTER, 1998; BARBARIN, 1999); extensões de back arc (KEMP, et al., 2007; COLLINS; RICHARDS, 2008; WANG, et al., 2013) com delaminação litosférica ou por modelos que combinam ambos (COLLINS; RICHARDS, 2008). Em muitos casos, granulitização e magmatismo máfico acompanham a geração destes granitos (KEMP, et al., 2007).

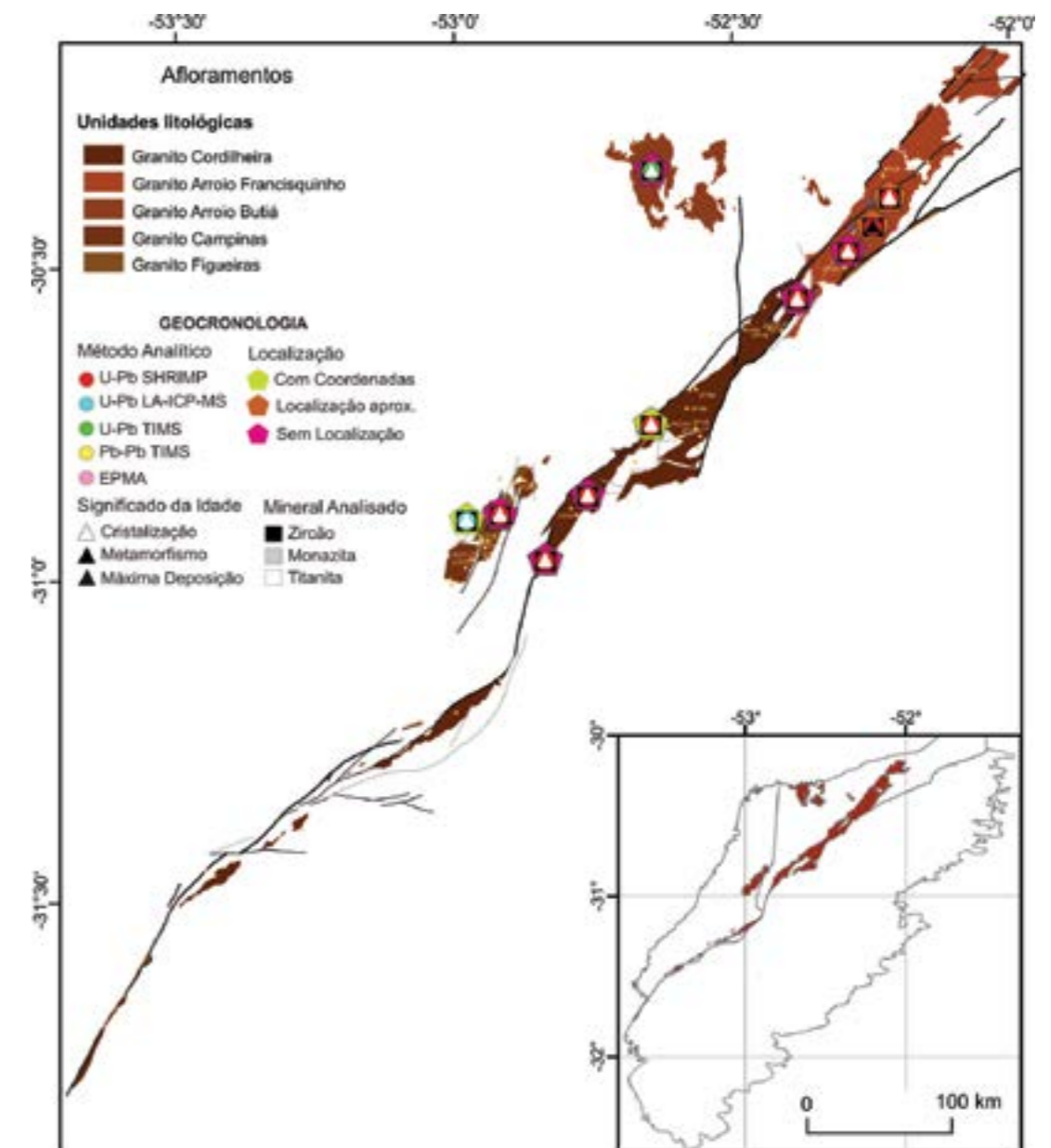


Figura 36 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Cordilheira na área de estudo, as quais estão fortemente controladas pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu de direção NE-SW.

As principais unidades graníticas englobadas nessa suíte são os granitos: Campinas (644,1±3 Ma, idade obtida neste projeto); Figueiras (605±8 Ma U-Pb) (PHILIPP, et al., 2013); Cordilheira (625±6 Ma U-Pb) (PHILIPP, et al., 2013), Arroio Francisquinho (634±6 Ma U-Pb) (PHILIPP, et al., 2013); 609,3±7 Ma U-Pb) (KNIJNIK, et al., 2015) e Butiá (629,2±6,8 Ma U-Pb) (BITENCOURT, et al., 2015). E podem variar de monzogranito a granodiorito, leuco a mesocrático fino a médio, localmente ocorrem porções porfiríticas a pegmatoides e podem estar deformadas ou em zona de cisalhamento. Nessa suíte, o filossilicato principal é a muscovita e/ou biotita, podem apresentar turmalina e granada como mineral varietal (Figura 37).

Na geofísica, a Suíte Cordilheira apresenta amplitude do sinal analítico baixa a intermediário (Figura 13A). Os dados radiométricos RGB indicam maiores teores de K e U, na porção a oeste e quando associada à zona de cisalhamento Dorsal do Canguçu. Os granitos Campinas e Figueiras, por sua vez, apresentam tonalidades cinza rosada e vermelho, respectivamente; onde o primeiro tem, relativamente, altos valores ou contagens para os três elementos radiogênicos, enquanto o Granito Figueiras possui

alto K (Figura 15B). O Granito Figueiras apresenta processo de enriquecimento de K e U, que pode ser derivado da grande quantidade de muscovita neste granito (Figura 37D). A muscovita pode ser primária e/ou gerada por enriquecimento hidrotermal (muscovitização?).

Os afloramentos dessa suíte são pequenos, expostos em lajeados e/ou blocos e matacões arredondados (Figura 38). Em geral, exibem coloração branca rosada com tonalidades cinza a alaranjada e textura equigranular grossa a fina (Figura 37A a D), localmente porfirítica (Figura 37E). Os minerais que podem ser observados no campo são plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, muscovita e biotita. Esses granitos podem apresentar enclaves de rochas granodioríticas, enclaves máficos que apresentam processo de assimilação de pórfiros (Figura 37F) e, por vezes, são cortados por veios de pegmatito e de quartzo. Em alguns locais, os granitos são de coloração cinza a branco, com pórfiros de feldspatos alcalinos brancos que podem atingir mais de 7 cm de comprimento e imersos em matriz grossa com foliação magmática (alinhamento dos cristais prismáticos de feldspatos) (Figura 37E).

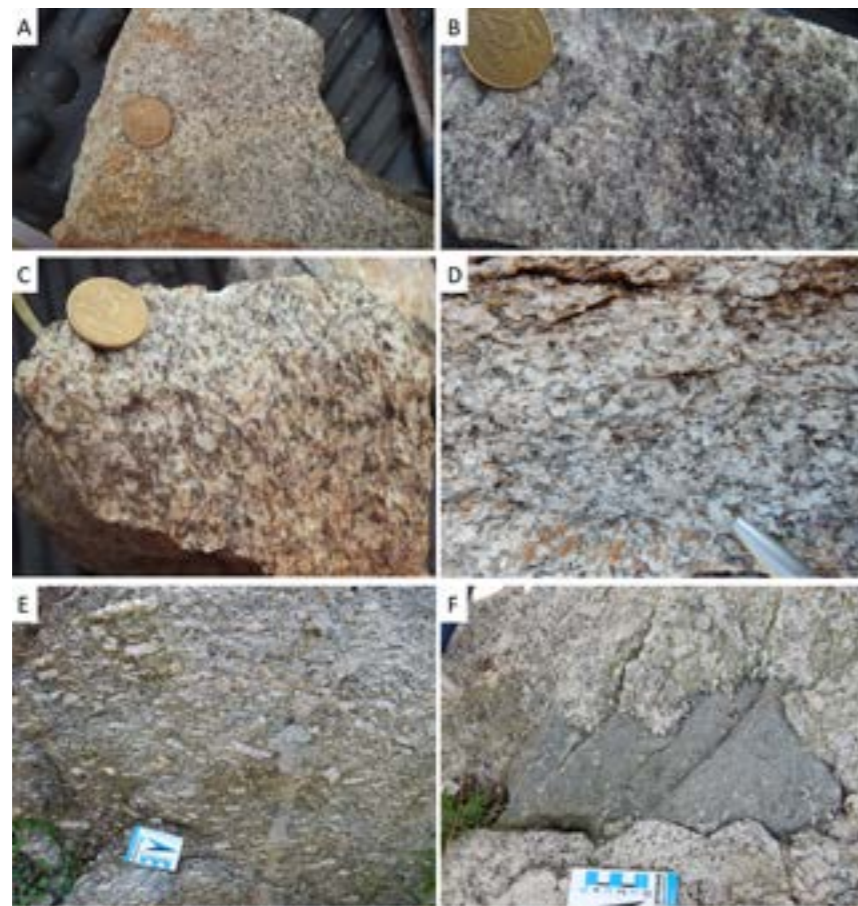


Figura 37 - Aspectos das rochas graníticas da Suíte Cordilheira, (A) afloramento JP-036 - Butiá; (B) afloramento JP-037 - Arroio Francisquinho; (C) afloramento JP-039 - Butiá; (D) afloramento do Granito Figueiras JP-134; (E) e (F) afloramento JP-128 (Arroio Francisquinho).



Figura 38 - Tipo de afloramento encontrado da Suíte Cordilheira, ponto JP-039 – Granito Butiá.

O granito Campinas é importante por estar relacionado com as mineralizações de estanho. Ele consiste de granodioritos de coloração cinza amarelado, com agregados de biotita e textura equigranular média (Figura 39A). Essa unidade pode estar cortada por diques de microgranitos com muscovita e veios de quartzo com intenso processo de turmalinização (Figura 39B), esse último mais intenso nas proximidades do contato com o Complexo Porongos. Localmente são observados processos de muscovitização.

A petrografia das rochas dessa suíte é caracterizada pelos seguintes minerais: plagioclásio; ortoclásio dos tipos pertítico e sem pertitas; microclínio; quartzo; biotita; muscovita; apatita; zircão e minerais opacos (Figura 40 e Figura 41). Já as texturas principais são equigranular média, hipidiomórfica, poiquilítica, granoblástica poligonal e gráfica. A mineralogia secundária é proveniente dos processos de oxidação, sericitização e muscovitização. Os feldspatos são euédricos a anédricos, onde predominam as formas subédricas, possuem contatos retos a irregulares e ocorrem fraturados. Em geral, apresentam extinção ondulante, por vezes observa-se a formação de subgrãos nas bordas de alguns minerais levemente deformados e verifica-se feições de deformação intracristalina nas formas de: (i) desaparecimento parcial da geminação polissintética dos plagioclásios; e (ii) microclinização do ortoclásio (que pode estar associado a deformação ou ser relacionado ao hidrotermalismo marcado também pela muscovitização, visto que a presença da microclina reflete um crescimento a baixas temperaturas ou resfriamento muito lento em temperaturas mais elevadas. O ortoclásio ocorre com e sem pertitas, com predomínio dos primeiros, onde podem ocorrer

mesopertitas e pertitas do tipo “flama”. A muscovita ocorre como mineral primário e na condição de mineral secundário. O quartzo ocorre: (i) como inclusões; (ii) compondo a textura gráfica; e (iii) na forma de grãos anédricos, com contatos irregulares, com extinção ondulante por vezes do tipo lamelar.

O granito Campinas pode conter presença de escapolita e micas litíferas (Figura 42). Na lâmina, observa-se a presença de nível de concentração de turmalinas com arranjo aleatório, bem como pode ser observado a relação das turmalinas com a rocha hospedeira. Nas turmalinas há uma zonação com um nível mais rico em quartzo e feldspatos e outro rico em filossilicatos (Figura 42).

Os litotipos da Suíte Cordilheira são subalcalinos com característica peraluminosa (Figura 43) e afinidade cálcico-alcalina (NARDI; FRANTZ, 1995; KOESTER, et al., 2001a; PHILIPP, et al., 2013; 2016). A distribuição dos elementos traços e terras raras, normalizados ao manto primitivo de (McDONOUGH; SUN, 1995) exibem elevado grau de fracionamento marcado pelo alto enriquecimento em elementos de alta carga em relação aos de baixa carga e ETR pesados. Uma pronunciada anomalia positiva de Pb é também reconhecida (Figura 43A).

Os elementos terras raras mostram fracionamento normal de elementos terras raras leves e pesadas e anomalia negativa de európio (Figura 43B). De maneira geral o padrão das amostras do Granito Figueiras, em relação aos outros granitos da suíte, exhibe envelope com somatório mais baixo de ETR, provavelmente devido a maior quantidade de sílica. A origem deste granito a partir da anatexia de sedimentos do Complexo Várzea do Capivarita já foi aventada por GROSS, et al., (2006) e PHILIPP, et al. (2013; 2016).

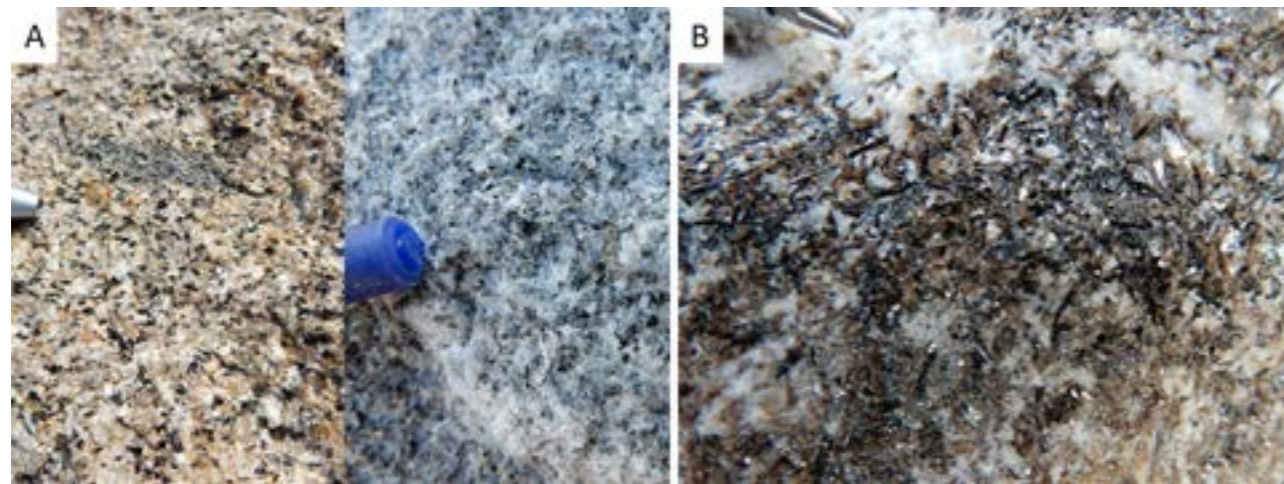


Figura 39 - (A) Granito Campinas (LC-014/JP135); (B) Forma de ocorrência de turmalina associada aos pegmatitos e veios de quartzo que cortam as rochas graníticas da Suite Cordilheira, afloramento LC-012.

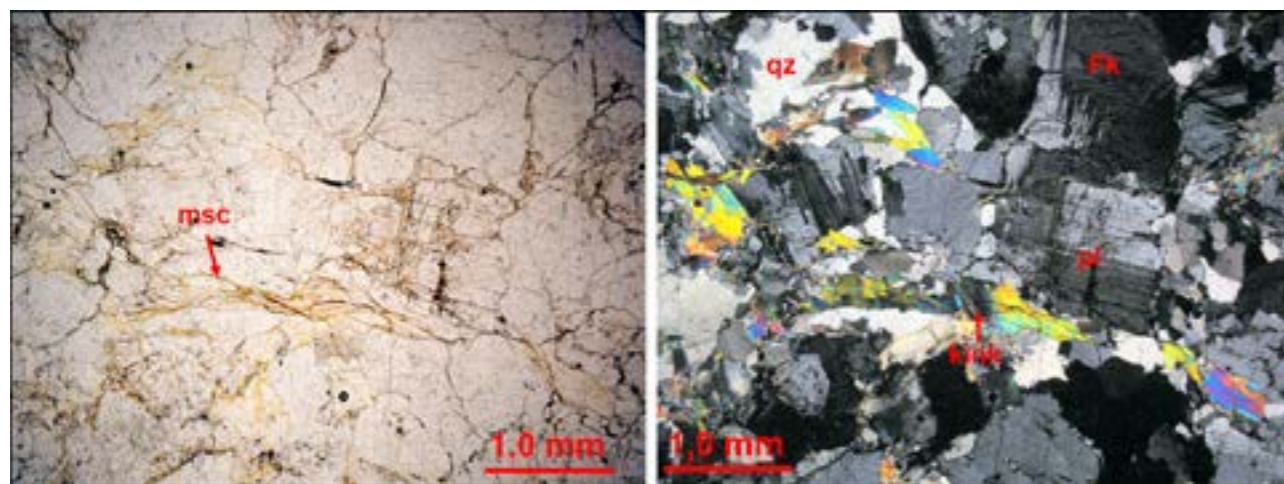


Figura 40 - Amostra JP036, respectivamente em luz polarizada plana e cruzada, em aumento de 25X, mostrando o aspecto geral da rocha onde se observa a textura protomilonítica, com fenoclastos de feldspatos (plagioclásio - pl; e FK), com grão de até 2,0 mm, em matriz fina, e tamanho inferior a 1,0 mm, com composição quartzo-feldspática rica em muscovita, por vezes com kink bands na clivagem (seta).

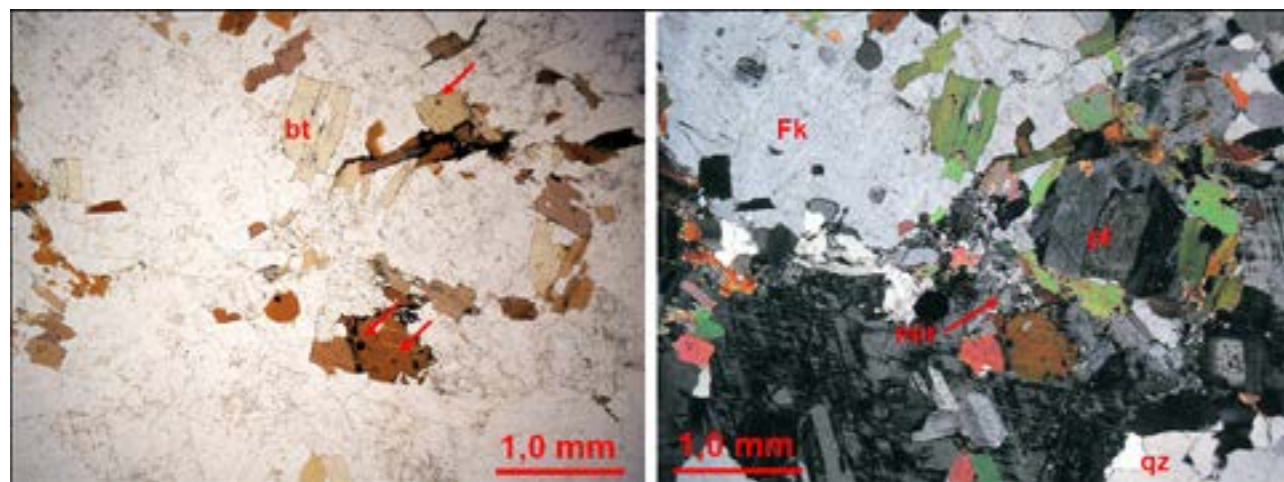


Figura 41 - Fotomicrografia da amostra LC014 respectivamente em luz polarizada plana e cruzada, em aumento de 25X, mostrando detalhe da rocha, com tamanho do grão médio a fino (entre 4,0 e 0,5 mm) destacando-se os cristais de biotita (bt) com inúmeros halos pleocroicos devido às inclusões de zircão (seta em LN) e com abundantes intercrescimentos mirmequíticos (seta em LP) ao longo do contato do microclínio (fk) e do plagioclásio (pl).

A determinação da idade do Granito Campinas foi realizada devido a sua relação direta com as mineralizações de estanho e por não ter idade para esta unidade. A idade encontrada, 644,1±3 Ma, com base a dois grãos concordantes (U-Pb SHRIMP em zircão) (Figura 44), indica ser um pouco mais antiga do que previamente publicado por FRANTZ (1985), estimada em torno de ca. 610 Ma.

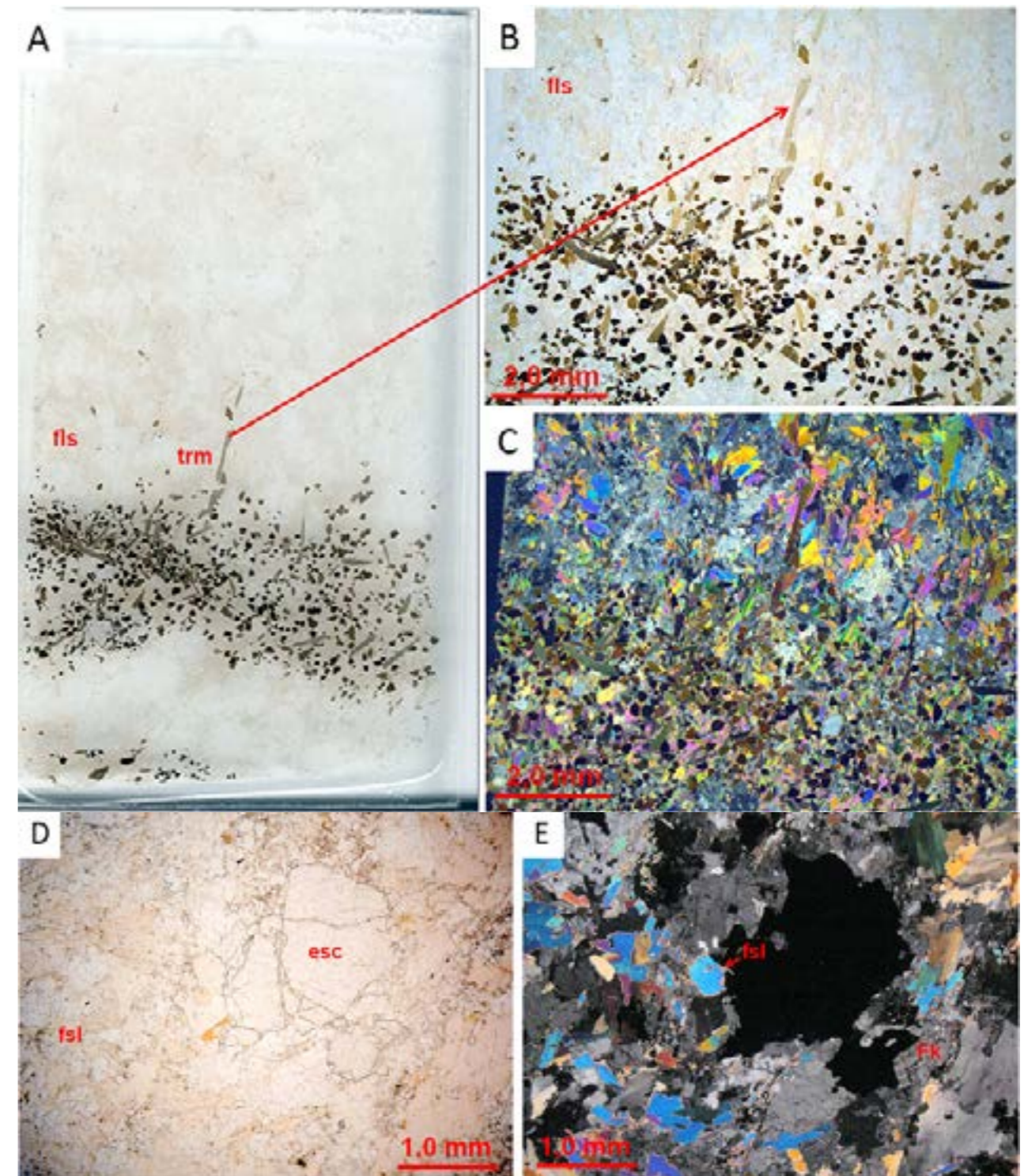


Figura 42 - (A) Amostra LC012C foto da lâmina com detalhe (direita) em luz polarizada plana (B) e polarizada cruzada (C), aumento de 7X; destacando a presença de nível de turmalinas com arranjo aleatório; e (B) (D e E) Detalhe da amostra LC012C, em luz polarizada plana e cruzada, respectivamente, em aumento de 25X; tamanho do grão médio a fino (entre 3,0 e 0,2 mm) destacando-se os cristais incolores, com seções de prismas curtos e clivagem fraca, levemente anisotrópicos, identificados opticamente como escapolita (esc) e micas (mc) lepidolita(?), cristal com coloração levemente rosada.

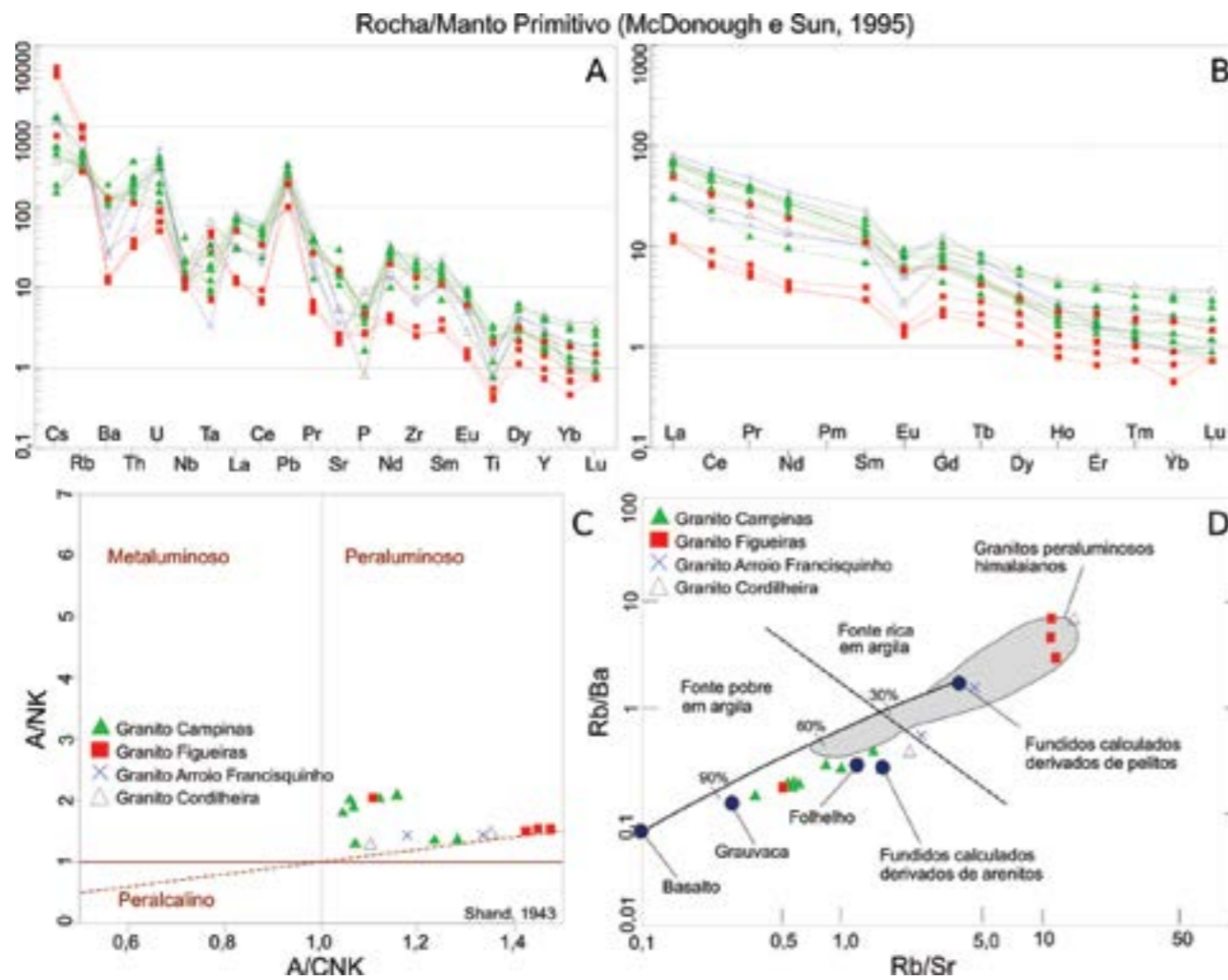


Figura 43 - Diagramas mostrando o comportamento das amostras analisadas da Suíte Cordilheira: (A) Diagrama multielementar e (B) terras raras, normalizados pelo manto primitivo de (McDONOUGH; SUN, 1995); (C) diagrama mostrando o peraluminoso das amostras da Suíte Cordilheira (SHAND, 1943); (D) diagrama Rb/Sr vs. Rb/Ba de (SYLVESTER, 1998) com prováveis fontes para rochas peraluminosas.

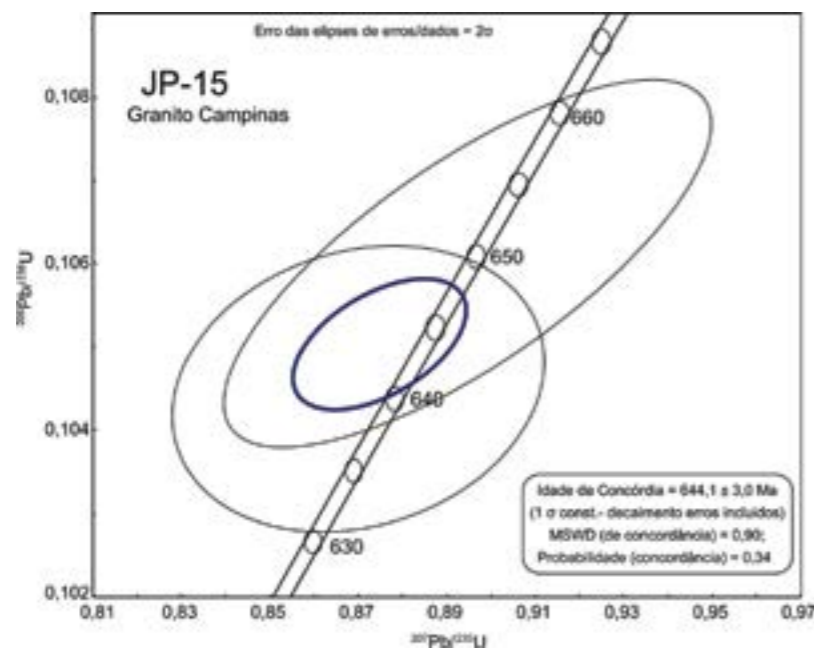


Figura 44 - Diagrama da concórdia com a idade U-Pb SHRIMP do Granito Campinas.

4.2. BLOCO ENCRUZILHADA

4.2.1. Suíte Piquiri

A Suíte Piquiri é formada por rochas de composição predominantemente sieníticas, que englobam as rochas do Sienito Piquiri e da Suíte Intrusiva Arroio do Silva (Figura 45). O sienito Piquiri forma um corpo magnético anômalo, facilmente observado pelos

dados magnetométricos (Figura 12) e gamaespectrométricas, com altos teores de contagem total (Figura 15A).

Inicialmente reconhecido por Picada (1966) e Tessari e Picada (1966) como Sienito Gnáissico Piquiri, o Sienito Piquiri (JOST, et al., 1985) ou Maciço Sienítico Piquiri (VIEIRA JÚNIOR, et al., 1989) constitui um stock de aproximadamente 130 km² na borda noroeste da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (Figura 45).

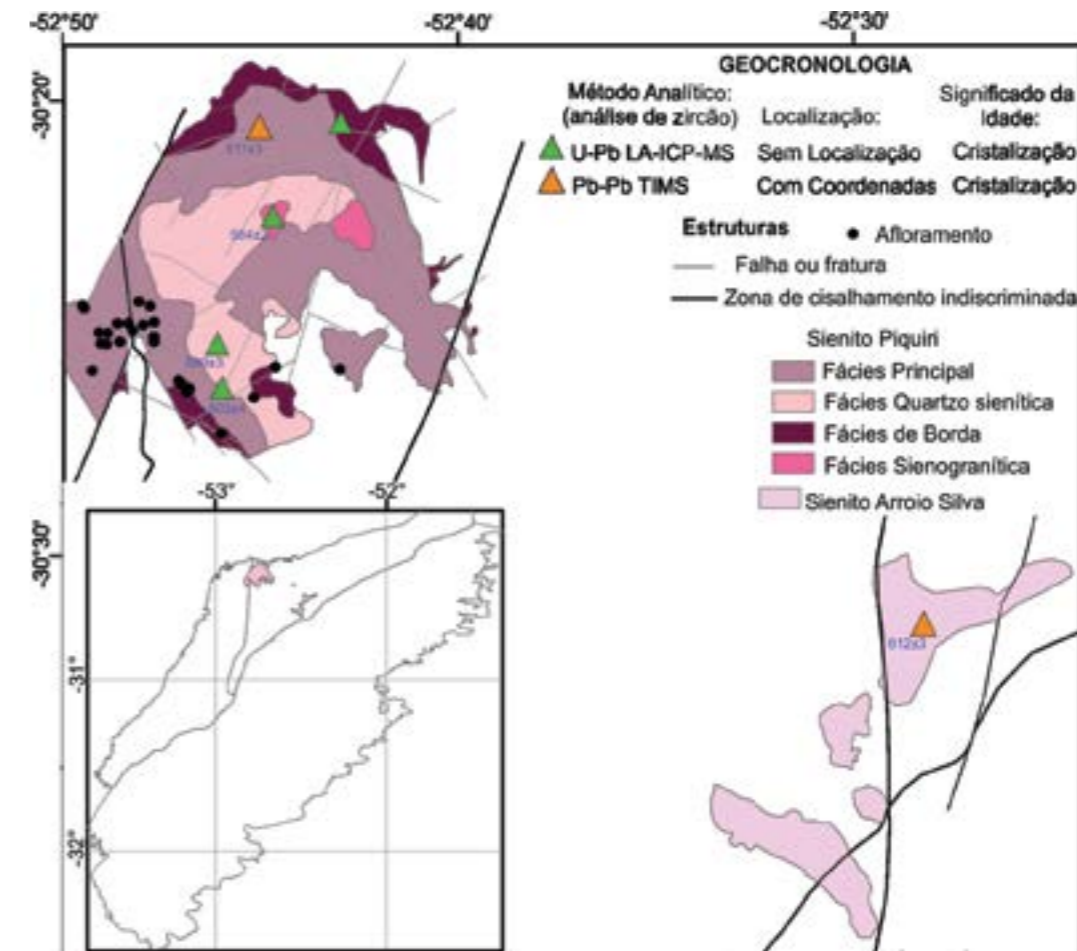


Figura 45 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Piquiri na área de estudo. Detalhamento do Sienito Piquiri a partir de (SBARAINI, 2012).

O Sienito Piquiri é intrusivo nos complexos Várzea do Capivarita e Arroio dos Ratos, em xistos do Complexo Porongos e em rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres. Apresenta coloração castanho-avermelhada com granulação fina, principalmente nas bordas, a média e grossa em direção ao centro do corpo. Apresentam estruturas de fluxo magmático dado por uma foliação e lineação mineral, normalmente paralelas às bordas, e pelo alinhamento de xenólitos e enclaves.

A rocha com textura equigranular hipidiomórfica de grão grosso a médio (8,0 mm a 2,0 mm), composta quase que exclusivamente de ortoclásio mesopertítico, com grossas lamelas albiticas

ortogonais ao maior alongamento do feldspato alcalino; e de forma subordinada presença de quartzo intersticial e margens albiticas (Figura 46A). Nos interstícios entre os cristais de feldspatos alcalinos ocorrem domínios subordinados de clorita associada a opacos e apatita, possivelmente resultante da destruição da biotita (Figura 46A). A alteração também atinge os feldspatos alcalinos que se encontram fortemente oxidados. Chama atenção o tamanho do zircão, característico de rochas alcalinas (Figura 46B).

A Suíte Intrusiva Arroio do Silva (UFRGS, 1992) reúne pequenos corpos situados próximos à cidade de Encruzilhada do Sul, com predomínio de monzonitos e sienitos, com graníticos subordinados.

As rochas possuem foliação de fluxo magmático, marcada pela orientação de agregados de minerais máficos e pela orientação de cristais de feldspatos alcalinos. Os minerais observados são K-feldspato, plagioclásio, augita, diopsídio, hornblenda, edenita e ferro-edenita e biotita, com apatita, zircão, epidoto, ilmenita e magnetita como acessórios (UFRGS, 1992;

REIS, 2006; PADILHA, et al., 2016). Nardi et al. (2008) consideram o Sienito Piquiri como sendo formado em um ambiente pós-colisional, com características ultrapotássicas e derivadas fontes Tipo OIB, com metamorfismo do manto. Um apanhado das características da Suíte Piquiri é apresentado na Figura 47, junto com as amostras coletadas no projeto.

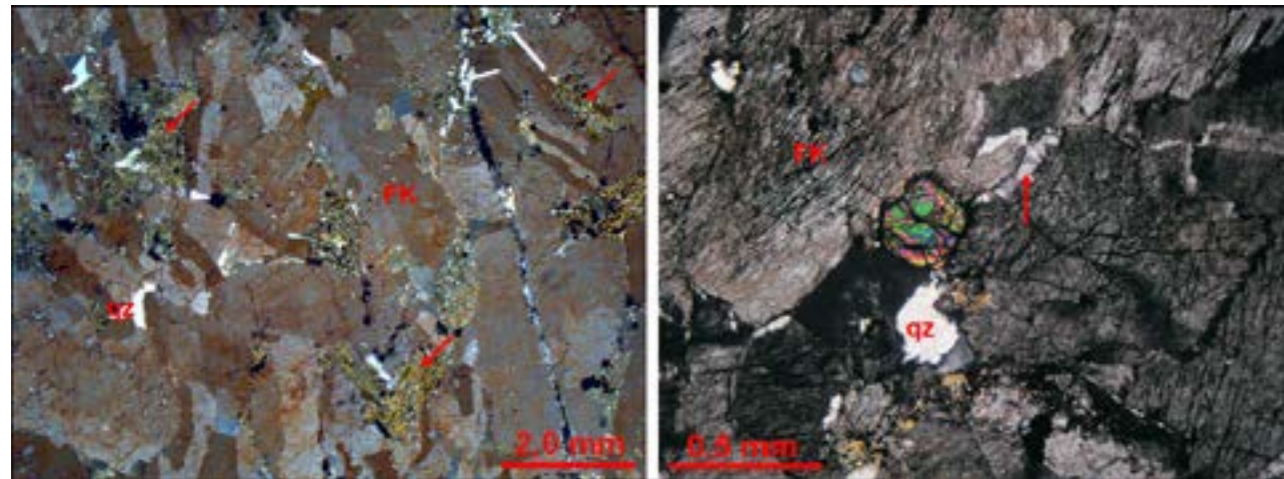


Figura 46 - Amostra JP-261 em luz polarizada cruzada: (A) aumento de 7X, a rocha tem textura equigranular hipomórfica média a grossa (5,0 a 2,0 mm), de feldspato alcalino perítico (FK), oxidados com forte foliação de fluxo, raro quartzo intersticial (qz) e biotita cloritizada (seta); (B) aumento de 40X, mostrando os bordos albíticos nos cristais de ortoclásio e cristal de zircão euédrico e zonado.

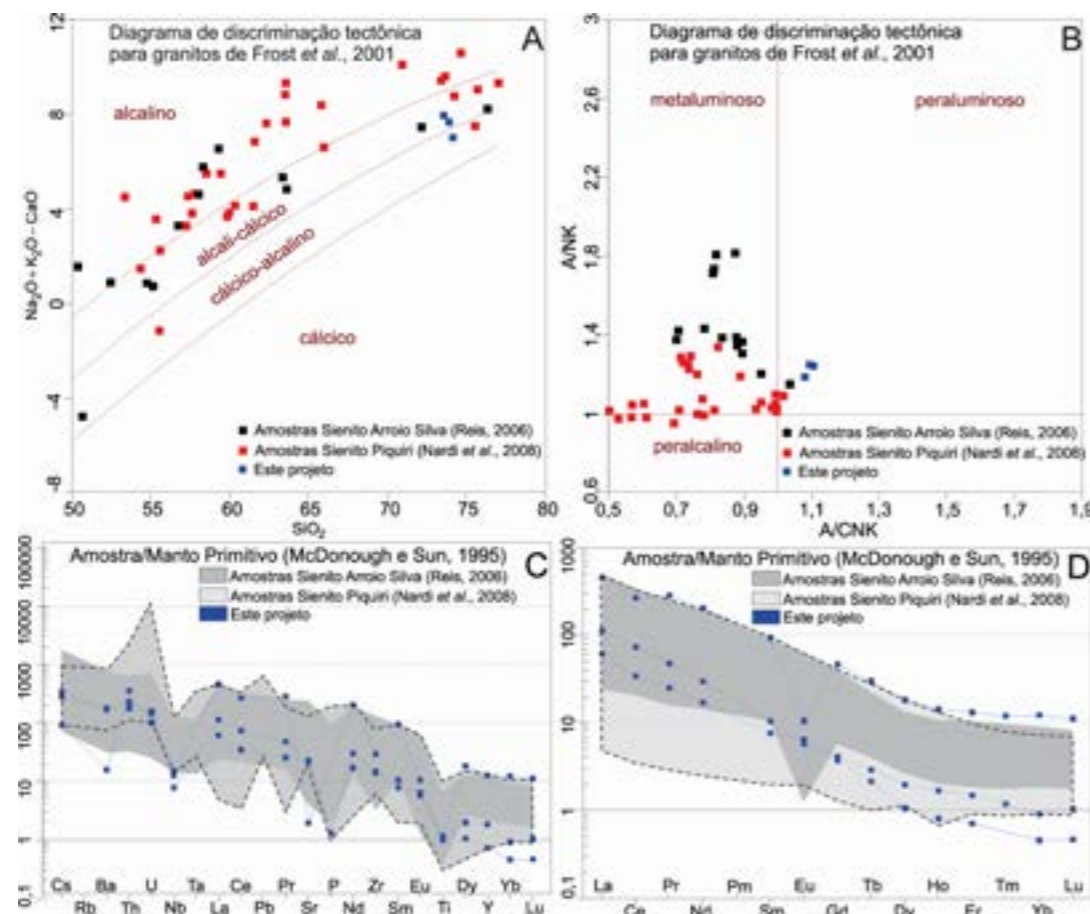


Figura 47 - Comportamento geoquímicas de amostras da Suíte Piquiri.

Os sienitos foram datados pelo método Pb-Pb (TIMS, em zircão) em 611 ± 3 Ma, para o Sienito Piquiri, e 612 ± 3 Ma, para o Sienito Arroio do Silva (PHILIPP, et al., 2002). Chemale et al. (2012) datou duas fases de cristalização em zircões do Sienito Piquiri, das quais a idade da cristalização do corpo sienítico obtida foi entre $592 \pm 2,3$ Ma (LA-MC-ICPMS) e $594 \pm 2,7$ Ma (SHRIMP). Os núcleos dos zircões apresentaram idades em torno de 600 a 605 Ma. Bitencourt, et al., 2015 encontraram em análises U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) um intervalo de cristalização do Sienito Piquiri variando 609 ± 2 Ma para a fácies de borda até 584 ± 2 Ma para a fase final.

Apesar de ser a rocha ornamental mais comercializada do Rio Grande do Sul, denominado de Marrom Guaíba, o Sienito Piquiri, para este projeto, é importante por ter sido objeto de exploração de cobre no século passado, principalmente nas bordas do corpo sienítico com o Complexo Porongos e com as rochas da Bacia do Camaquã (RIBEIRO, 1978).

4.2.2. Suíte Encruzilhada do Sul

Os primeiros trabalhos sobre os granitos na região de Encruzilhada do Sul se devem a Leinz; Pinagel (1945); Picada (1967) e Tessari; Picada (1966), principalmente pela presença de mineralizações de Sn e W encontradas na área. (TESSARI; PICADA, 1966). E, devido à variedade de fácies, o designaram de Complexo Granítico Encruzilhada; já Frago Cesar et al. (1986) denominam de Suíte Granítica Encruzilhada do Sul ou Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SOLIANI JR., 1986; VASQUEZ, 1997). A Suíte Encruzilhada do Sul, no presente projeto, foi dividida em três tipos de granitos, presentes da literatura e possíveis de serem cartografados na escala empregada, os granitos são: Encruzilhada, Pinheiros e Pitangueiras (Figura 48) (VASQUEZ, 1997).

A assinatura magnetométrica dessa suíte é relativamente baixa, sendo mais altas nos alinhamentos NW-SE de diques máficos que cortam o corpo (Figura 12B). De forma localizada ocorrem alguns corpos magnéticos arredondados que podem ser relacionados a corpos gabróticos que ocorrem na área. O sienito Piquiri apresenta com altos valores como corpo magnético anômalo. A assinatura gamaespectrométrica da Suíte Encruzilhada do Sul mostra altas contagens em toda a unidade (Figura 17A). Essa assinatura no mapa de RGB pode ser dividida em três tipos: (i) porção norte apresenta maiores teores de Th, relacionadas principalmente ao Granito Pitangueiras que compõe essa suíte; (ii) na porção central, são encontradas porções rosadas, que pode ser relacionado com processo de potassificação associado à faixa cataclástica que corta essa área (VASQUEZ, 1997); e (iii) na porção sul, apresenta maiores teores potássio, que pode estar associado com processo

de potassificação gerada pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu. O maior teor de Th na região em que ocorrem os antigos depósitos de tungstênio (Figura 16A), pode ser indicativo de processo de remobilização do K e do U maior na área, que deve estar associado à zona de cataclase com presença de veios de quartzo, aplitos e pegmatitos que cortam o Granito Pinheiros.

O Granito Encruzilhada possui composição monzogranítica a granodiorítica, constituído pelos fácies porfírico e equigranular e aparece na forma de blocos e, menos comumente, em lajeados (Figura 49). Podem ocorrer enclaves máficos centimétricos a métricos, de formas arredondadas até angulosa, contatos gradacionais e com alinhamento de minerais máficos (schlieren). Os pórfiros podem apresentar orientação do fluxo magmático dada pelos fenocristais de feldspatos alcalinos (Figura 50A). Esses fenocristais podem atingir até 6 cm, variando de cor rosada a branca (Figura 50B e C). Textura rapakivi é também comum neste granito (Figura 50B). Localmente apresentam duas gerações de pórfiros, sendo uma ligeiramente tabular, orientada, e outra mais hexagonal com textura rapakivi (Figura 50A). Biotita é o principal máfico nas rochas graníticas, sendo o anfibólio raro.

O Granito Pitangueiras ocorre na porção norte dessa suíte, foi designado por (FERNANDES, et al., 1988) e é colocado como parte da Suíte Encruzilhada do Sul por (VASQUEZ, 1997). Sua composição varia de monzogranítica a quartzo-monzonítica. Apresenta enclaves máficos e porções de mistura de magma nos bordos da intrusão.

O Granito Pinheiros (VASQUEZ, 1997) encontra-se principalmente na região do Cerro da Árvore e já havia sido caracterizado por Picada e Tessari (1970) como fácies do Granito Encruzilhada. Os afloramentos são principalmente na forma de lajeados (Figura 49B) e predomina a composição sienogranítica com textura equigranular fina a média e esparsos fenocristais de quartzo e feldspato alcalino (Figura 50D). Este granito é leucocrático róseo a laranja com baixo teor de máficos. Segundo (VASQUEZ, 1997), essa rocha ocorre como stocks intrudidos ao longo das zonas de cisalhamento cortando os granitos porfíricos; e por apresentarem megaenclaves angulosos, é sugerido que o granito Pinheiros tenha profundidade de colocação menor que os granitos porfíricos.

Em lâmina delgada o Granito Encruzilhada apresenta plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita como constituintes principais (Figura 51A) e epidoto, alanita, apatita, zircão, rutilo e minerais opacos como acessórios. A mineralogia secundária é proveniente dos processos de sericitização, oxidação, muscovitização, epidotização e em menor grau, cloritização e silicificação.

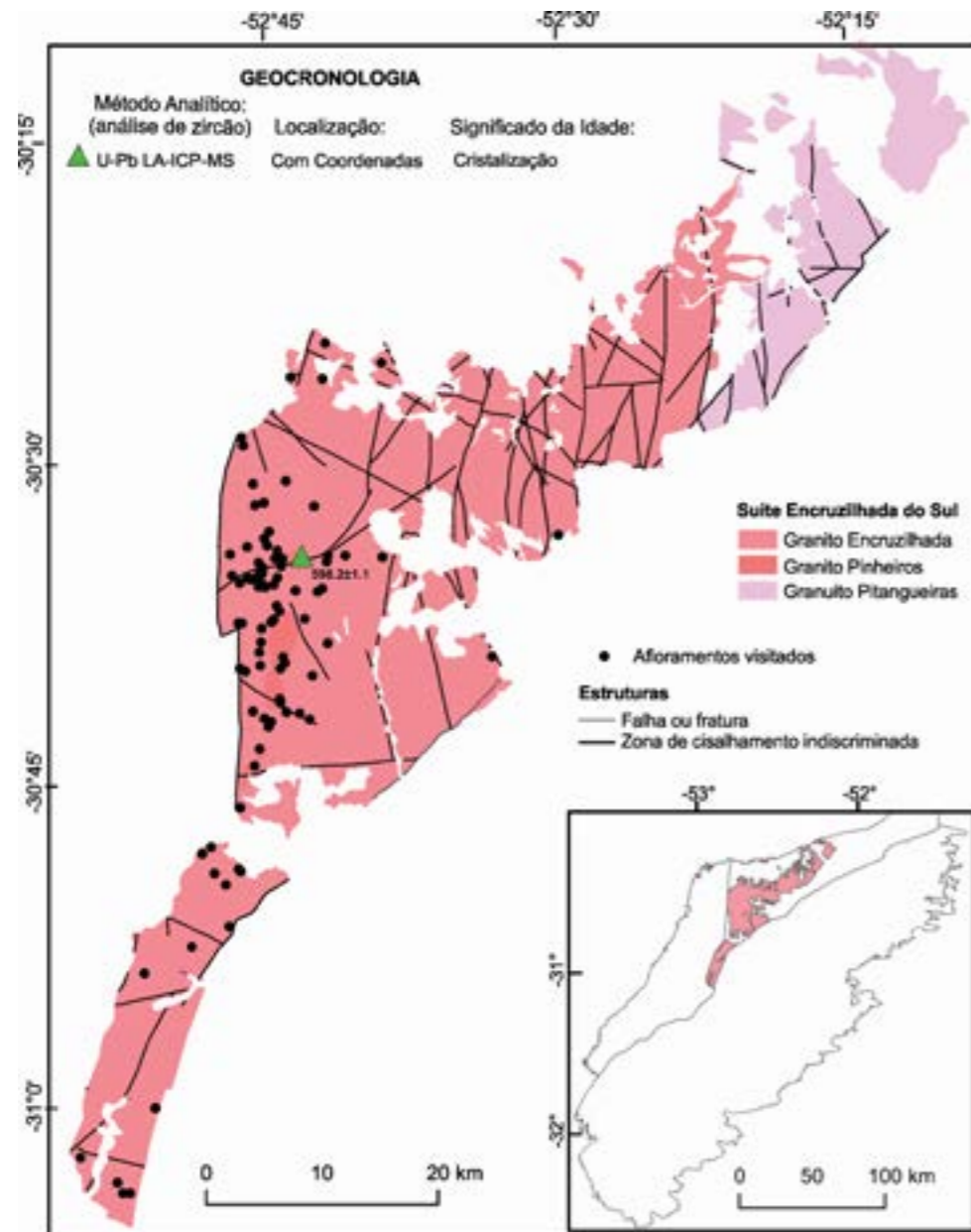


Figura 48 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Encruzilhada do Sul na área de estudo.



Figura 49 - Tipos de afloramentos da Suíte Encruzilhada do Sul; (A) afloramento OS018, em forma de bloco - Granito Encruzilhada; (B) afloramento OS086 - Granito Pinheiros formando lajeado.

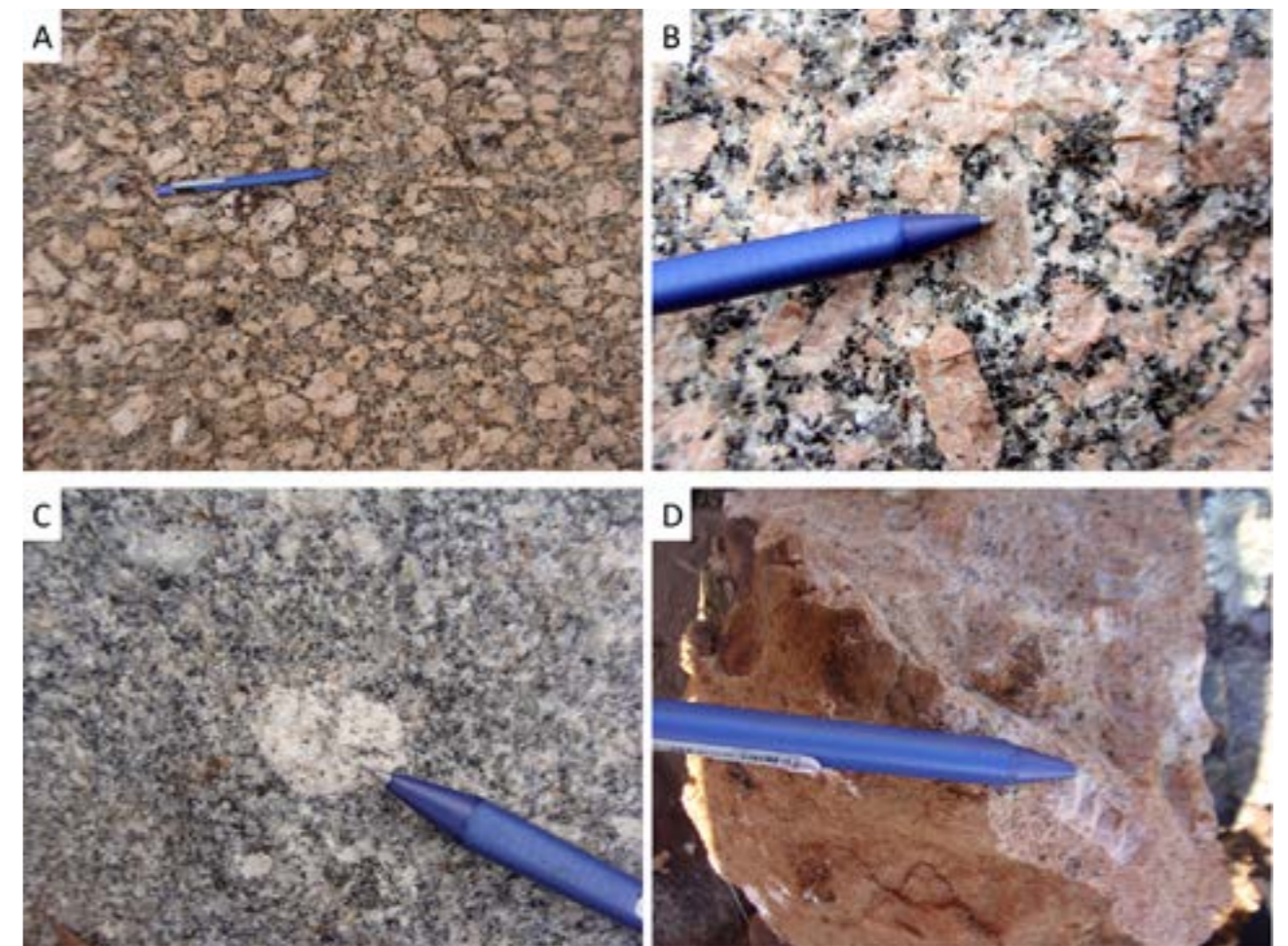


Figura 50 - Aspectos macroscópicos dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul, (A) Ponto OS-019 - duas gerações de pórfiros, sendo uma ligeiramente tabular, orientada, e outra mais hexagonal com textura rapakivi; (B) Ponto OS-108 - com fenocristais de Fk rosa e textura rapakivi, típicos do Granito Encruzilhada; (C) Ponto OS-020 - Granito Encruzilhada com fenocristais de Fk branco; (D) Ponto OS-055 - Granito Pinheiros de cor alaranjada e textura equigranular fina e pórfiros esparsos de Fk.

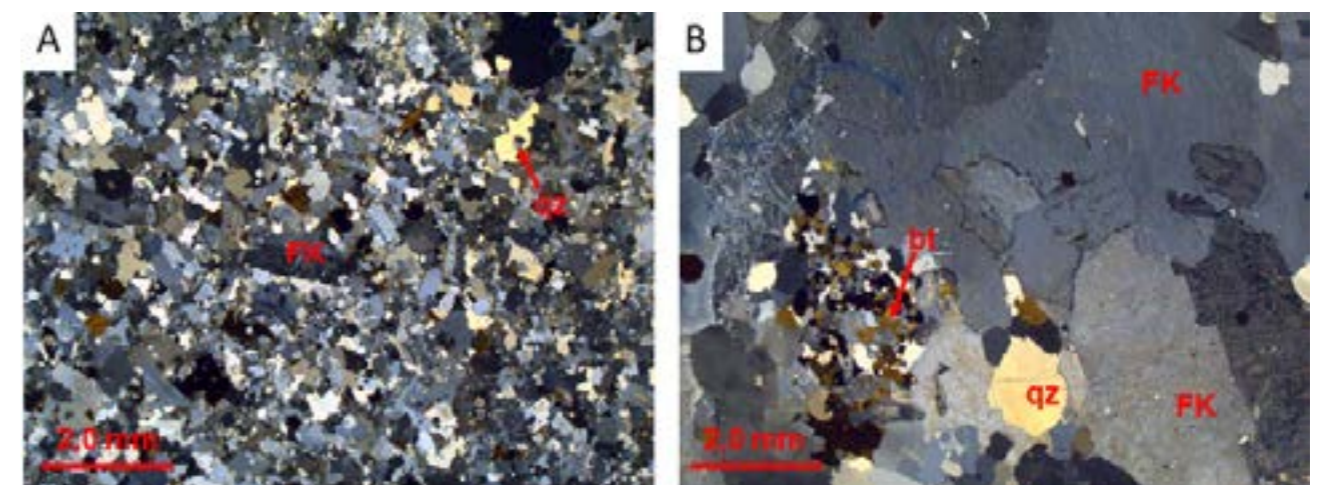


Figura 51 - Granito Encruzilhada, amostra JP-280. A) luz polarizada cruzada, escala gráfica de 2 mm, mostrando a textura porfirítica com a presença de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita; B) luz polarizada cruzada com aumento de 7X, escala gráfica de 2 mm, mostrando a textura porfirítica seriada, onde se destacam os fenocristais de feldspatos alcalinos micropertíticos (FK), de grão grosso (até 2 cm) em uma matriz média a fina (menor que 0,5 mm), na porção esquerda da fotomicrografia se destaca um agrupamento de máficos, onde domina a biotita.

Os grãos são anédricos e subédricos e as texturas principais são inequigranular porfirítica a inequigranular seriada, hipidiomórfica, poiquilítica, granoblástica poligonal e mirmequítica. Os fenocristais são de plagioclásio e feldspato potássico, principalmente ortoclásio, com pertitas (Figura 51B). Os feldspatos, em geral, apresentam extinção ondulante, verifica-se, por vezes, o desaparecimento parcial da geminação polissintética dos plagioclásios, indicando ser feição deformacional intracristalina. É comum os plagioclásios ocorrerem zonados. A biotita é o máfico predominante e frequentemente está alterada para uma associação de clorita, muscovita, sericita, epidoto, minerais opacos e hidróxidos de ferro.

O Granito Pinheiros apresenta textura porfirítica, com fenocristais euédricos a subédricos, de grão médio a grosso (2,0 mm a 6,5 mm) de quartzo e feldspato alcalino, imersos em matriz hipidiomórfica fina a média (0,5 mm a 1,5 mm) composta de quartzo intersticial, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita. Como mineralogia acessória ocorrem opacos, zircão, apatita. Clorita, muscovita, turmalina e fluorita podem ocorrer ocasionalmente. O feldspato alcalino presente é o ortoclásio, que pode estar microclinizado e micropertítico e turvo devido a oxidação. Alguns fenocristais apresentam a textura micrográfica (Figura 52A). O plagioclásio é geralmente zonado e ter sericitização dos núcleos dos cristais. A biotita é o máfico presente e pode apresentar oxidação ao longo das clivagens, além de cloritização, é comum possuírem inúmeras inclusões de zircão, que estão fortemente zonados e por vezes desenvolvem halos pleocroicos na biotita (Figura 52B). A textura porfirítica associada a textura micrográfica sugere um corpo epizonal. Apesar de ser uma das áreas mais trabalhadas do Escudo Sul-Rio-Grandense há poucos trabalhos sistemáticos sobre a Suíte Encruzilhada do Sul, principalmente em geoquímica. Vasquez (1997) individualizou, na parte

oeste do Granito Encruzilhada, os Granitos Passo das Pedras e Pinheiros, antigo fácies Pinheiros. Jacobs (2012; 2017) trabalhou com enclaves máficos, principalmente, nos granitos híbridos dessa suíte, além de algumas análises esparsas dos outros granitos, inserindo-os no fácies principal do Granito Encruzilhada. Diante da variação de tipos de granitos associados à essa suíte, os dados de litoquímica devem ser vistos com cautela quanto a suas interpretações em relação a suíte como um todo (Figura 53). Isto porque o enfoque principal do projeto na região foram depósitos de Sn e W da área.

Geoquimicamente a Suíte Encruzilhada do Sul mostra uma tendência a granitos gerados em um ambiente sin- a tardi-colisional (Figuras 53A e B) com características álcali-cálcicas a cálcico-alcálicas (Figura 53C) e peralcalinos a peraluminosos, principalmente os dados deste projeto (Figura 53D).

Grande parte dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul mostram feições típicas de mistura de granitos tipo I com S fracionados a altamente fracionados, conforme pode ser observado pelos altos teores de SiO₂ (>71 peso %) e K₂O (3,58–7,22 peso %). As amostras de Jacobs (2012; 2017), principalmente os enclaves máficos, mostram comportamento um pouco diferenciado, apresentando características metaluminosas de um ambiente pré-colisional (Figuras 53B e D).

Os dados geoquímicos da Suíte Encruzilhada do Sul quando normalizados pelo manto primitivo de (McDONOUGH; SUN, 1995) mostram grande fracionamento no diagrama multielementar com anomalia negativa de Nb, Ta Zr e Ti (Figura 54A), padrão semelhante ao encontrado pelas rochas estudadas por Jacobs (2012; 2017) apenas com uma assinatura mais “básica”. As análises de elementos terras raras também mostram um padrão fracionado com os granitos mais diferenciados (granito Tipo Pinheiros) com maior anomalia negativa de Eu (Figura 54B).

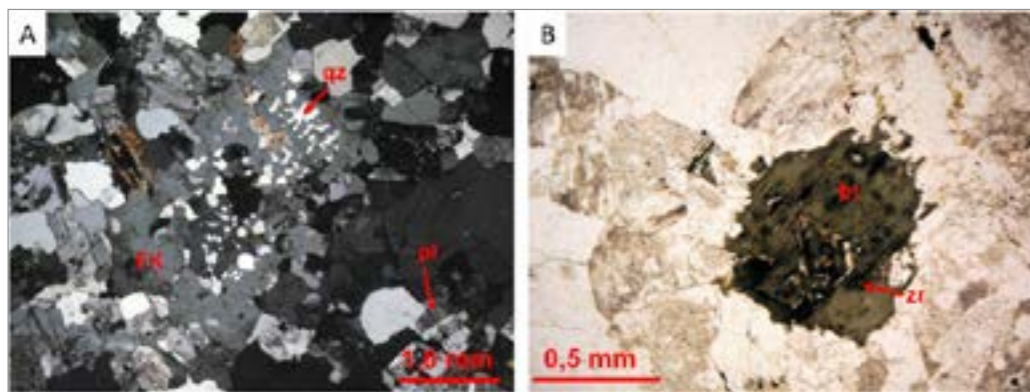


Figura 52 - Fotomicrografias da amostra RC004. A) luz polarizada cruzada com quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, mostrando fenocristal de ortoclásio com textura micrográfica; B) luz polarizada plana, com detalhe dos cristais de Fk turvos devido a oxidação e biotita parcialmente alterada com inúmeras inclusões de zircão e os halos pleocroicos na biotita (partes escuras).

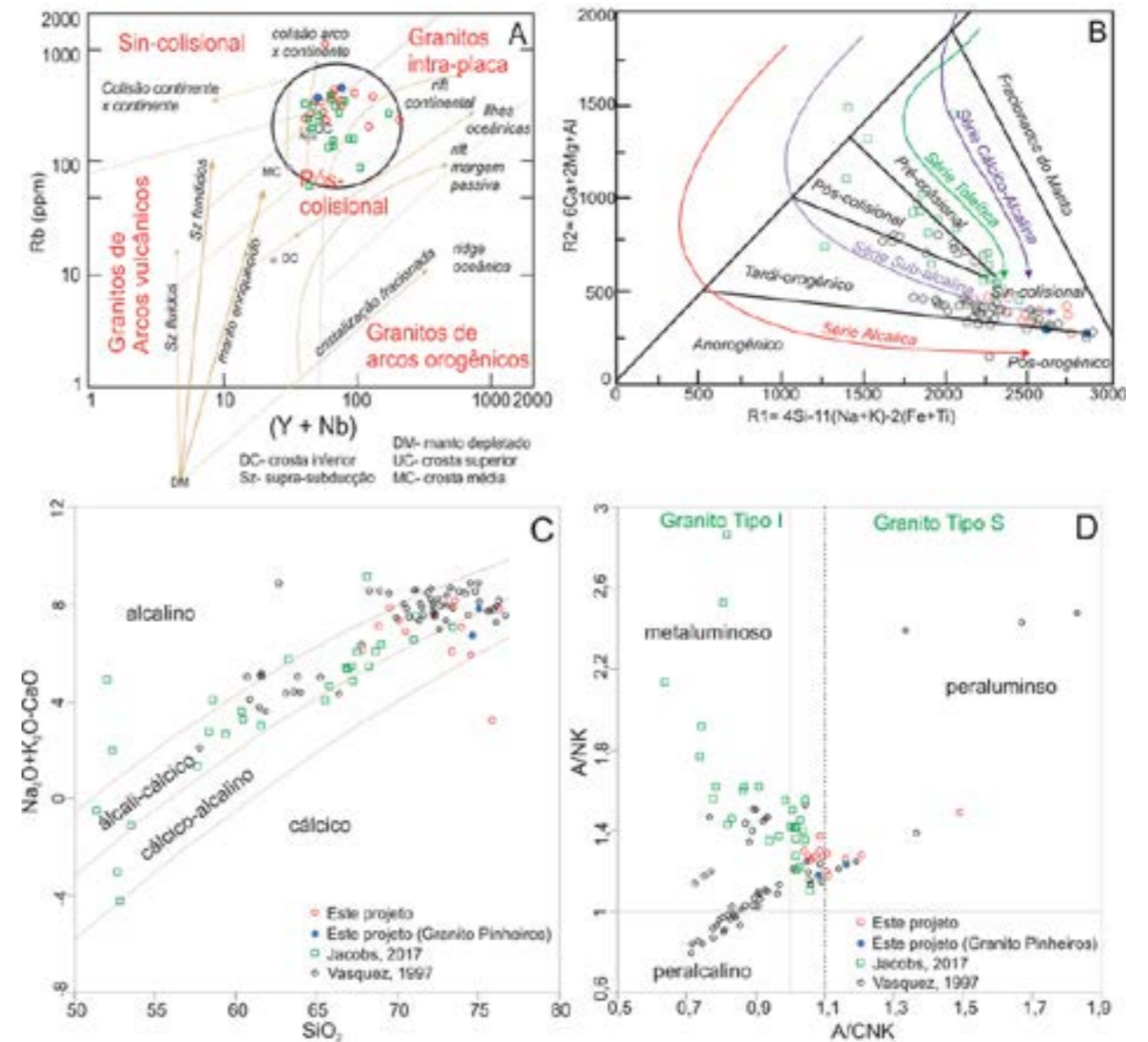


Figura 53 - Diagramas de classificação dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul. A) Diagrama tectônico de A (PEARCE, et al., 1984; PEARCE, 1996); B) (BATCHELOR; BOWDEN, 1985); C) (FROST, et al., 2001) e D) (SHAND, 1943).

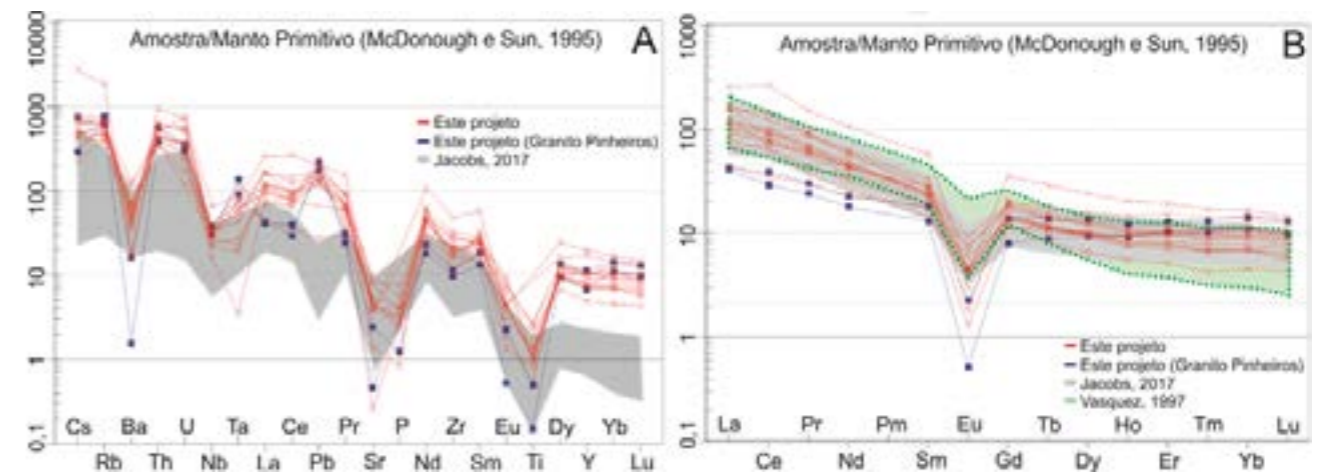


Figura 54 - Amostras da Suíte Encruzilhada do Sul em diagrama multielementar e de terras raras normalizados pelo manto primitivo de (McDONOUGH; SUN, 1995).

O Granito Encruzilhada apresenta idade de 595 ± 4 Ma, obtida pelo método U-Pb TIMS em zircão (BABINSKI, et al., 1997), 595 ± 8 Ma U-Pb em zircão pelo método LA-ICP-MS (PHILIPP, et al., 2016) e de 587 ± 7 Ma, fornecida por isócrona Rb-Sr e razão inicial de 0,712 (VASQUEZ, 1997). Dados de Sm-Nd (BABINSKI, et al., 1996), para o Granito Encruzilhada,

indicaram idades modelo TDM com valores entre 1.750 e 2.080 Ma, e ϵNd de -11 a -15. Para este projeto foi feita uma análise U-Pb SHRIMP em zircão do sienogranito da Suíte Encruzilhada do Sul, Granito Pinheiros (Figura 55), onde obteve-se a idade de $598,2 \pm 1,1$ Ma, que corrobora a contemporaneidade deste granito com o Granito Encruzilhada.

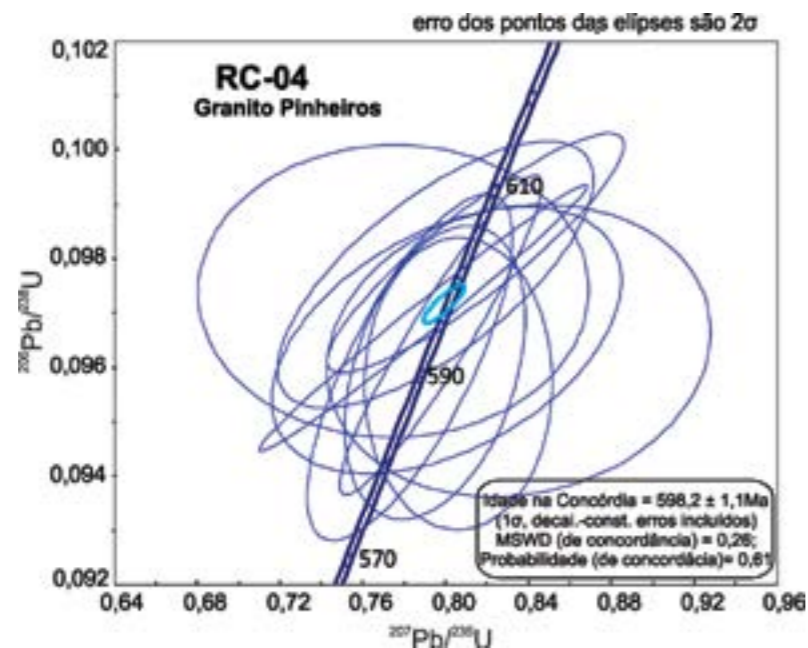


Figura 55 - Isocrona U-Pb com a idade do Granito Pinheiros, amostra RC-004.

4.3. BATÓLITO PELOTAS

4.3.1. Suíte Viamão

Como já foi dito anteriormente, para este relatório, esta suíte tem um contexto diferente do indicado por Philipp e Machado (2001; 2005). Anteriormente eram colocadas, principalmente, na fácies Cerro Grande da Suíte Dom Feliciano. Essa unidade possui uma localização restrita e é bem marcada na geofísica.

Os dados aeromagnéticos mostram que essa unidade tem intensidade magnética intermediária, quando comparado com as demais unidades do Batólito Pelotas (Figura 12). Em relação a aerogamaespectrometria, tem variações entre contagens altas a intermediárias, sendo maiores na porção nordeste. Nessa porção há teores maiores de U e Th no RGB, e nas áreas com maior intensidade de fraturas mostra maior contribuição de K (Figura 17). A assinatura mais clara no RGB na porção nordeste corresponde às rochas graníticas mais diferenciadas, monzo a sienogranitos (localmente), do que as que ocorrem na porção sudoeste, que são monzogranitos a granodioritos (menor proporção).

As rochas graníticas da Suíte Viamão formam corpos alongados de direção N40°-60°E (Figura 56). Comumente, apresentam foliação magmática concordante e zonas de alta deformação nas porções de borda, onde apresentam metamorfismo fácies xisto-verde a anfibolito (PHILIPP, et al., 2007). Há o predomínio de termos monzograníticos a granodioríticos, caracterizando uma suíte alcalina a cálcico-alcalina de médio a alto-K, localmente shoshonítica, da fase colisional, bastante deformado na Dorsal de Canguçu até com pouca ou não deformados nas porções mais afastadas dessa zona de cisalhamento.

Amostras desta suíte mostram idade consistente ao redor de 630 Ma. Philipp et al. (2016) obtiveram uma idade de 630 ± 6 Ma para o Granito Viamão e 627 ± 16 Ma para o Granito Barão do Triunfo a partir de análises de zircão por LA-ICP-MS. O granodiorito Cruzeiro do Sul apresenta uma idade 634 ± 2 Ma U-Pb SHRIMP em zircão (KNIJNIK, et al., 2010), o Granitoide Sanga do Areal U-Pb LA-ICP-MS em zircão com $626,4 \pm 4,9$ Ma (CENTENO, 2012), Granito Arroio Francisquinho U-Pb SHRIMP em zircão 634 ± 6 Ma (FRANTZ, et al., 2003), Granito Quitéria U-Pb LA-ICP-MS em zircão com $632,1 \pm 2$ Ma (KNIJNIK, et al., 2015) ou 658 ± 4 Ma U-Pb SHRIMP em zircão (FRANTZ, et al., 2003).

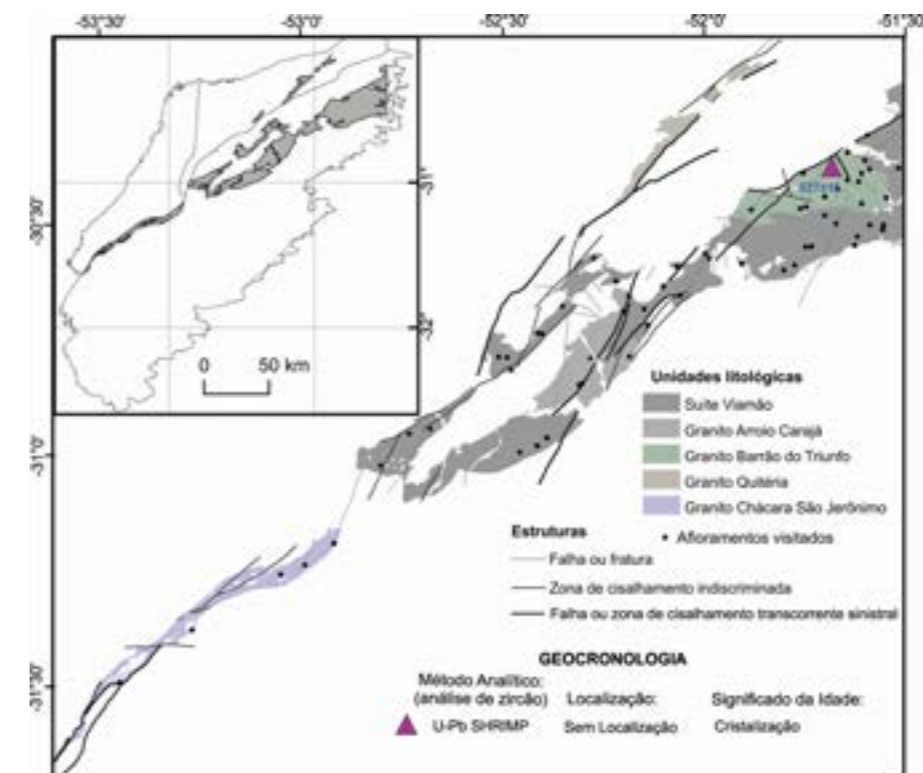


Figura 56 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Viamão na área de estudo.

Dados isotópicos dos granitos Quitéria e Arroio Francisquinho mostram valores de $87Sr/86Sr$ de 0,716 e 0,733, respectivamente, (KOESTER, 1995) com TDM 2,0 Ga e $\epsilon Nd = -7$ (KOESTER, et al., 1997) para o Granito Quitéria e $\epsilon Nd = -19$ para o Granito Arroio Francisquinho (FRANTZ, et al., 1999). Estes dados mostram uma participação de paleoproterozóicas como uma fonte importante na geração desta suíte. No campo, os afloramentos são formados por agrupamentos de blocos e matacões dispersos no campo (Figura 57), as vezes com grandes exposições. É comum a extração de rocha ornamental a partir de blocos de granito desta suíte. Estas rochas são cortadas pelos granitos da Suíte Dom

Feliciano, por diques de microgranitos, pegmatitos e rochas subvulcânicas de composição riolítica. Apresentam cores variadas de cinza, vermelho, rosa, a levemente marrom (Figura 58A), com uma típica textura marcada pelo elevado percentual de megacristais de feldspatos alcalinos (Figura 58B), envolvidos por matriz equigranular hipidiomórfica média a grossa. As rochas apresentam texturas que variam de grossa a porfirítica, com feldspatos euédricos a subeuédricos, centimétricos, que podem apresentar textura rapakivi (Figura 58C). Estes granitos mostram estruturas de mistura física (*mingling*) e química (*mixing*) com rochas máficas de composição diorítica a quartzo-diorítica (Figura 58D).



Figura 57 - Modos de exposição dos granitos da Suíte Viamão. (A) Afloramento JP-235 – Granito Barão do Triunfo; (B) Afloramento JP-033na forma de blocos do Granito Quitéria.

A unidade é composta de rochas predominante monzogranítica a granodiorítica, com textura fanerítica, porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino e, em menor proporção, de plagioclásio (Figura 59A e Figura 59B), em geral euédricos a subédricos, prismáticos, de grão grosso a médio, com tamanho dos grãos entre 1,0 cm a 4,0 mm, por vezes com incipiente orientação dada pelo fluxo magmático.

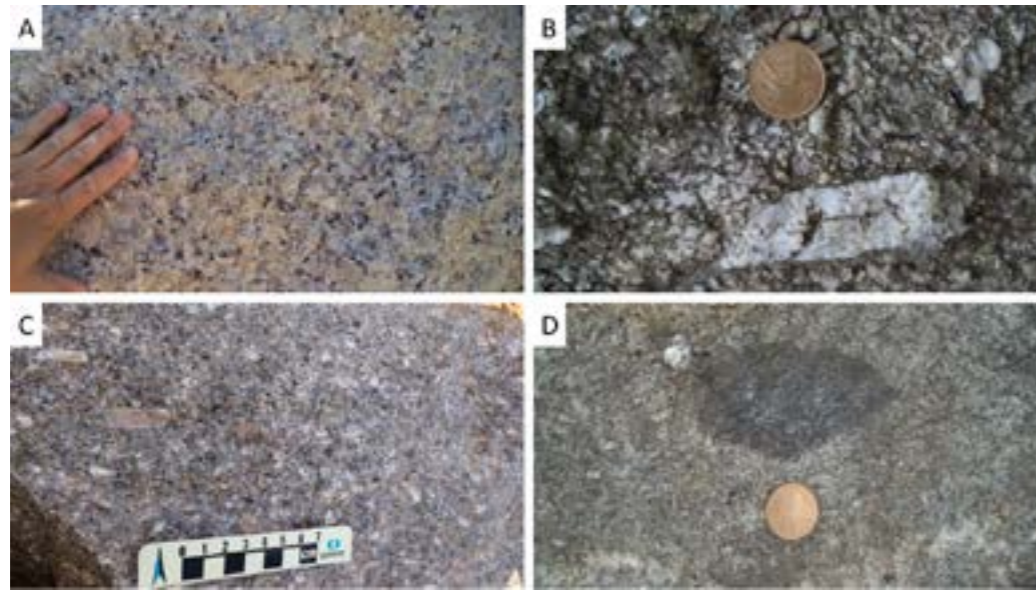


Figura 58 - Fotos dos tipos de rochas graníticas relacionadas à Suíte Viamão, nos afloramentos: (A) JP-054 – Diversidade de cores do Granito Barão do Triunfo; (B) JP-033 – Megacristais de Fk do Granito Quitéria; (C) LC-146 – Textura rapakivi em Fk; e (D) JP-027 – enclaves máficos, próximos ao Diorito Capim Branco.

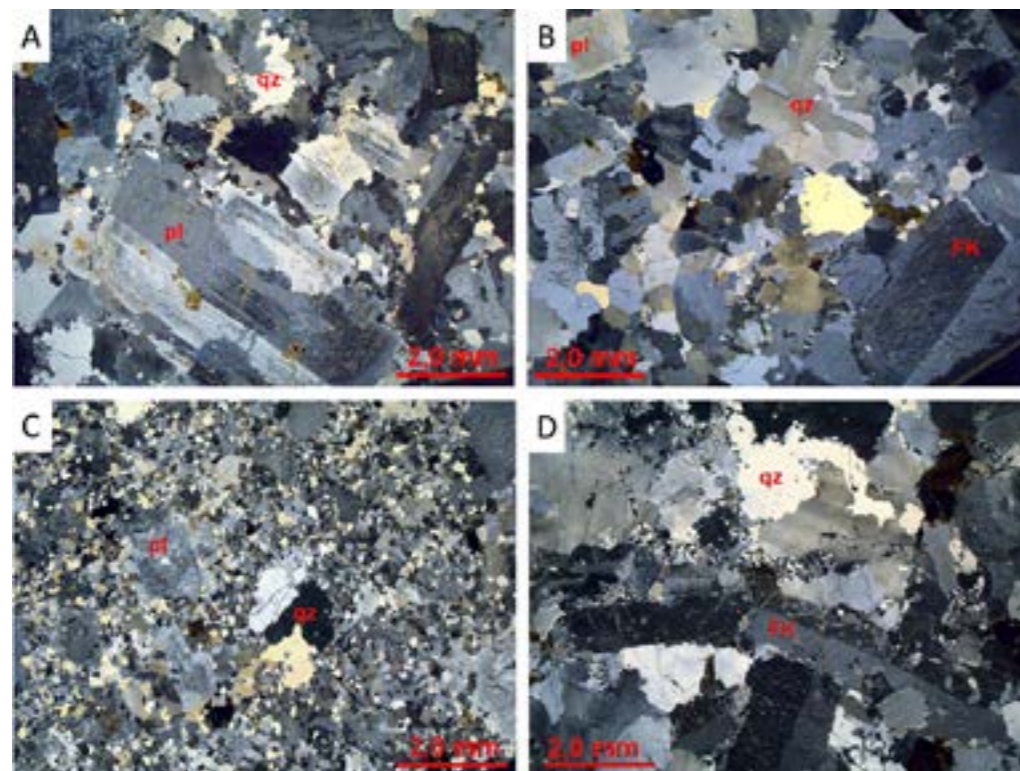


Figura 59 - Fotomicrografias em luz polarizada cruzada, com aumento de 7X. (A) Amostra JP056, com textura porfirítica, com fenocristal de plagioclásio, zonado, com leve sericitização, em matriz hipidiomórfica média a fina; (B) Amostra JP051, textura porfirítica, com fenocristal de ortoclásio micropertítico, com borda albítica, em matriz hipidiomórfica média a fina; (C) Amostra JP203A, fácies subvulcânica, com rocha porfirítica, com fenocristais de plagioclásio em matriz fina; (D) Amostra JP053A de rocha com textura porfirítica e fenocristais de ortoclásio micropertítico, encurvados e fraturados pela deformação, em matriz quartzo feldspática deformada, onde se destacam o quartzo com extinção ondulante e cominuição nas bordas.

Os fenocristais se destacam em uma matriz hipidiomórfica, de grão médio a fino, com 2,0 mm a 0,5 mm, composta de quartzo (25% a 30%), plagioclásio (28% a 38%), feldspato alcalino (25% a 40%), biotita (1 a 10%) e raramente a hornblenda (amostra JP222, 5%).

Na mineralogia acessória, em proporções próximas a unidade ocorrem a alanita, o zircão, a apatita e os minerais opacos, presentes em praticamente todas as amostras analisadas. A fluorita e a titanita são ocasionais. Como produtos secundários, provenientes da alteração da mineralogia primária, estão presentes a sericita e argilominerais, como produto de alteração dos feldspatos; sericita e epidoto, principal alteração do plagioclásio; clorita, associada a biotita, bem como óxidos e hidróxidos de ferro, que tingem e dilatam as clivagens e margens do mineral. O epidoto também forma coroas nos bordos da alanita. Distingue-se nessa unidade uma fácies epizonal, onde se mantém a textura porfirítica, entretanto a matriz sofre considerável redução no tamanho do grão, tornando-se fina, com diâmetro dos grãos inferior a 0,5 mm (Figura 60). Nesta fácies é frequente a textura gráfica e podem ocorrer cavidades miarolíticas, podem ser preenchidas por muscovita e calcita (Figura 60C). O plagioclásio tem composição predominantemente do oligoclásio, apresenta-se subédrico com hábito prismático. A zonação dos

plagioclásios é frequente, sendo marcada pela sericitização preferencial dos núcleos mais cálcicos e não são raras as bordas albíticas límpidas. Os contatos dos cristais são bem definidos e ocorrem tanto livres de inclusões, como com textura poiquilítica, com inclusões de quartzo de alta temperatura, feldspato alcalino, biotita, zircão e apatita, indicando que o plagioclásio esteve presente desde estágios precoces até as fases finais de cristalização (Figura 60B). O quartzo mostra-se anédrico, localmente subédrico a euédrico e límpido (Figura 60A).

Na fácies epizonal ou subvulcânica, ocorre como em intercrescimentos micrográficos com o feldspato alcalino. O feldspato alcalino é o ortoclásio, parcial a totalmente microclinizado, onde a combinação de maclas Carlsbad e as maclas periclina e albita é frequente, em geral é micropertítico, podendo ocorrer mesopertítico em algumas amostras. Quando fenocristal, o feldspato alcalino apresenta-se subédrico, em cristais bem desenvolvidos, por vezes zonados e, à semelhança do plagioclásio, são comuns as bordas albíticas (Figura 60D). Além dos fenocristais, ocorre uma fase posterior constituída por cristais menores de aspecto subédrico a intersticial, que compõe a matriz. Neste fácies se destacam as texturas micrográficas, com intercrescimentos vermiformes de quartzo em feldspato alcalino (Figura 60D).

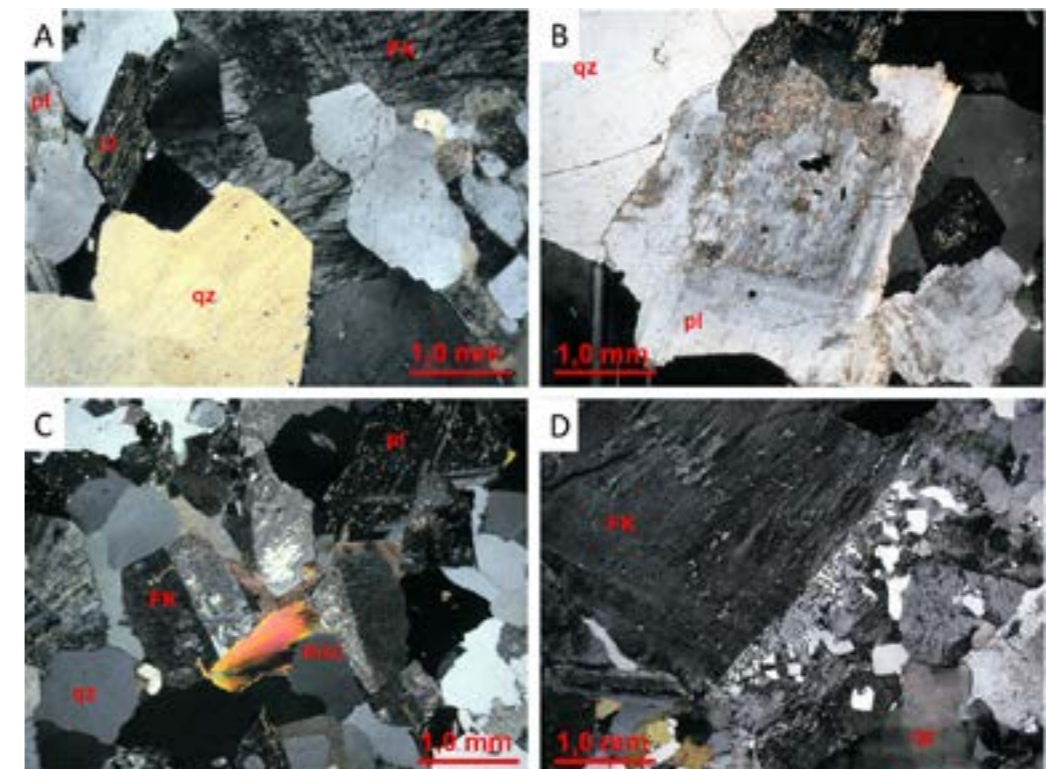


Figura 60 - Fotomicrografias em luz polarizada cruzada, com aumento de 25X. (A) Amostra JP206, porção da matriz hipidiomórfica e cristais de quartzo com contornos euédricos; (B) Amostra JP195B, detalhe de cristal de plagioclásio integrante da matriz com zonação e sericitização seletiva do mineral; (C) Amostra JP195C cavidade miarolítica preenchida por carbonato e muscovita, delimitada por cristais de feldspato alcalino com contornos euédricos; (D) Amostra JP050, fácies subvulcânica, com fenocristal de feldspato alcalino que nucleia intercrescimentos micrográficos, na matriz fina.

Dentre os minerais máficos, tem o predomínio da biotita subédrica a anédrica, com aspecto intersticial e pleocroísmo com cores variando de castanho-escura a castanho-pálida, com frequência esverdeada devido a cloritização. Não é rara a presença da biotita com um componente verde no pleocroísmo, sugerindo a presença de variedades férricas. Contém inclusões de minerais acessórios, como alanita, apatita e zircão (Figuras 61A e B), que com frequência desenvolvem halos pleocroicos na biotita. O anfibólio definido como hornblenda, apresenta-se em cristais subédricos a euédricos, ocorre cercado de biotita. O epidoto primário está representado por alanita euédrica, com pleocroísmo fraco, de amarelo-pálido a castanho escuro, com frequência margeada por epidoto do tipo pistacita, e pode se apresentar metamictizada. Em geral associa-se a biotita (Figuras 61A e B). Os acessórios apatita e zircão são límpidos, têm formas euédricas características. O diâmetro desses cristais está em torno de 0,15 mm, ocorrendo associados aos minerais máficos. A titanita é restrita, ocorre globular com coloração escura e birrefringência elevada que são diagnósticas. A fluorita é intersticial, reconhecida pelo relevo baixo e seu caráter isotrópico. Os minerais opacos primários possuem formas euédricas, equidimensionais, já os secundários ocorrem como manchas avermelhadas, resultam da oxidação dos minerais primários.

Os processos de deformação superimpostos determinaram modificações texturais e mineralógicas na rocha, onde se destacam a extinção ondulante,

presente em quartzo e feldspatos, a microclinização do ortoclásio perítico, a deformação dos grãos com o encurvamento de planos de macla do feldspato alcalino e do plagioclásio, a textura, chessboard em quartzo e a presença contatos irregulares em geral do tipo lobado nos feldspatos, sendo esta uma importante feição deformacional proveniente de mecanismos de migração dos limites de grão (Figura 59).

A litoquímica das rochas graníticas da Suíte Viamão possui uma característica peraluminosa (Figura 62A), cálcico-alcalina a shoshonítica, de um ambiente pré a sin-colisional no diagrama de (BATCHELOR; BOWDEN, 1985) (Figura 62B), de um arco evoluído tipo continente/continente ou arco/continente (Figura 62C), semelhantes aos granitos tipo I (Figura 62D).

Nos diagramas multielementares, estas rochas mostram um padrão semelhante a crostas superior de (SUN; McDONOUGH, 1989), com anomalias negativas de Nb (Ta), Ti e Zr (Figura 63), mostrando que as rochas passaram por uma zona de subducção ou foram formadas por rochas com estas características. Neste diagrama, há, claramente, uma separação em dois grupos, um com alta anomalia negativa de Nb [granitoide Arroio da Divisa, (FONTANA, et al., 2012)], que pode estar acompanhado com uma anomalia em Rb e menores teores de elementos terras raras pesadas.

O outro grupo apresenta uma anomalia de Nb um pouco menor, que o grupo anterior e teores de Rb e elementos terras raras pesadas semelhantes a crosta superior de (SUN; McDONOUGH, 1989).

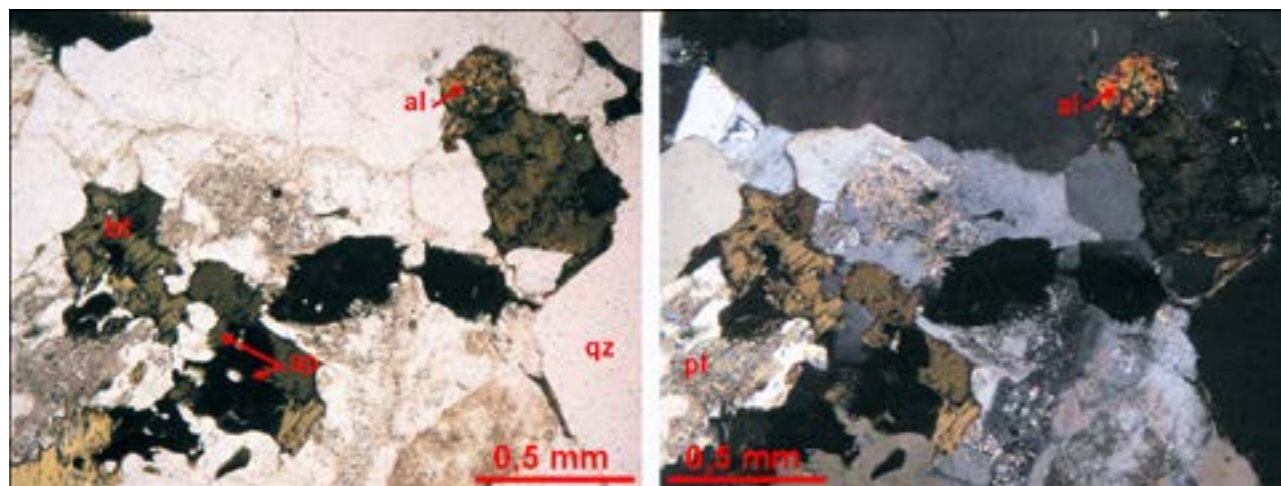


Figura 61 - Amostra JP-198 luz polarizada plana (esquerda) e luz polarizada cruzada (direita), aumento de 40X, destacando a relação da biotita com os acessórios: a alanita (seta) e a apatita (inclusões incolores).

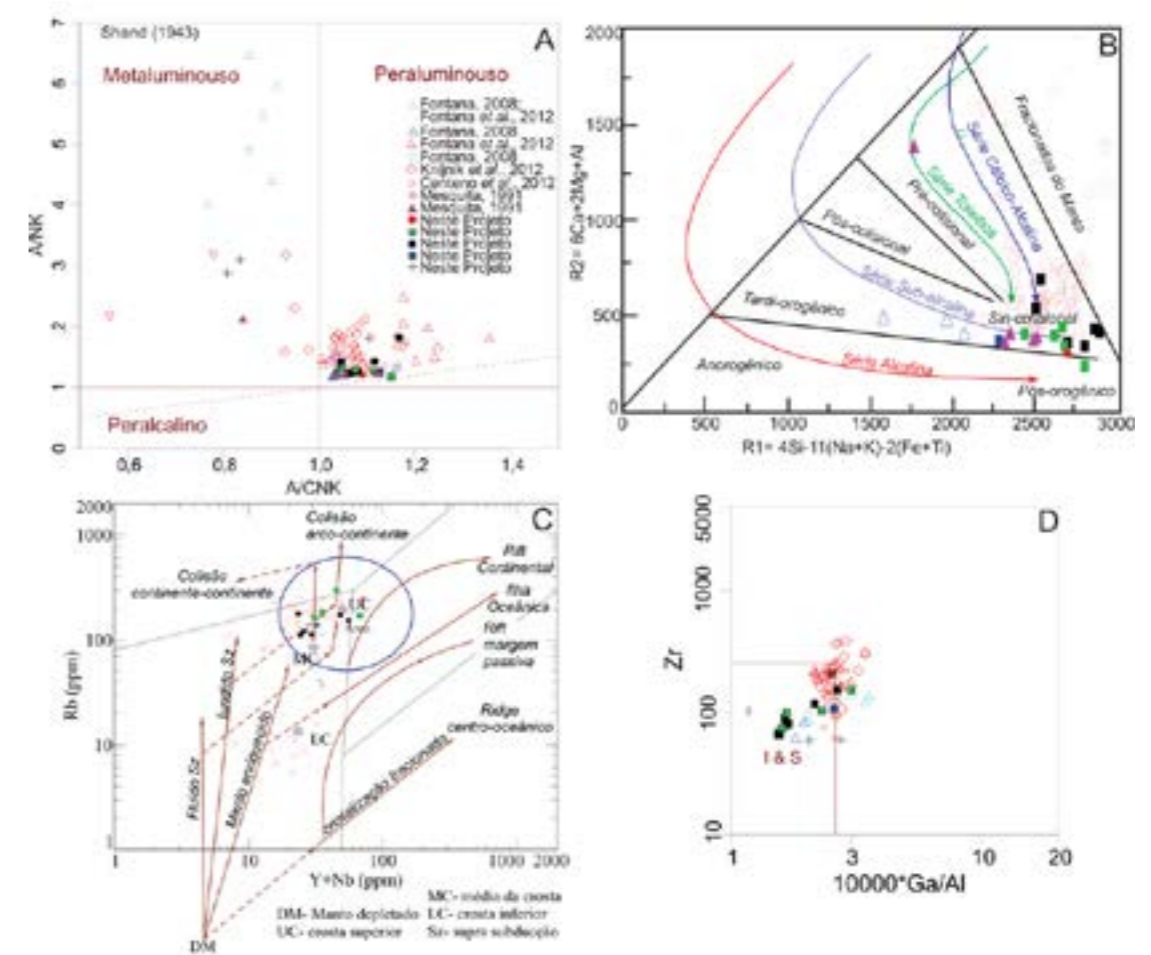


Figura 62 - Diagramas de classificação de amostras dos granitos da Suíte Viamão. (A) diagrama de aluminosidade com os índices de (SHAND, 1943); (B) diagrama tectônico de (BATCHELOR; BOWDEN, 1985) modifica de (DE LA ROCHE, et al., 1980); (C) diagrama tectônicos de granitos de (PEARCE, et al., 1984); (D) diagrama de classificação de granitos Tipo A de (WHALEN, et al., 1987). Símbolos estão na figura 0-11A.

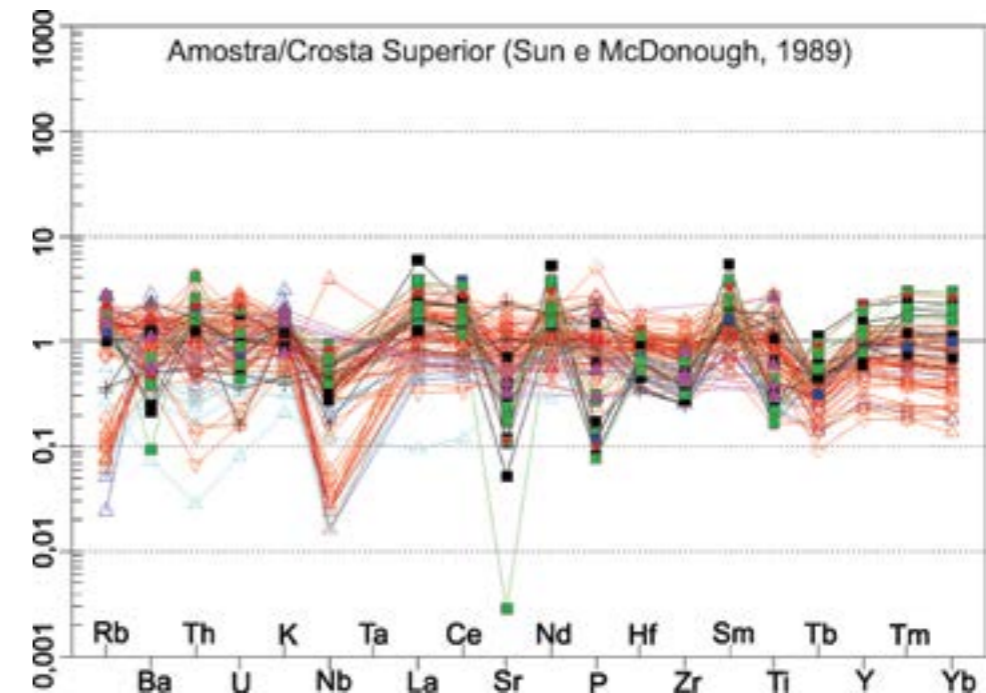


Figura 63 - Modos de exposição dos granitos da Suíte Viamão. (A) Foto do afloramento do ponto JP-235 – Granito Barão do Triunfo; (B) Afloramento na forma de blocos do Granito Quitéria - afloramento JP-033.

4.3.2. Suíte Pinheiro Machado

A Suíte Pinheiro Machado apresenta a maior extensão areal na área de estudo e estão distribuídas conforme a Figura 64.

A unidade ocupa a porção central e principal do Batólito, caracteriza-se por plutonismo colisional, constituído por biotita granodioritos a biotita monzogranitos de composição cálcico-alcálica médio a alto-K, com ocorrência subordinada de tonalitos e dioritos, são comuns a presença de enclaves e xenólitos. As idades dessas rochas pelo método U-Pb e Pb-Pb em zircão, entre 630 e 620 Ma (BABINSKI, et al., 1996; PHILIPP, et al., 2002).

Na porção sul do Batólito, (PHILIPP, 1998) denominou estas rochas graníticas de Suíte Erval, termo que não será utilizado neste projeto, pois as rochas apresentam uma composição semelhante com as outras unidades da Suíte Pinheiro Machado. Cabe lembrar que é um projeto de integração geológico-geofísico, nem sempre foi possível diferenciar mais de uma geração de rocha, ou a formação de mais de uma suíte, com as ferramentas utilizadas. Como veremos mais adiante, na litoquímica, a

separação em alguns grupos é bem marcada, mas não foi possível indica-los na cartografia. Isto se deve ao grande número de dados de trabalhos anteriores, que não teve uma sistemática ou um critério adequado de separação das unidades do Batólito. O que fez com que os autores identificaram rochas/unidades iguais com nome diferentes, ou rochas/unidades diferentes com nomes iguais, dificultando a padronização das unidades locais para usá-las em mapas regionais.

Os levantamentos aerogamaespectrométrico mostram para as unidades dessa suíte valores intermediários da contagem total, com diminuição a sudeste (Figura 15A), e apresentam tons mais escuros nas imagens de RGB (Figura 17A). No entanto, observa-se que a variação nas tonalidades de RGB indicam uma certa correlação com as variações litológicas encontradas nessa unidade, visto que nessas porções predominam granodioritos a monzogranitos com enclaves de rochas máficas de tamanhos diferentes e concentrações localizadas. As fases mais granodioríticas aparecem em maior quantidade na porção sudeste do Batólito Pelotas, daí os menores valores observados na contagem total.

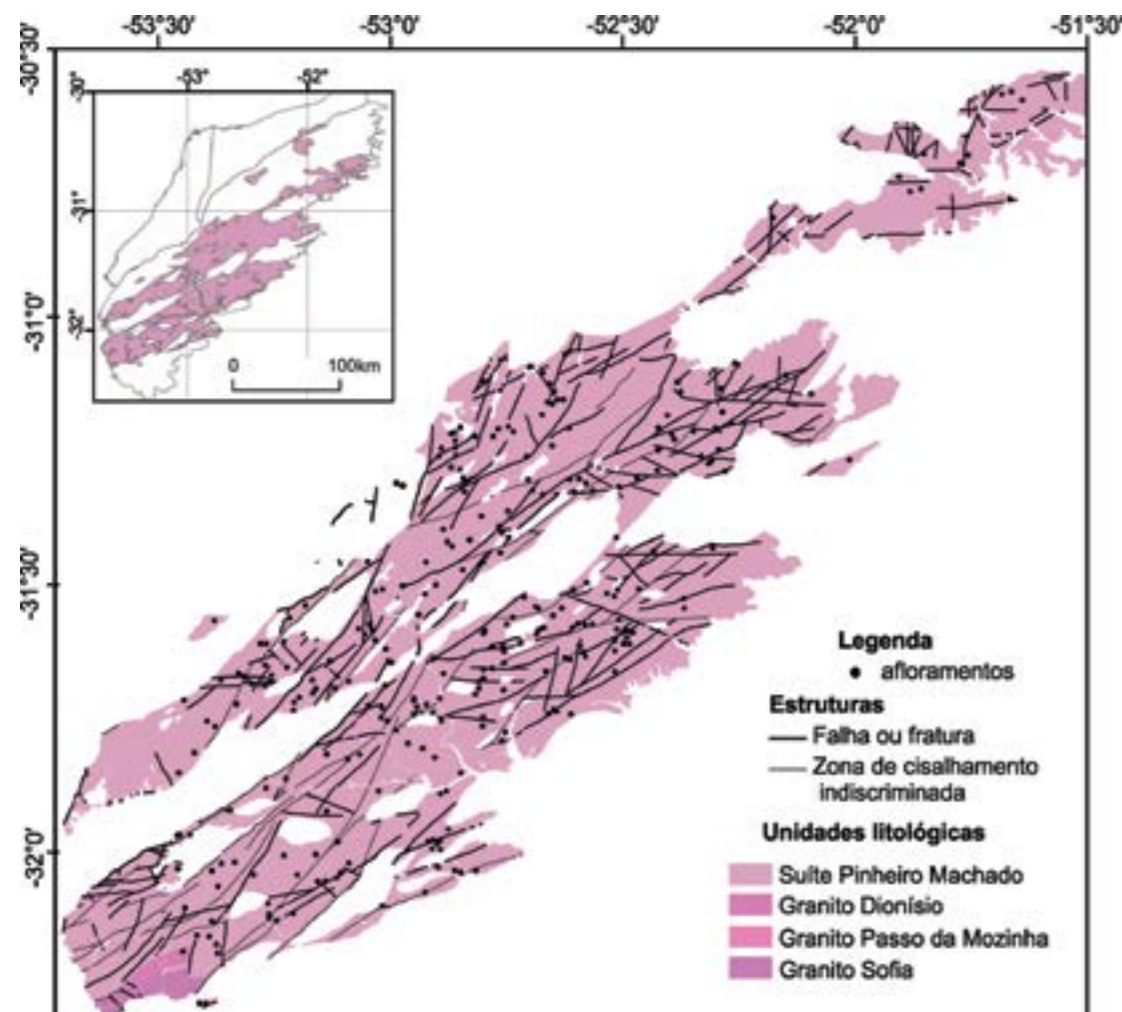


Figura 64 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Pinheiro Machado na área de estudo.

Na porção sudoeste, observa-se maiores contagens de Th e U (Figura 16A e B), podem ser relacionadas com a presença de diques de riolitos que cortam a unidade. Enquanto que na porção central, essa maior contagem total está associada com alto valor da assinatura magnética coincidente com rochas de maior densidade, conforme pode ser visto na Figura 25. Essa maior anomalia nas diferentes assinaturas geofísicas, podem ser correlacionadas com a resposta à deformação gerada devido a inflexão da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu com magmatismo e provável hidrotermalismo associado. Isto porque a região tem o predomínio de monzogranitos que estão cortados por diques de rochas máficas, aplitos,

pegmatitos e veios de quartzo de direções variadas, que indicam ser uma região com processo tardio de deformação.

As melhores exposições dessa suíte ocorrem ao longo das drenagens (Figura 65A), em corte de estradas (principalmente ao longo das estradas asfaltadas) ou em pedreiras (Figura 65B, Figura 66A). Lajedos e blocos de ocorrência dispersas no campo (Figura 65C e D), também são comuns. No entanto, a complexidade dessa suíte é melhor vista nas pedreiras (Figura 65), onde podem ser observadas diferentes gerações de granitos cogenéticos entrecortando entre si, desde dioritos, como enclaves, até sienogranitos (Figura 66).



Figura 65 - Modo de ocorrência de afloramentos da Suíte Pinheiro Machado: Em drenagens – afloramento JP008; (B) pedreiras – afloramento JP-077; (C) blocos e matacões - afloramento JP-072 e lajeados – afloramento JP076.

Os granitos podem apresentar diferentes graus de diferenciação, com texturas variadas, de grossa a fina até porfirítica, em uma matriz de granulação grossa (Figuras 66B a F). Localmente, podem apresentar bandamento irregular por assimilação parcial de enclaves (misturas magmáticas). Nessa suíte são observadas também deformações no estado sólido, geralmente restritas às zonas de cisalhamento. Os xenólitos encontrados são decimétricos a métricos de rochas máficas, localmente são encontradas rochas metamórficas de médio à alto grau com centenas de metros de dimensão (Complexo Piratini).

As rochas graníticas apresentam coloração predominante cinza e são de composição granodiorítica e monzogranítica, com tonalitos, dioritos e quartzo dioritos subordinados. A textura é inequigranular grossa a fina, em alguns locais apresentam-se porfiríticas. Os pórfiros são predominantemente de

feldspato alcalino que podem atingir até 7 cm (JP-164) e podem estar associados com glomerófilos de biotita. Essas rochas são cortadas por veios de pegmatitos quartzo feldspáticos, bem como por veios de quartzo de espessuras decimétricas. Nas proximidades de fraturas e/ou falhas, ou em concentrações de minerais máficos que podem conter aglomerados de pirita e calcopirita (Figura 67).

Os estudos petrográficos das rochas dessa suíte apresentam textura grano a lepidogranoblástica de granulação grossa a fina a porfirítica, são compostos de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita como mineral máfico principal (Figura 68). Os feldspatos geralmente estão maclados, quando são de amostras próximas a zona de cisalhamento estão deformados com fraturas e maclas curvas e/ou apagadas, bem como alguns cristais estão mirmequitizados nas bordas. Esses minerais alteram-se para sericita e/ou argila, e em menor proporção para epidoto.

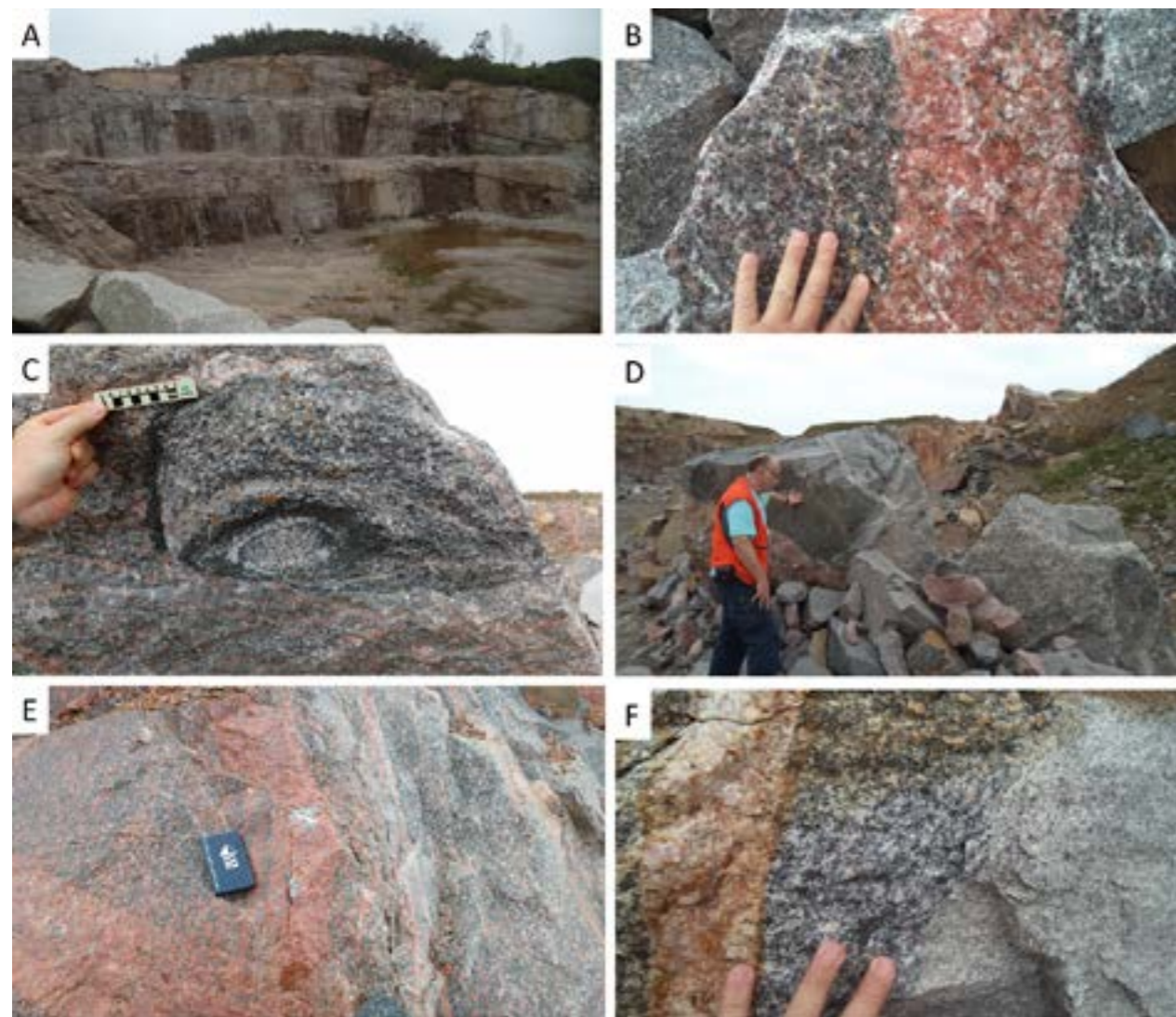


Figura 66 - Relações dos granitos da Suíte Pinheiro Machado expostas em pedreiras: Foto A - corte de pedreira do afloramento JP-195; fotos B a F fotos da pedreira do afloramento JP-077, com as diferentes gerações de granitos entrecortando entre si.

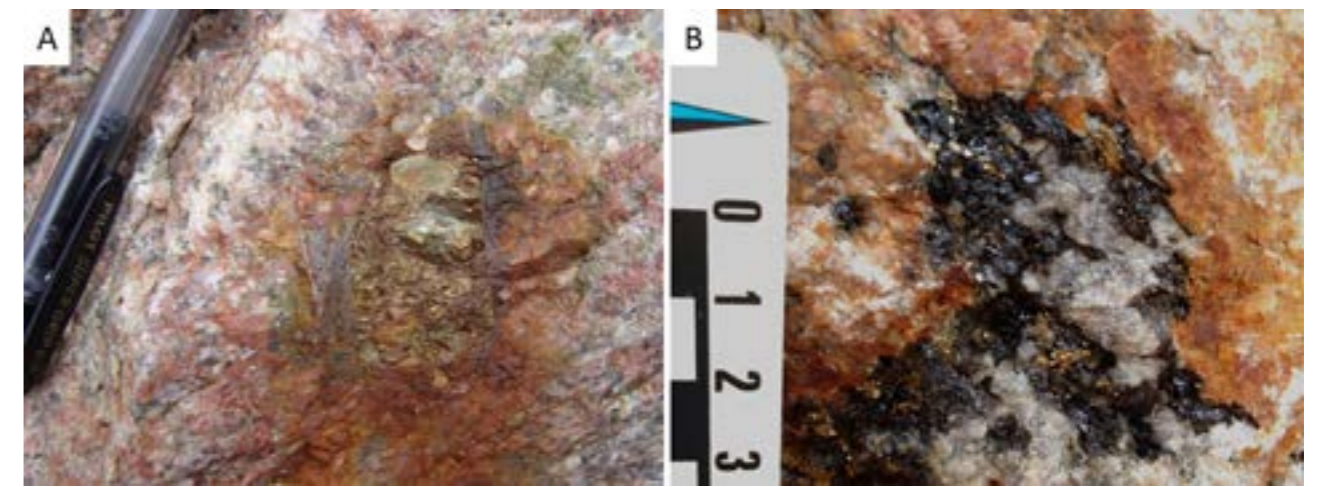


Figura 67 - Exemplo de concentrações de sulfeto (pirita e calcopirita) nas rochas graníticas relacionadas à Suíte Pinheiro Machado: (A) afloramento JP 195; e (B) Afloramento JP-077.

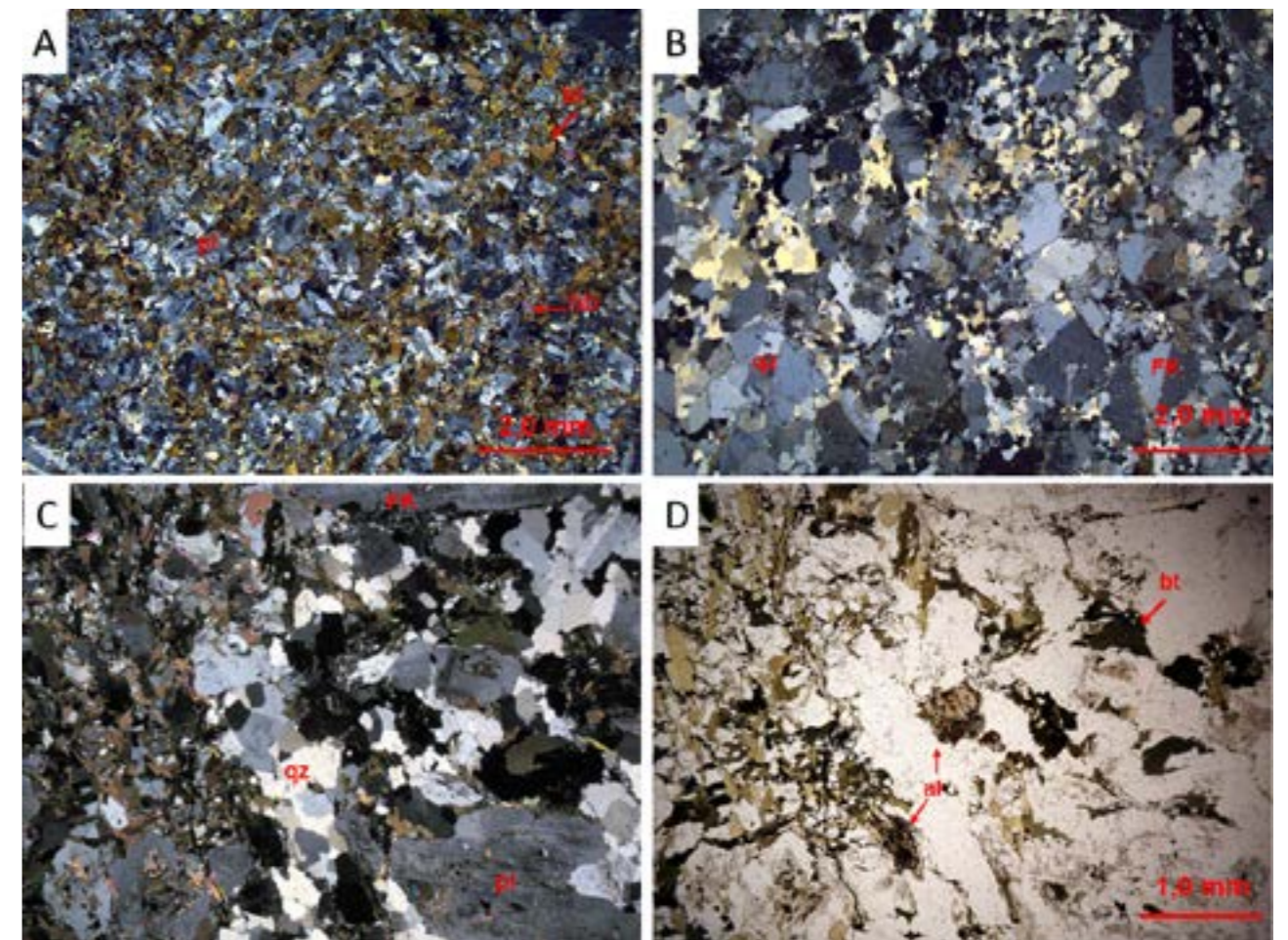


Figura 68 - (A) Amostra JP077C, em luz polarizada cruzada, com aumento de 7X, mostrando tonalito com textura equigranular de grão médio a fino (inferior a 2,0 mm), com abundância de biotita e hornblenda; (B) Amostra JP077D em luz polarizada cruzada, com aumento de 7X, mostrando a textura porfiroclástica com destaque aos fenoclastos de feldspatos alcalinos do tipo ortoclásio micropertítico, raramente com a macla Periclina-Albita sobreposta, de grão médio (4,0 mm) em uma matriz fina (<0,3 mm) de composição quartzo-feldspática com textura granoblástica xenomórfica; (C) e (D) Amostra JP077B, respectivamente em luz polarizada cruzada e plan, em aumento de 25X, o aspecto geral da rocha tem textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos (plagioclásio - pl; e FK), com grãos de até 0,5 mm, em matriz fina (<0,5 mm), com composição quartzo-feldspática apresentando forte cominuição dos grãos, além de palhetas de biotita, onde destacam-se cristais de alanita metamictizados (al).

Os cristais de quartzo são geralmente arredondados e com extinção ondulante e apresentam grau de recristalização maior próximos às zonas de deformação. A biotita forma palhetas de cor verde a marrom em luz natural e altera-se para clorita e de forma subordinada para epidoto e muscovita. Os principais minerais acessórios são opacos subédricos, zircão, apatita, alanita e titanita.

Os dados de litoquímica indicam que as rochas dessa suíte variam de metaluminosa a peraluminosa (Figura 69A) e apresentam uma evolução sub-alcálica a cálcio alcalina de médio a alto potássio (Figura 70A) e a individualização como rochas graníticas do tipo Cordilheirano ou Caledoniano é de difícil caracterização (Figura 70B), sendo a associação mais semelhante ao do tipo Cordilheirano. Deve sempre ser lembrado que a coleta de amostras e as análises químicas de rochas deste projeto não são sistemáticas, este não é um projeto de mapeamento padrão, portanto não representam todas as possibilidades e opções de rochas. Além disto, não há como garantir que os dados de trabalhos anteriores têm a mesma classificação estratigráfica usada neste projeto, por isso muitas destas análises foram desprezadas, para garantir uma melhor interpretação em relação ao entendimento atual das rochas do Batólito.

As associações de rochas de arcos magmáticos podem ser visualizadas pelos diferentes tipos de gráficos (setas indicativas de diferentes populações). Alguns dos quais apresentam uma evolução das

rochas graníticas, passando de rochas mais primitivas para mais evoluídas, aparentemente com migração de um ambiente de colisão entre arco/continente a continente/continental (Figura 70). Nos gráficos de Whalen et al. (1987) para identificação de granitos tipo A, I e S, as amostras mostram uma associação do Y com associação (provavelmente contaminação) com tipo S (Figura 71).

No diagrama multielementar as amostras mostram um padrão homogêneo, com anomalias negativas de Nb, Ta e as vezes Zr, indicativos de rochas que passaram por ambientes de subducção (Figura 72A). Enquanto que no diagrama de elementos terras raras há um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP com anomalia negativa de Eu (Figura 72B).

Apesar de ser a unidade mais importante do Batólito Pelotas, ainda apresenta poucos resultados isotópicos e geocronológicos para que permitam delinear ou esboçar sua evolução. As idades U-Pb e Pb-Pb variam entre 630 e 610 Ma (BABINSKI, et al., 1997; PHILIPP, et al., 2002; LOUREIRO, 2013). Isotopicamente as rochas do Batólito mostram, uma fonte contaminada, mostrando uma assinatura mista entre uma fonte arqueana e outra neoproterozóica com valores de idade-modelo (TDM) entre 1,4 e 2,1 com ϵNd negativos com valores próximos a -5 (MANTOVANI, et al., 1987; BABINSKI, et al., 1997). Os valores de Sr também mostram uma fonte continental com uma razão $87Sr/86Sr$ inicial de 0,706 (SOLIANI JÚNIOR., 1986).

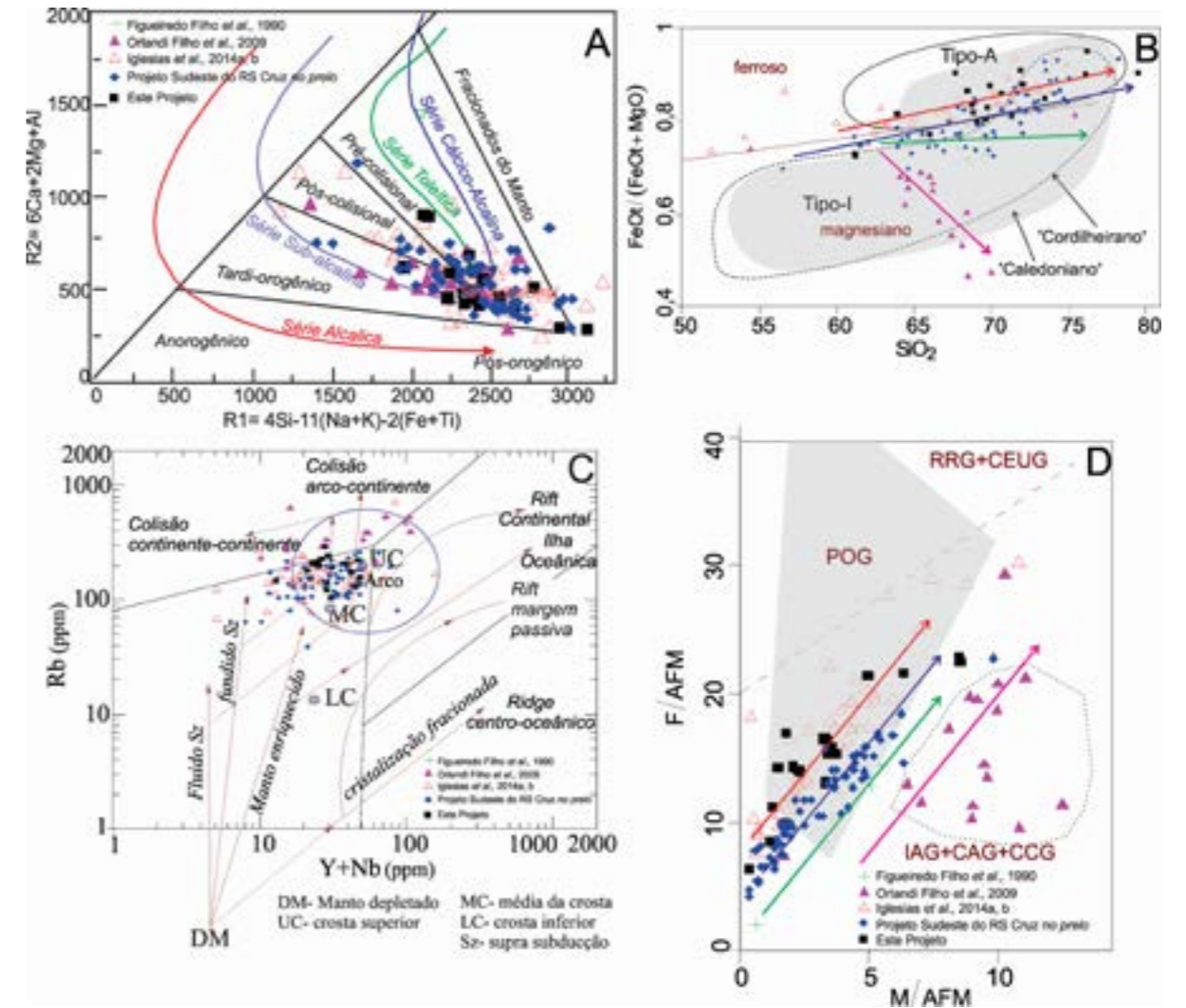


Figura 70 - Diagramas de classificação tectônica dos granitos da Suíte Pinheiro Machado. (A) (BATCHELOR; BOWDEN, 1985); (B) (FROST, et al., 2001); (C) (PEARCE, et al., 1984); (D) (MANIAR ; PICCOLI, 1989).

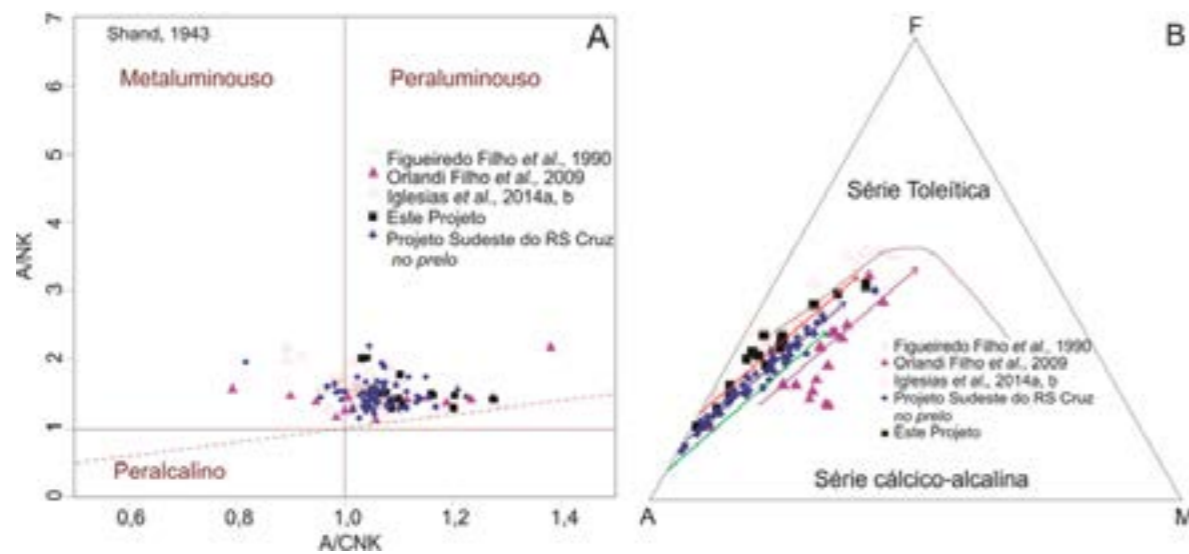


Figura 69 - Diagramas de séries magmáticas da Suíte Pinheiro Machado. A) Aluminosidade de Shand (1943); B) AFM de Irvine e Baragar (1971).

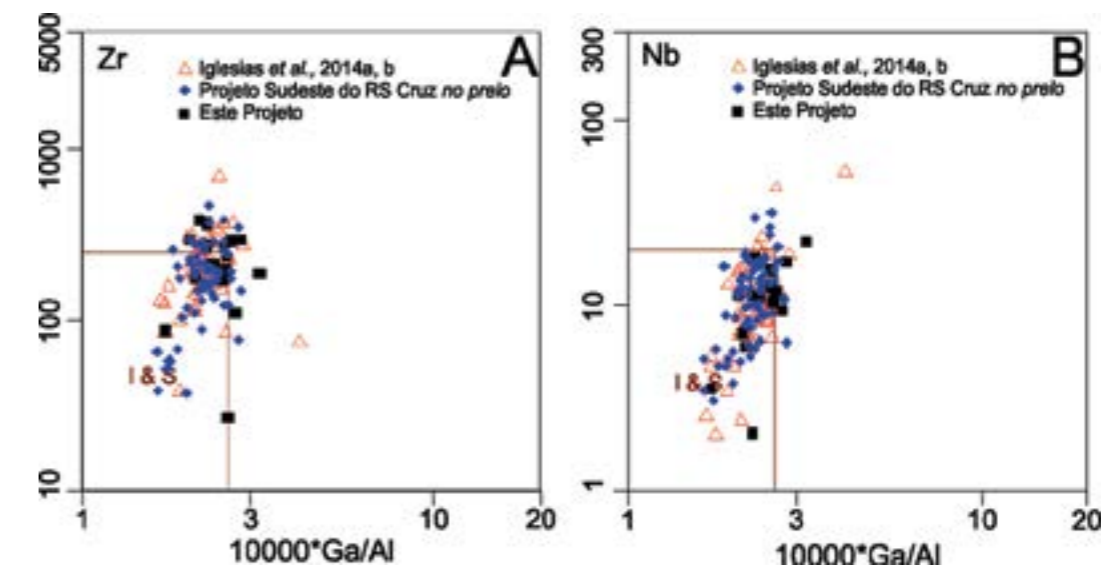


Figura 71 - Diagramas de classificação de granitos tipo A, I e S de (WHALEN, et al., 1987) para as rochas da Suíte Pinheiro Machado.

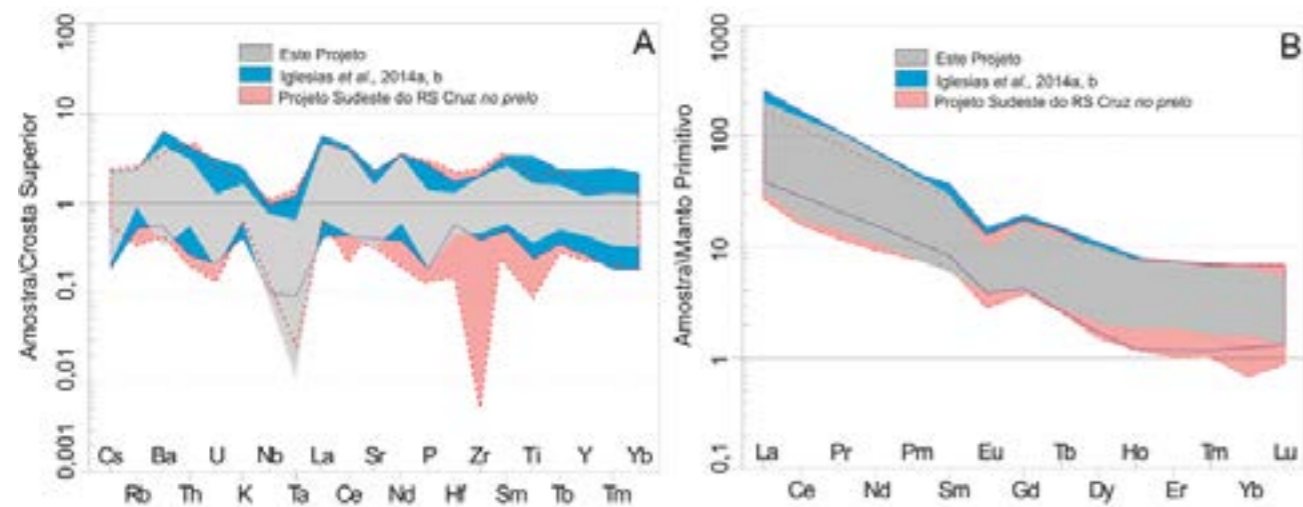


Figura 72 - Diagramas multielementar e de elementos terras raras (McDONOUGH; SUN, 1995) para as rochas graníticas da Suíte Pinheiro Machado.

4.3.3. Suíte Cerro Grande

O Termo Cerro Grande foi usado pela CPRM no mapeamento da Folha Porto Alegre 1:100.000 (RAMGRAB, et al., 1997), como o fácies monzogranito da Suíte Dom Feliciano, situado próximo a cidade de Cerro Grande do Sul (Figura 73). Wildner et al. (2008) usaram o Fácies Cerro Grande como fácies da Suíte Dom Feliciano. Como já foi dito, procurou-se, neste relatório, retirar os termos monzograníticos e/ou com características cálcio-alcálicos da Suíte Dom Feliciano, pois esta apresenta termos eminentemente alcalinos.

Na literatura geológica as rochas graníticas da fácies monzogranito foram referidas ao Complexo Dom Feliciano (TESSARI; PICADA, 1966), adicionalmente foram englobadas por Tessari e Giffoni (1970) na Formação Cambaí, aos granitóides da fase 3 por Frantz e Remus (1986), em parte como a Suíte Granítica Pinheiro Machado de Fragoso Cesar et al. (1986) e à Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões por Horbach et al. (1986). Estes granitos mostram estruturas de mistura física (*mingling*) e química (*mixing*) com rochas máficas de composição diorítica a quartzo-diorítica, visto pelos enclaves máficos.

A amplitude do sinal analítico dessa unidade mostra ser cortada por estruturas de direção NE-SW e em menor frequência de direção NW-SE. Próximos a estas estruturas a assinatura é mais bem marcada, principalmente às de direção NW-SE, talvez por serem mais tardias (Figura 12). A assinatura gamaespectrométrica mostra valores intermediários a altos de contagem total (Figura 15A), indicado por concentrações maiores de K e Th. Na imagem de RGB (Figura 17A), observa-se que há porções mais avermelhadas, parcialmente coincidentes com a estruturação NE,

pode indicar processo de potassificação gerada por percolação de fluidos por essas estruturas.

Os afloramentos dessa unidade formam blocos e matacões de dimensões métricas (Figura 74). Nesta suíte há um predomínio de monzogranitos de granulação grossa, equigranular a porfirítica (Figura 75A e B) e em menor proporção ocorrem rochas granodioríticas (Figura 75C). As rochas normalmente são isotrópicas, ou com cristais de feldspatos de até 5 cm de comprimento, sendo que os plagioclásios podem estar zonados, com textura rapakivi (Figura 75D). Enclaves de composição mais máfica podem ocorrer dispersos, ou, localmente, bastante concentrados (Figura 75E), alguns dos quais podem apresentar migração de pórfiros euédricos de feldspatos alcalino da rocha encaixante (Figura 75F). Os enclaves são mais comuns de ocorrerem nas bordas dos corpos. Alguns pontos apresentam monzogranitos de texturas mais finas com pórfiros euédricos de plagioclásios (Figura 75G). Próximos às zonas de cisalhamento a rocha pode apresentar foliação bem marcada pelos minerais de biotita e feldspatos rotacionados (Figura 75H). Microscopicamente predomina a textura porfirítica, com fenocristais primários, de grãos grosso (5,0 cm a 8,0 mm) de feldspato alcalino e subordinadamente de plagioclásio, também prismáticos de grão grosso a médio (6,0 mm a 4,5 mm) em matriz fanerítica hipidiomórfica média, com tamanho dos grãos entre 4,0 mm a 1,0 mm (Figura 76). A composição mineralógica desta unidade compreende plagioclásio (35%-25%), feldspato alcalino (32%-20%), quartzo (20%-25%) e biotita (15%-2%), hornblenda é rara. A mineralogia acessória consiste de titanita (até 5%), minerais opacos (até 2%), alanita (até 1%), apatita (tr) e zircão (tr). A mineralogia secundária inclui clorita, carbonato e epidoto.

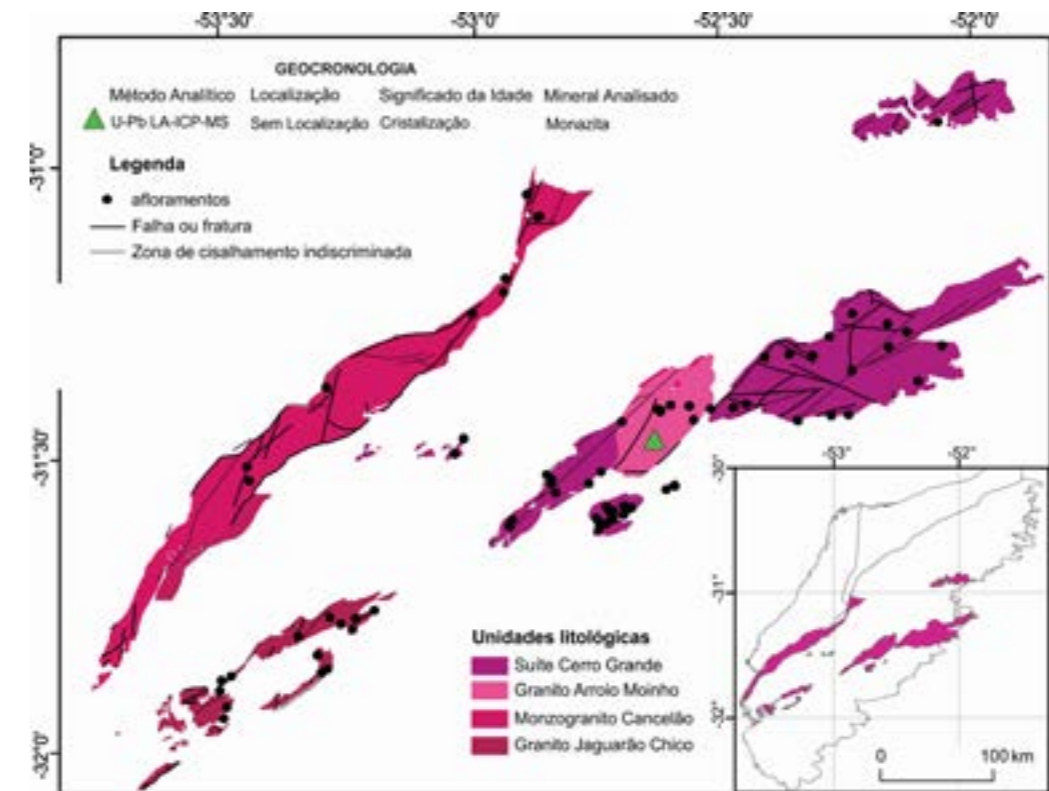


Figura 73 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Cerro Grande na área de estudo.



Figura 74 - Tipologia dos afloramentos da Suíte Cerro Grande. A- Afloramento LC-039 e B- LC-042.

Esta composição permite classificar a unidade como biotita monzogranito, ocorrendo localmente termos granodioríticos. Texturas de deformação dúctil são responsáveis pela formação de milonitos e protomilonitos, com de 15% a 60% de matriz com a cominuição dos minerais, com tamanho de grão inferior a 0,2 mm. Os feldspatos alcalinos são do tipo ortoclásio e microclínio, como demonstram as maclas Carlsbad e, no segundo caso, a combinação Periclina e Albita, resultante de processos de microclinização. Os fenocristais ou os porfiroclastos, quando ocorre a deformação, mostram-se pertitzados em vênulas, com frequência estão zonados e apresentam texturas como extinção ondulante, microgranulação nas bordas e lamelas de deformação (Figura 76).

Em geral os porfiroclastos de feldspatos apresentam bordas cominuídas devido à deformação dinâmica onde se verifica o arredondamento das arestas e grãos com contatos irregulares, envolvendo total a parcialmente fenoclastos e que mostram pertitas do tipo "flama".

O plagioclásio em geral é subédrico, mostrando as mesmas feições de deformação do feldspato alcalino, dificultando a determinação do teor em anortita, mostra leve turbidez, resultado da epidotização e sericitização dos cristais. Alguns grãos de plagioclásio ocorrem zonados, apresentam-se maclados, com albita e Carlsbad, mas é comum o desaparecimento parcial da geminação polissintética, sendo esta uma feição proveniente da deformação intracristalina.

Os planos de macla dos porfiroclastos de plagioclásio podem estar encurvados. Quando em contato com o feldspato alcalino, o plagioclásio pode mostrar a textura mirmequítica, com inúmeros

intercrescimentos vermiformes de quartzo no interior do plagioclásio, revelando condições de pressão e temperatura compatíveis com fácies anfibólito (PASSCHIER; TROUW, 2005).

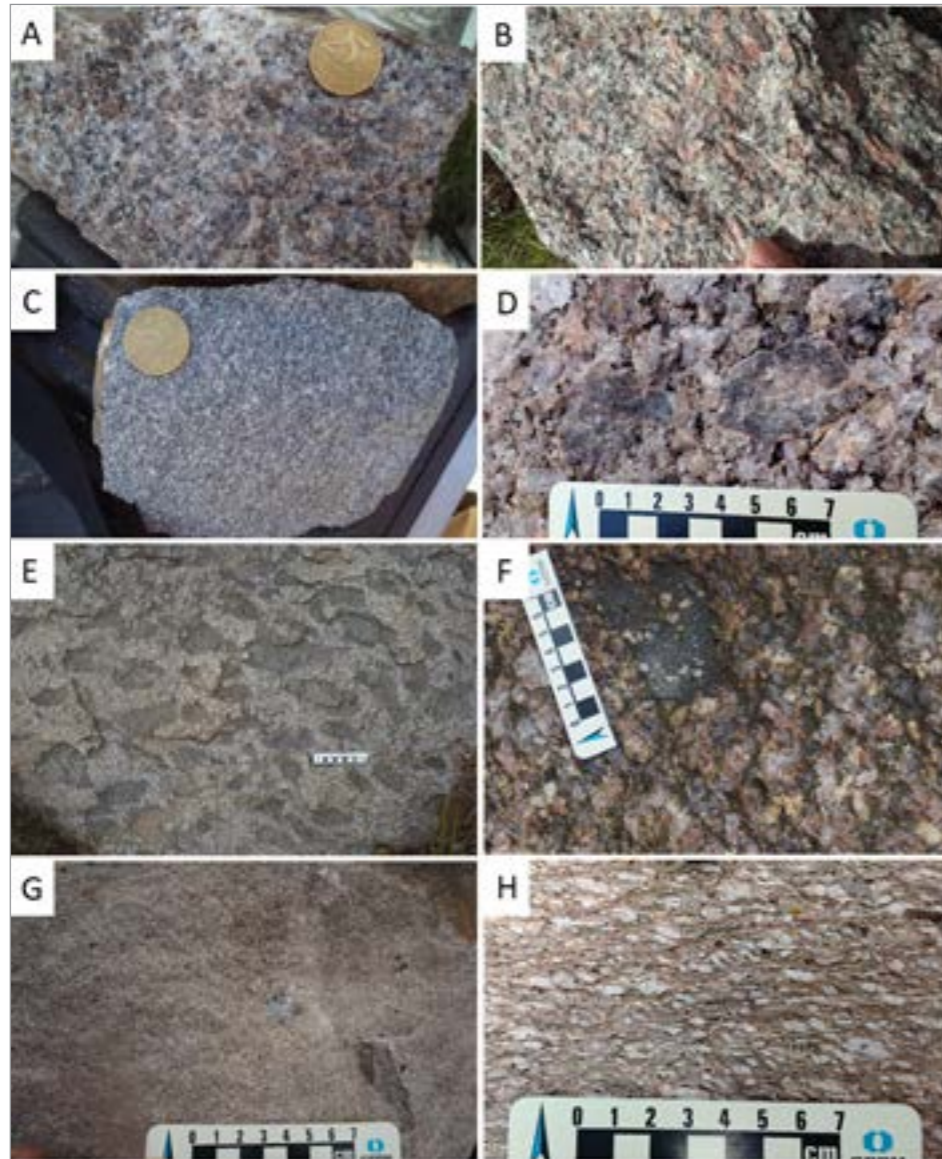


Figura 75 - Aspectos macroscópicos das rochas da Suíte Cerro Grande: (A) Ponto JP-068; (B) Ponto JP-067; (C) ponto (D) Ponto LC-042; (E) Ponto LC-117; (F) Ponto LC-110; (G) Ponto LC-111; (H) Ponto LC-039.

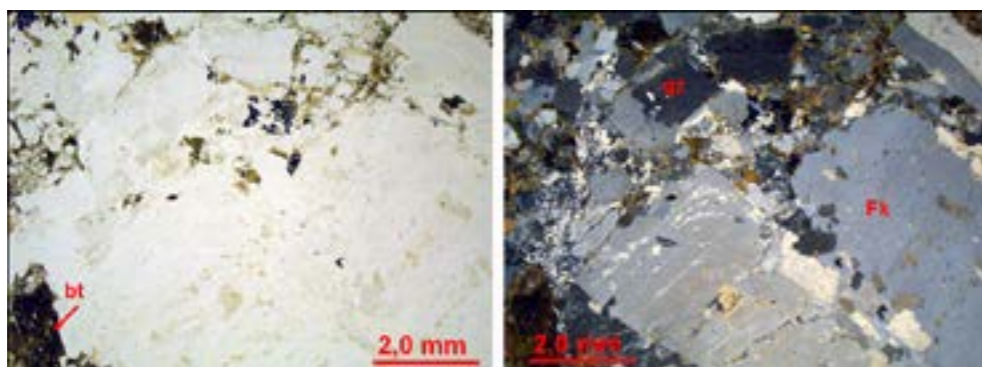


Figura 76 - Amostra JP-067, respectivamente em luz polarizada plana e cruzada, com aumento de 7X, escala gráfica de 2 mm, mostrando porfiroclasto de ortoclásio, zonado, em matriz média a fina, onde se destaca a cominuição do quartzo, formando agregados com textura granular xenomórfica.

O quartzo ocorre anédrico, com diâmetro em torno de 0,2 mm a 4,0 mm, localmente conserva a textura ígnea original e tem aspecto intersticial, mas em geral desenvolve a textura granoblástica isogrular xenomórfica, devido a deformação. Também ocorre na forma de agregados policristalinos, constituídos por grãos parcialmente a totalmente recristalizados, textura granoblástica poligonal, limites retos a lobados, com o predomínio dos primeiros, extinção normal a ondulante onde, por vezes, observa-se o padrão lamelar; na forma de subgrãos, onde estes ocorrem como trilhas de subgrãos que envolvem parcialmente alguns minerais, principalmente nos feldspatos.

A biotita é o máfico predominante; apresenta-se anédrica a subédrica, com hábito tabular e diâmetro médio de 1,0 mm a 4,0 mm (Figura 77). Está parcialmente a totalmente cloritizada, desenvolvendo textura lepidoblástica e, comumente, apresentando kinks nos planos de clivagem.

A biotita em geral está intimamente associada a mineralogia acessória, apresentando inclusões de titanita, alanita, apatita e zircão. Destes destacam-se a titanita, com hábito losangular e cor castanha, característica (Figura 77). Já a alanita ocorre euédrica, com forte coloração alaranjada (Figura 77), zonada e em geral metamictica, margeada por uma borda de pistacita. Os minerais secundários, resultantes dos processos pós-magmáticos, compreendem clorita, sericita, epidoto e raro carbonato. A clorita é resultado da alteração da biotita; tem cor verde e birrefringência anômala azul. A sericita e o epidoto são os principais produtos de alteração dos feldspatos. O carbonato preenche fraturas, principalmente nos plagioclásios.

Como deve sempre ser lembrado que a coleta de amostra e as análises químicas de rochas deste projeto não foram sistemáticas como um projeto de mapeamento. Diante disso, as amostras analisadas

não representam a diversidade de rochas desta suíte; além disto, não tem como garantir que os dados de trabalhos anteriores têm a mesma classificação estratigráfica usada neste projeto. Essas análises foram desprezadas, para garantir uma melhor interpretação em relação ao entendimento atual das rochas do Batólito. Mesmo assim, como poderá ser visto nos gráficos adiante, as análises da Folha Piratini (ORLANDI FILHO, et al., 2005) mostram um comportamento discrepante em relação às demais. Sendo difícil interpretar se esta diferença é somente um problema analítico, já que este grupo de amostra foi feito na década 1990. Esta discrepância pode ser vista na Figura 78, onde as amostras da Folha Piratini plotam no campo de rochas com assinatura magnésiana, enquanto que as amostras dos outros projetos da CPRM plotam em rochas com assinatura ferrosa (Figura 79A).

Geoquimicamente a Suíte Cerro Grande assemelha-se muito com a Suíte Viamão, possui uma característica sub-alcalina, cálcico-alcalina a shoshonítica e peraluminosa (Figura 78 a Figura 81), de um ambiente sin-colisional a tardi-orogênico no diagrama de Batchelor e Bowden (1985) (Figura 78B), de um arco evoluído tipo arco X continente (Figura 80B), semelhantes aos granitos tipo I (Figura 81C).

No diagrama multielementar (Figura 82A) estas rochas mostram um padrão semelhante a crosta continental de Taylor e McLennan (1995), com anomalias negativas de Ta, Ti e Zr, mostrando que as rochas passaram por uma zona de subducção ou foram formadas por rochas com estas características.

No diagrama dos elementos terras raras (Figura 82B) o padrão das análises é muito semelhante, independente do autor, com fracionamento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, com anomalia negativa de Eu pronunciada, quando normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995).

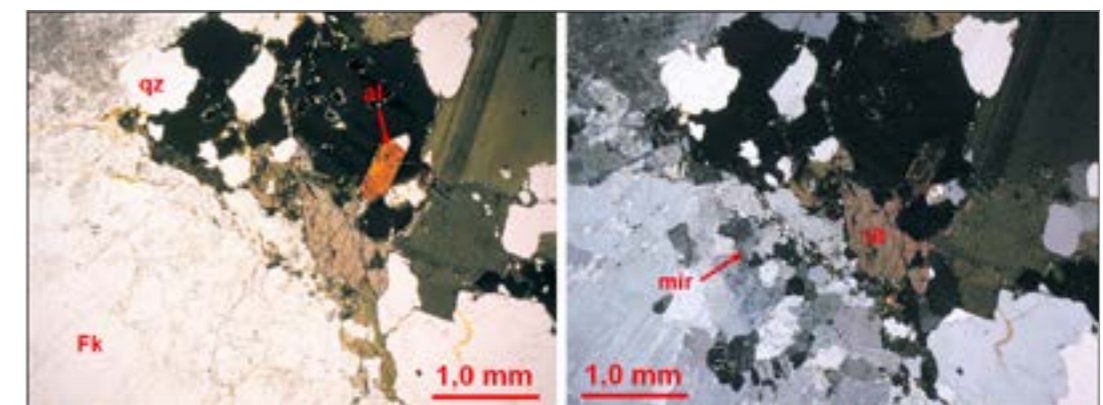


Figura 77 - Amostra JP-074, respectivamente em luz polarizada plana e cruzada, com aumento de 25X, escala gráfica de 1 mm, mostrando os minerais máficos: biotita (bt), titanita (tit) e alanita (al). Na porção inferior esquerda, em luz polarizada cruzada, se destaca o intercrescimento de quartzo no plagioclásio, evidenciando a textura mirmequítica (seta).

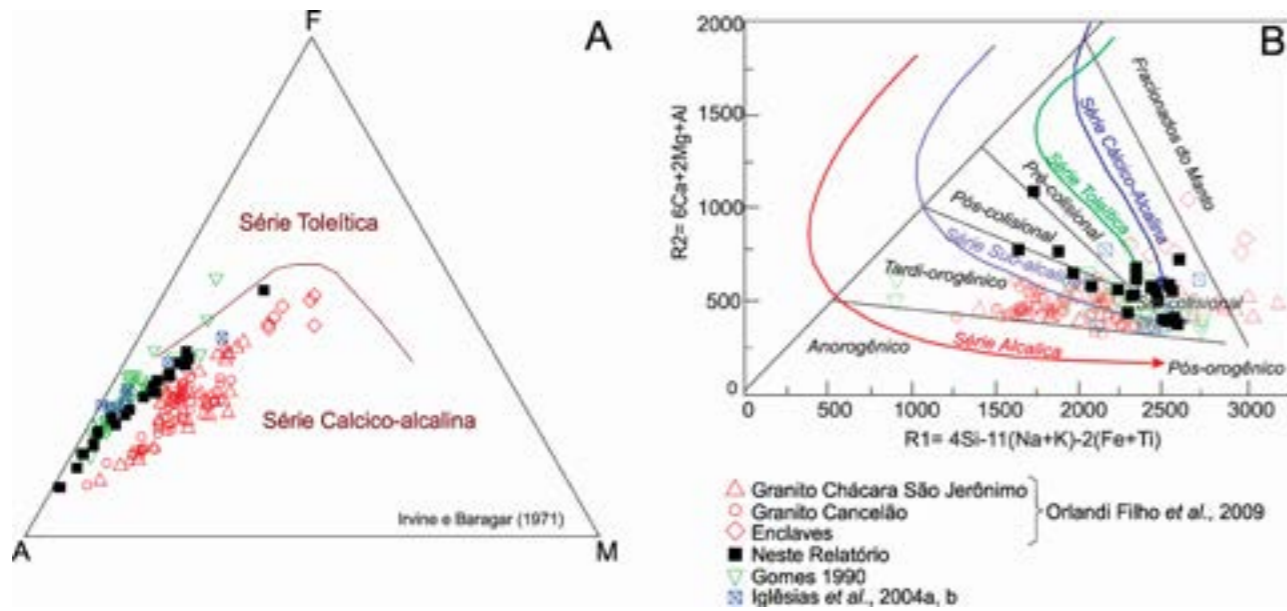


Figura 78 - Diagramas geoquímicos de rochas da Suíte Cerro Grande. A) AFM de Irvine e Baragar (1971); b) R1 x R2 de Batchelor e Bowden (1985).

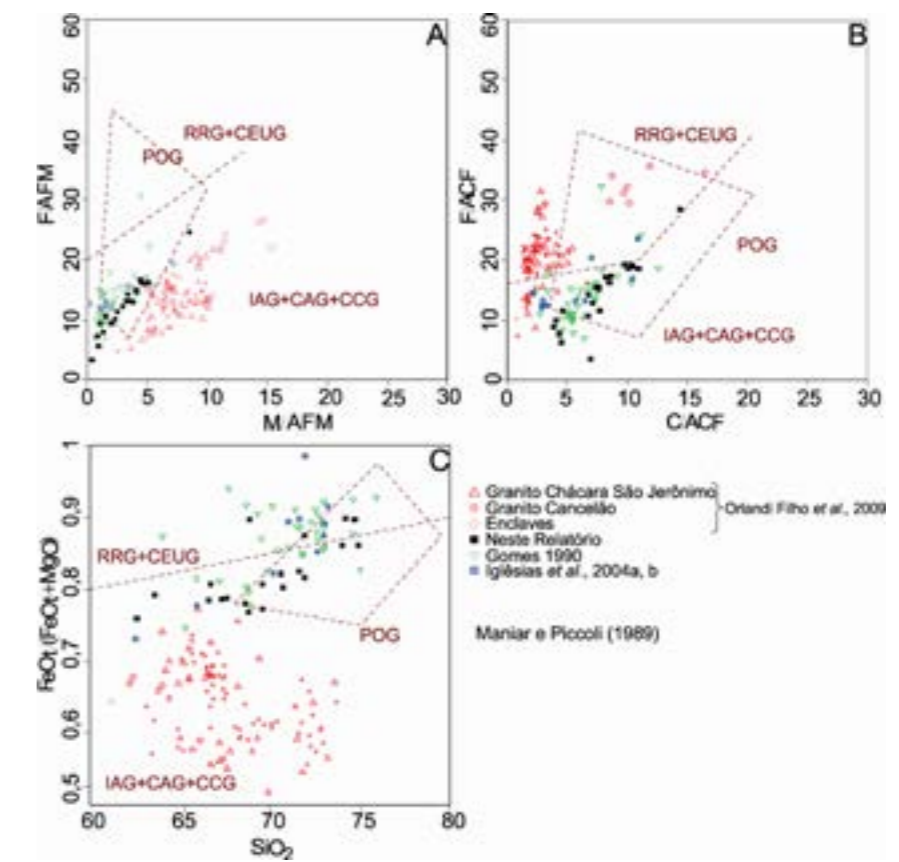


Figura 80 - Diagramas de Maniar e Piccoli (1989) aplicados classificação de ambientes de formação das rochas da Suíte Cerro Grande.

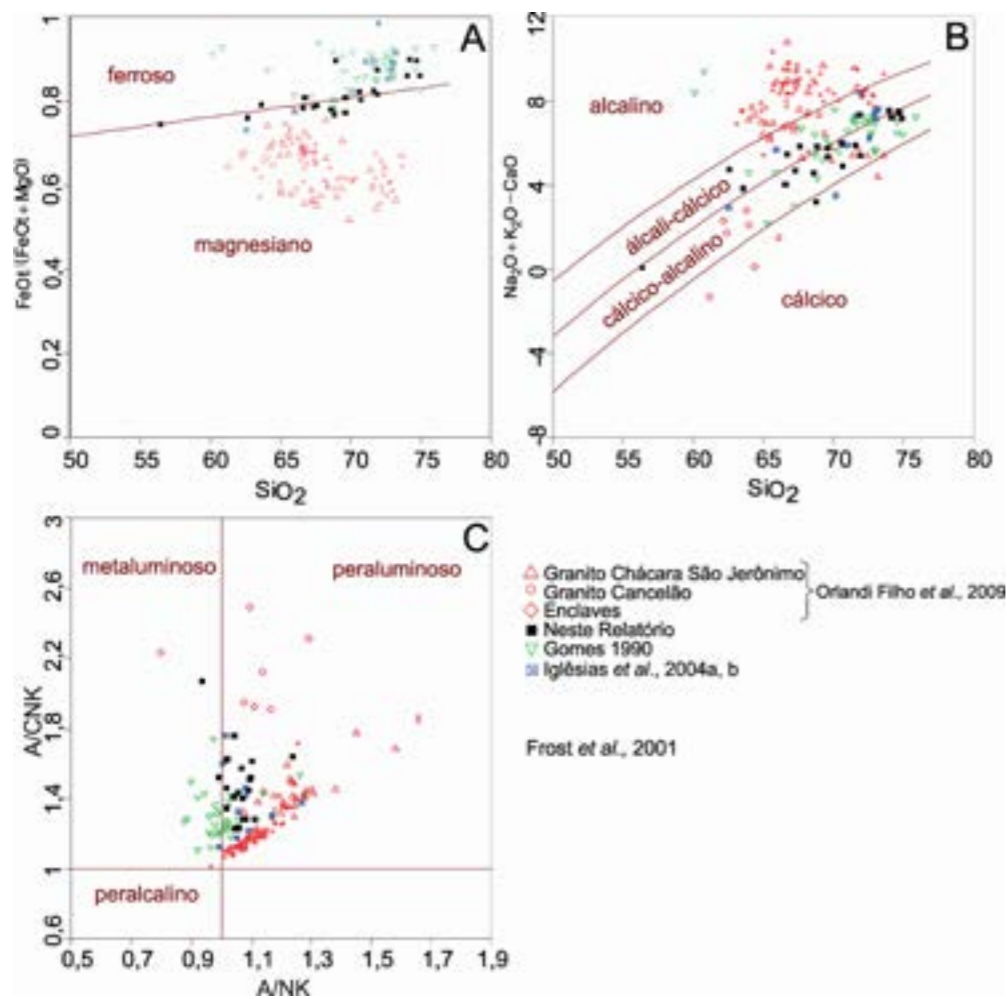


Figura 79 - Diagramas de (FROST, et al., 2001) aplicados classificação geoquímica das rochas da Suíte Cerro Grande.

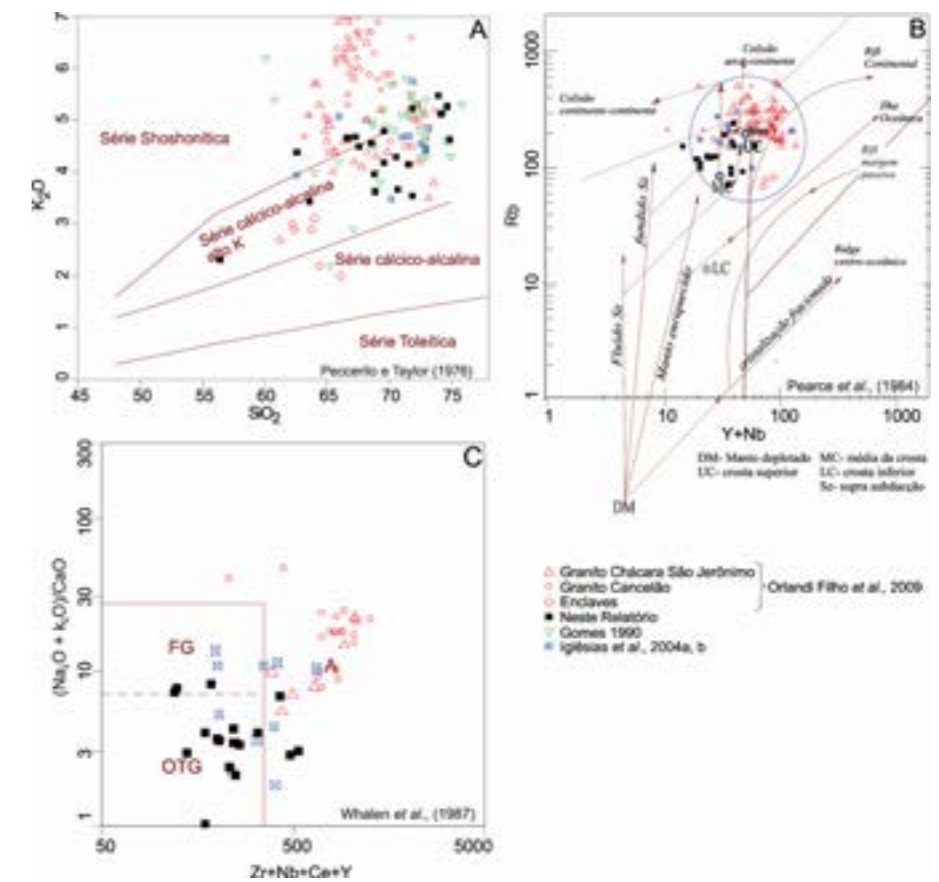


Figura 81 - Diagramas aplicados classificação geoquímica e de ambientes de formação das rochas da Suíte Cerro Grande. A) (PECCERILLO;& TAYLOR, 1976); B) (PEARCE, et al., 1984); C) (WHALEN, et al., 1987).

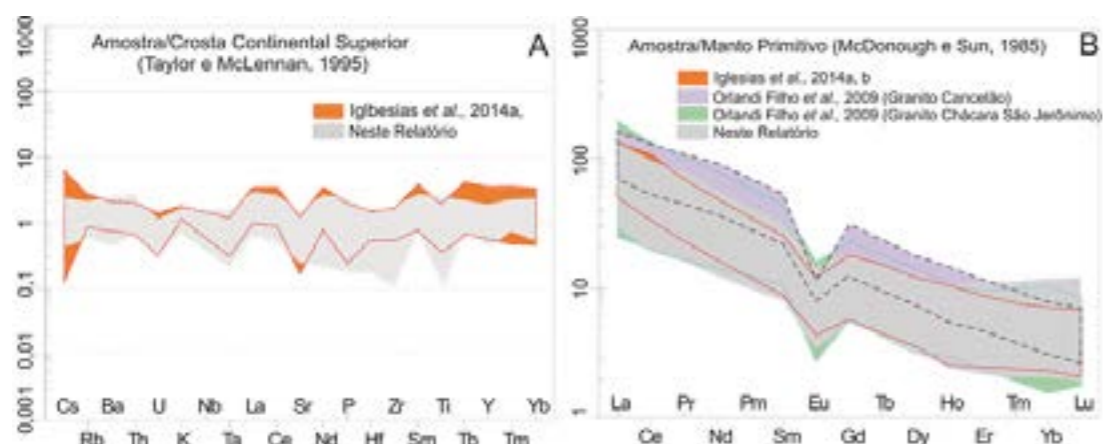


Figura 82 - Diagramas geoquímicos das rochas da Suíte Cerro Grande. A) Diagrama multielementar normalizados pela crosta superior de (TAYLOR; McLENNAN, 1995) e B) Diagrama de elementos terras raras normalizados pelo manto primitivo de (McDONOUGH; SUN, 1995).

4.3.4. Suíte Dom Feliciano

Tessari e Picada (1966) foram os primeiros a unificar os granitoides dessa suíte e os classificaram, na época, sob a designação de Complexo Granítico Dom Feliciano, no Projeto RADAM, estas rochas ganharam a denominação de Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (MOREIRA; MARIMON, 1982; ISSLER, 1984). Esta suíte está distribuída de forma regional ao longo do

Batólito Pelotas, sob a forma de múltiplos corpos de leucogranitos maciços e alongados segundo direção nordeste (Figura 83).

Ramgrab et al. (1997) caracterizaram esses corpos como não deformados e cuja estruturação tectônica está limitada a foliações localizadas, lineações de cisalhamento e brechações, relacionadas a colocação pós-tectônica desses corpos e/ou aos mecanismos de reativação de cisalhamentos regionais.

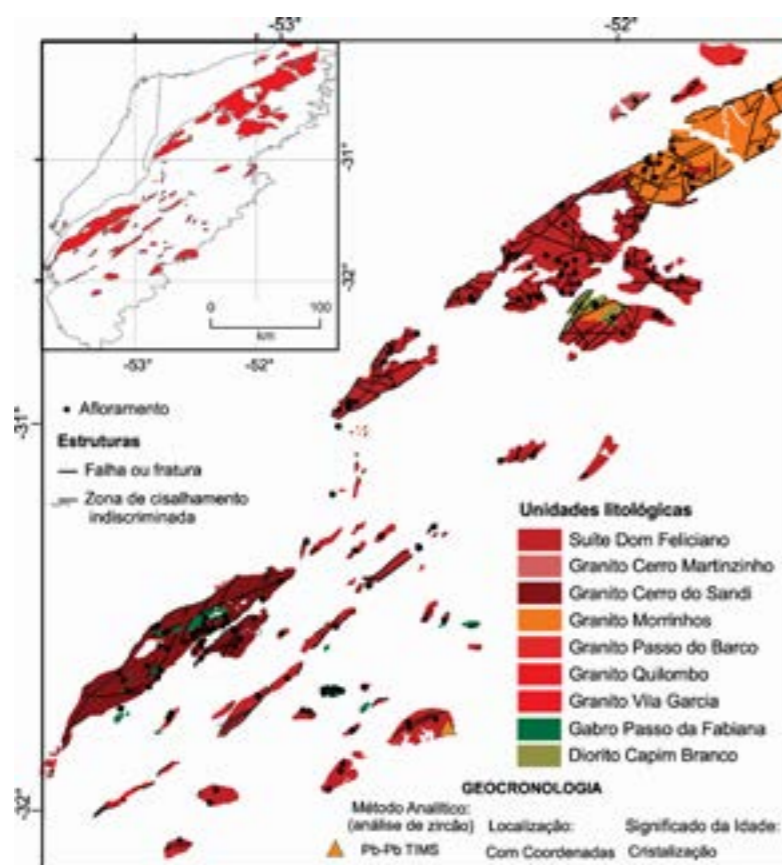


Figura 83 - Distribuição das unidades relacionadas a Suíte Dom Feliciano na área de Projeto.

Para estes autores, a forma alongada NE dos corpos, evidencia que ocorreram reativações tardias das zonas de cisalhamento transcorrente e que essas exerceram um controle na colocação desses corpos, particularmente daqueles que constituem as fases iniciais dessa granitogênese.

Os termos composicionais que predominam amplamente são sienogranitos e como termos muito subordinados ocorrem feldspato alcalino-granitos, quartzo-sienitos e riolitos. Ramgrab et al. (1997), a partir de características litoestruturais, sugerem um perfil evolutivo para os granitos da suíte. Identificaram desde termos regionais intrusivos em condições meso a catazonais até termos diferenciados epizonais, formando stocks localizados e que

correspondem aos eventos finais desta magmatogênese. Estes stocks crustais rasos associam-se a corpos de microgranitos e riolitos, e desenvolvem características de cúpula granítica, como a presença de cavidades miarolíticas, texturas porfiríticas grosseiras em matriz granular fina, intercrescimentos micrográficos e venulações com fluorita.

Entre as unidades caracterizadas por Ramgrab et al. (1997) (monzo e sienogranitos e riolitos), como pertencentes a Suíte Dom Feliciano, permanecem nesse suíte apenas os sienogranitos e riolitos. Na Tabela 1 verifica-se o resumo dos diferentes aspectos texturais e petrográficos dos diversos tipos cartografados para os sienogranitos e riolitos dessa suíte, conforme Ramgrab et al. (1997).

Tabela 1 - Unidades descritas por Ramgrab et al. (1997) que hoje ainda permanecem como da Suíte Dom Feliciano.

Fácies	Tipo	Características Petrográficas e Texturais
	Serra do Erval	- Sienogranitos rosados a vermelhos. - Equigranulares, localmente porfiríticos, médios a grossos. - Duas fases de cristalização, uma precoce (subédrica) e uma tardia (intersticial). - Máfico: biotita (<1%); acessórios: alanita, zircão e fluorita.
Sienogranito	Morrinhos	- Sienogranitos vermelhos, isótropos. - Pequenos stocks com transição local para fácies subvulcânicas. - Equigranulares alotriomórficos médios à porfiríticos. - Intercrescimentos micrográficos. - Máficos: biotita, anfibólio sódico; acessórios: alanita, zircão, apatita e fluorita.
	Microgranito	- Microsienogranito isótropo. - Pequeno stock com fraturamento anelar. - Granular fino a muito lino, cinza-claro a vermelho-esbranquiçado. - Xenólitos máficos assimilados e cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo. - Máfico: biotita; acessórios: apatita e zircão.
Subvulcânica	Riolito Ana Dias	- Riolitos vermelhos. - Textura seriada a porfirítica, esferulitos e quartzo de alta temperatura. - Associados aos stocks sienograníticos do tipo Morrinhos, ou como diques e corpos filonianos de riolitos, riolacitos e microgranitos. - Máfico: biotita; acessórios: apatita e zircão.

As rochas dessa suíte afloram em forma de blocos, cortes de estrada e como extensos lajeados (Figura 84). Ocorre principalmente na parte noroeste do Batólito, em corpos alongados na direção NE, tornando-se espaçados em direção sudeste. Os granitos desta unidade apresentam cores avermelhadas, rosadas e com tons amarelados a amarronzados. Os corpos são homogêneos e monótonos com pouca variação textural, predominando sienogranitos equigranulares médios a finos, compostos por feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita subordinada (Figura 85). A presença de enclaves máficos não é rara bem como

porções vulcânicas a sub-vulcânicas. Essa suíte apresenta dois comportamentos bem distintos, em relação à assinatura geofísica, tanto na magnetometria quanto na gamaespectrometria. Na porção norte, a amplitude do sinal analítico tem o predomínio da assinatura intermediária, com porções mais altas, associadas às estruturas de direção WNW-ESSE e também nas porções mais a leste (Figura 12). Enquanto que na porção sul, apresentam predomínio de assinatura magnetométrica alta, com assinaturas intermediárias associadas aos corpos mais a leste. Em relação à gamaespectrometria, observa-se que na porção norte,

essa suíte apresenta contagem total maior e cores de RGB mais claras do que as porções que ocorrem à sul (Figuras 14A e 15A). Essa diferença, na assinatura gamaespectrométrica, pode ser indicativa de que as porções a sul representam unidades crustais mais profundas. O K apresenta uma distribuição relativamente homogênea, enquanto que o U e Th mostram

teores maiores na porção norte dessa suíte (Figura 14). Os dados de parâmetro F, por sua vez, indicam valores anômalos associados à zona de cisalhamento Dorsal do Canguçu a norte, com valores mais anômalos associados à área onde ocorre a bifurcação entre a zona de cisalhamento dorsal do Canguçu e a de Porto Alegre.

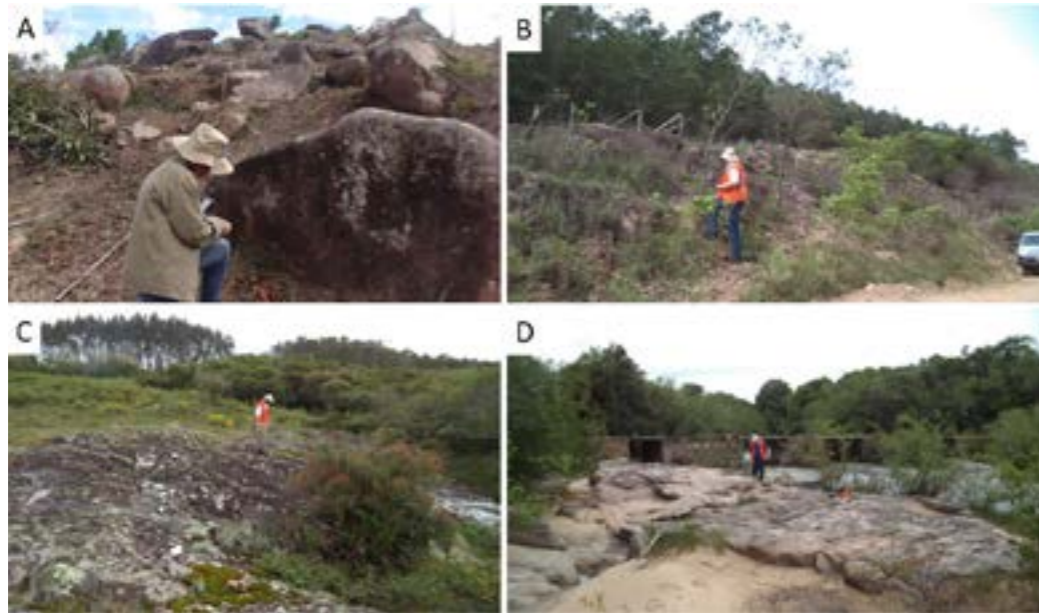


Figura 84 - Modo de ocorrência das rochas da Suíte Dom Feliciano. A) Na forma de Blocos – Afloramento LC032; B) Em corte de estradas – Afloramento JP045; Na forma de lajeado C) Afloramento - JP208; D) Afloramento - JP040.

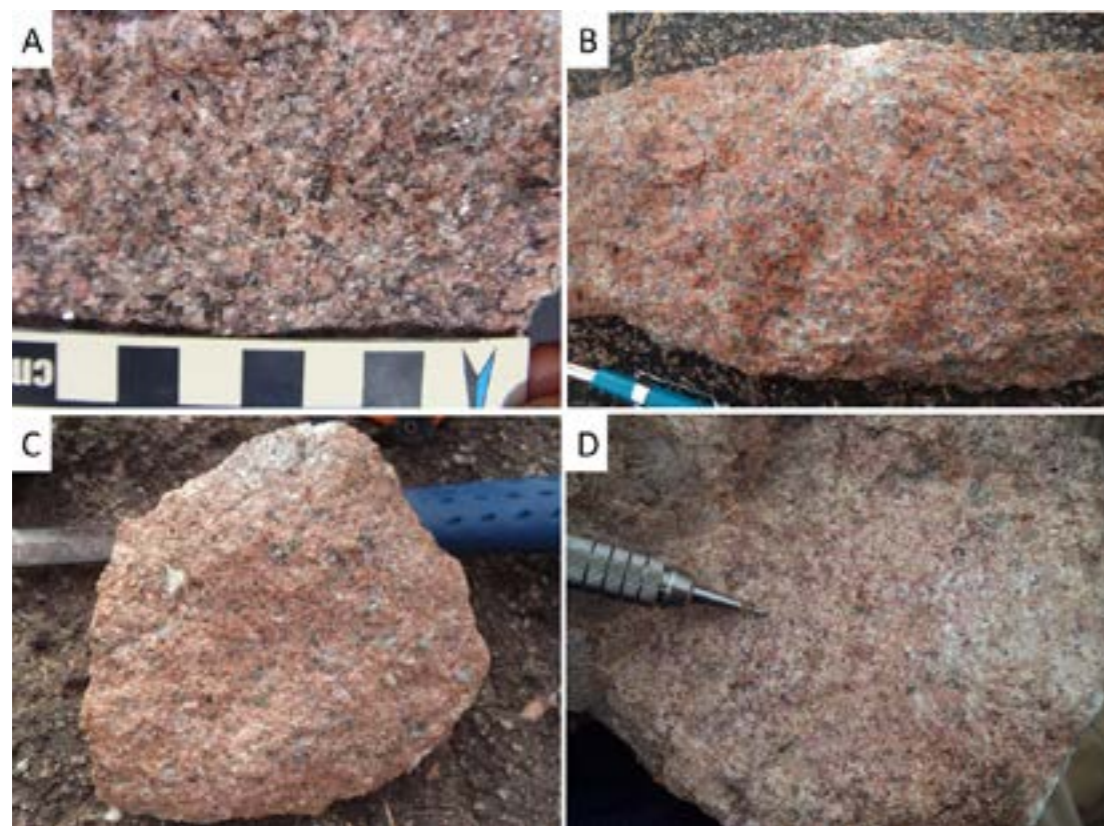


Figura 85 - Variação de textura e de cores das amostras da Suíte Dom Feliciano. A) Afloramento LC031; B) Afloramento JP061; C) Afloramento JP045; D) Afloramento JP208.

Petrograficamente a suíte apresenta textura fanerítica, equigranular, hipidiomórfica média, com tamanho de grão entre 7,0 mm e 1,0 mm, composta de quartzo (30% - 25%); feldspato alcalino (30% - 35%), plagioclásio (15%-30%), biotita (até 5%) com traços de hornblenda (RC-070). A mineralogia acessória consiste de minerais opacos (até 2%), apatita (tr), zircão (tr) e eventualmente a fluorita está presente. A mineralogia secundária inclui clorita, epidoto e sericita. A composição modal permite classificar as rochas da unidade como sienogranitos, com termos monzograníticos subordinados (Figuras 66A e B). Estruturalmente são isotrópicos e em geral estão pouco deformados, entretanto junto aos falhamentos podem ocorrer protomilonitos, raramente milonitos, onde os minerais cominuídos constituem uma matriz fina, com tamanho do grão inferior a 0,2 mm, que envolve cerca de 90% a 40% de clastos, principalmente de feldspato alcalino e plagioclásio.

O feldspato alcalino é o ortoclásio micropertítico, por vezes microclinizado, como maclas Carlsbad e, no segundo caso, a combinação Periclina e Albita, também foi observada a combinação de Baveno. Os cristais são subédricos, prismáticos a intersticiais, incolores a turvos, devido a oxidação e sericitização, são pertíticos a mesopertíticos e eventualmente podem ocorrer bordas albiticas (Figuras 86A e 86B). O plagioclásio é subordinado, ocorre subédrico, prismático, intersticial, frequentemente turvo devido a sericitização e, em menor proporção, a epidotização, que por vezes ressalta o núcleo dos cristais,

evidenciando uma zonação. O plagioclásio apresenta as maclas da albita que lhe são características, que nos termos deformados, podem apresentar um leve encurvamento dos planos de macla. O quartzo é incolor e límpido e intersticial, entretanto em algumas amostras apresenta contornos definidos com seções subédricas, indicando seu caráter precoce. Nos termos deformados ocorrem com extinção ondulante e apresenta a formação de subgrãos.

A biotita em geral é o máfico presente na maioria das amostras, ocorre como palhetas, com clivagem marcante e com pleocroísmo forte em tons de castanho claro a escuro, em geral está parcialmente cloritizada onde se observa tons verdes no pleocroísmo, oxidação ao longo dos contatos e nos planos de clivagem e com algum epidoto nas clivagens dilatadas. Muito raramente ocorre a hornblenda, neste caso está euédrica, com duas séries de clivagens nas seções basais e uma clivagem prismática na seção lateral, com pleocroísmo em tons de verde. Está intimamente associada a biotita, com a qual desenvolve relações de contato. A biotita também abriga a maior parte das inclusões de minerais acessórios, como a apatita, na forma de prismas curtos e seções basais arredondadas ou hexagonais e o zircão, particularmente abundante como cristais muito finos, com diâmetro inferior a 0,3 mm. A fluorita não está presente em todas as amostras, mas quanto ocorre pode somar até 1% da contagem modal. É mais frequente nos termos subvulcânicos que nos plutônicos (Figura 86B).

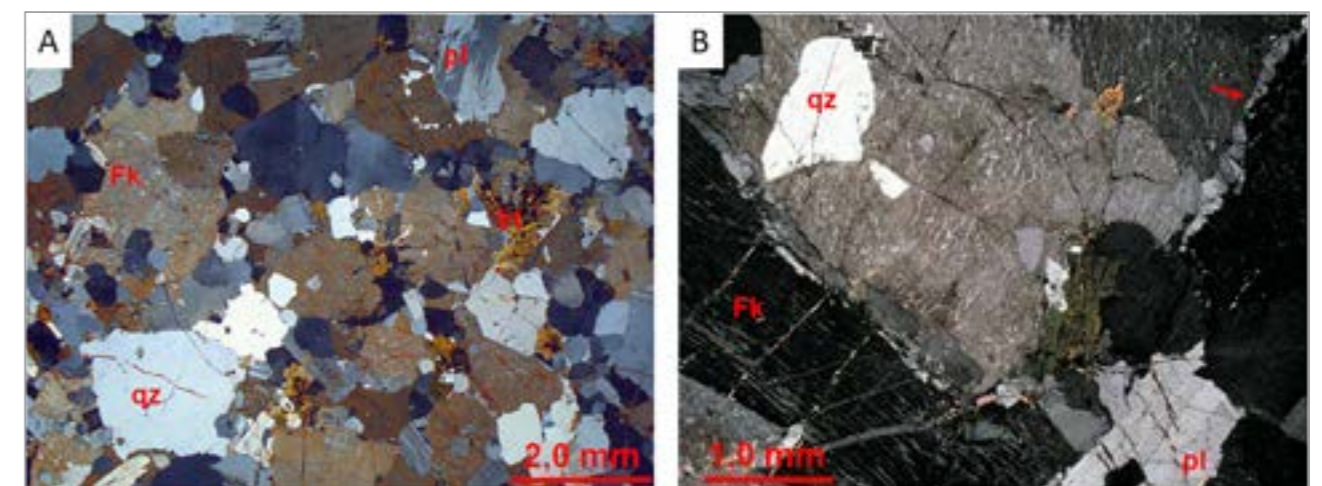


Figura 86 - (A) Amostras JP-169 em luz polarizada cruzada, com aumento de 7X, escala gráfica de 2 mm, evidenciando a textura equigranular hipidiomórfica média onde se destacam o quartzo (qz), o feldspato alcalino oxidado (fk), o plagioclásio (pl) e a biotita (bt). (B) Detalhe da amostra JP-169, em luz polarizada cruzada, com aumento de 25X, escala gráfica de 1 mm, evidenciando o ortoclásio micropertítico (fk) com bordas albiticas (seta), quartzo, plagioclásio (pl) e biotita (bt).

A unidade apresenta fácies epizonais, subvulcânicas e mais raramente vulcânicas. Os primeiros apresentam intercrescimentos micrográficos abundantes, com quartzo vermiforme em feldspato alcalino (Figura 87A). Já os termos vulcânicos têm textura porfírica com fenocristais de grão médio a fino (tamanho entre 2,3 mm e 0,5 mm), subédricos a euédricos de quartzo, sanidina e plagioclásio, em geral idiomórficos a arredondados e corroídos. Se observa que os bordos destes fenocristais apresentam intercrescimentos micrográficos (Figura 87B). Estes fenocristais suportam intercrescimentos esferulíticos e estão envolvidos em mesóstasis félsica resultante de devitrificação. Além dos esferulitos a matriz é composta por um agregado quartzo feldspático muito fino (inferior a 0,2 mm). Completam esta paragênese, agulhas muito finas de um mineral máfico, muito possivelmente um clinopiroxênio oxidado e cloritizado. A clorita também ocupa domínios intersticiais na forma de agregados esferulíticos. Por vezes os esferulitos transformam-se em intercrescimentos micrográficos, indicativos da condição hipabissal da rocha. Nesta fácies a fluorita é mais abundante e preenche os espaços intersticiais.

Os termos composicionais que predominam, em acordo com De la Roche et al. (1980), são álcali-granitos transicionais à granitos, a tendência evolutiva é subalcalina e há uma segunda tendência alcalina marcada pelos termos dos sienogranitos Cerro do Sandi (Figura 88).

Os dados geoquímicos mostram que as rochas da Suíte Dom Feliciano são cálcico-alcalinas de alto-K (Figura IV.63A). São termos de alta sílica peraluminosos a peralcalinos no diagrama de Shand (1943)

(Figura 88B). No diagrama de Bachelor e Bowden (1985) as amostras mostram uma tendência sub-alcalina de ambiente tardi orogênico até pós-orogênico (Figura 88A). No diagrama de Pearce et al., (1984), as rochas da Suíte Dom Feliciano caem no campo das rochas pós-orogênicas, em ambiente de colisão arco continente (Figura 89B). A Suíte DF pela literatura possuem afinidade química não compatível a uma única suíte, pois ocorrem termos tipo I fracamente peraluminosos ($A/CNK < 1.1$) a fortemente peraluminosos ($A/CNK > 1.1$) (A) e termos metaluminosos a peralcalinos (B) (Figura 89).

No diagrama multielementar (Figura 90A) estas rochas mostram um padrão inclinado e altos valores dos elementos de raio iônico grande, em relação ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995), com anomalias negativas de Ta, Ti e Zr, mostrando que as rochas passaram por uma zona de subducção ou foram formadas por rochas com estas características. No diagrama dos elementos terras raras (Figura 90B) o padrão das análises é muito semelhante, independente do autor, com fracionamento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, com anomalia negativa de Eu pronunciada, quando normalizados pelo condrito de Boyton (1984).

É a unidade do Batólito Pelotas menos estudada com relação a dados isotópicos e geocronológicos. Os únicos dados existentes são para o Granito Capão do Leão, há uma idade Pb-Pb de 583 ± 3 Ma (PHILIPP et al., 2002) e idade modelo Sm-Nd (tDM) de 2,37 Ga, com um $\epsilon Nd(600)$ de -3,6 (BABINSKI et al., 1997), mostrando que estas rochas mostram uma herança crustal bem significativa (provável fonte paleoproterozóica).

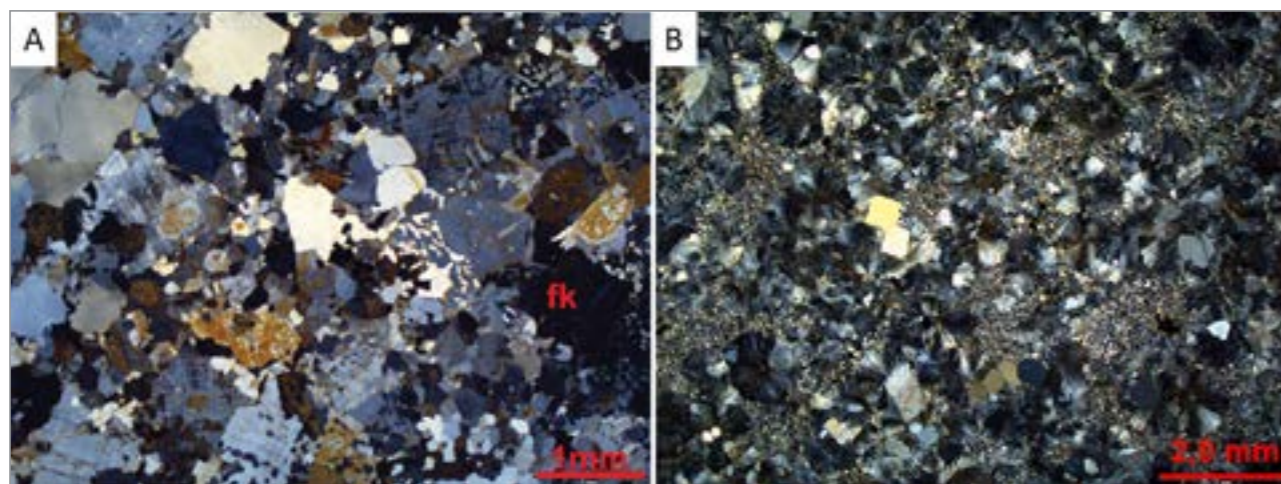


Figura 87 - A) Amostra JP-061 em luz polarizada cruzada, com aumento de 15X, escala gráfica de 1 mm, mostrando a textura gráfica com o intercrescimento de quartzo vermiforme em feldspato alcalino (fk). Fotomicrografia. (B) Amostra JP-041, em luz polarizada cruzada, com aumento de 7X, escala gráfica de 2 mm, mostrando a textura porfírica com o domínio de fenocristais de quartzo, euédrico e corroídos, e subordinadamente fenocristais de feldspatos. A matriz que envolve estes fenocristais é fina a microcristalina e desenvolve arranjos esferulíticos e intercrescimentos micrográficos.

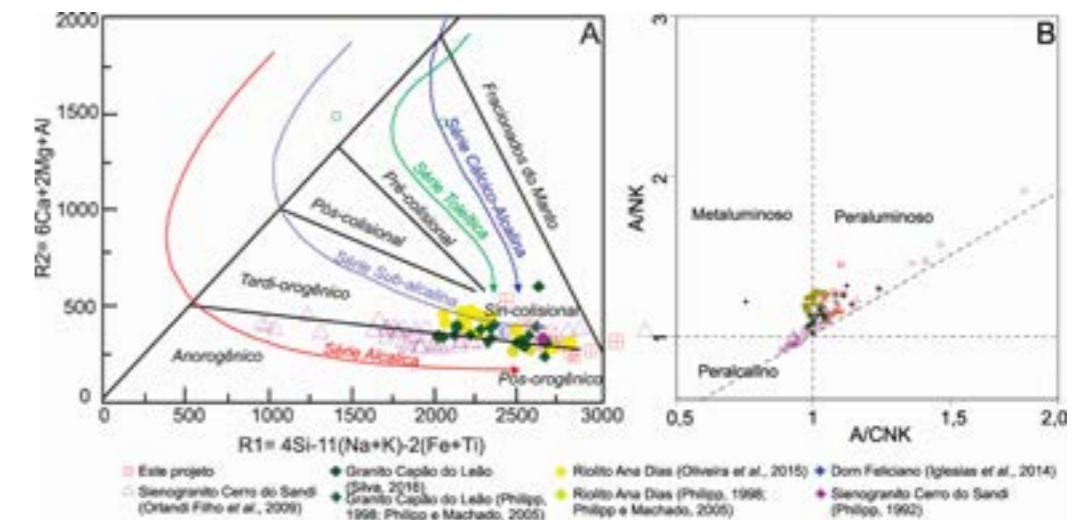


Figura 88 - Diagramas geoquímicos de rochas da Suíte Dom Feliciano. A) R1 x R2 de Bachelor e Bowden (1985); B) Aluminosidade de Shand (1943).

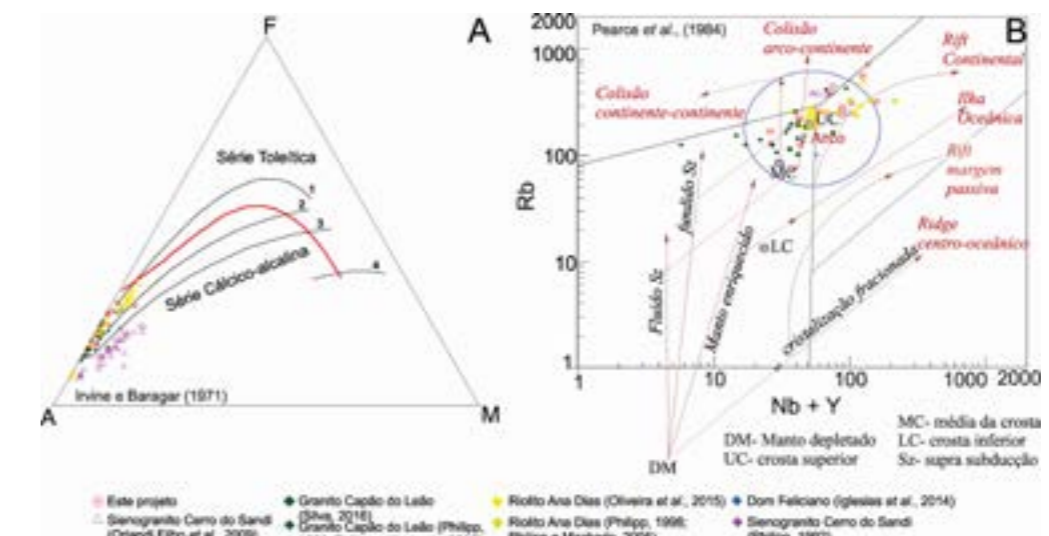


Figura 89 - Diagramas geoquímicos de rochas da Suíte Dom Feliciano. A) AFM de Irvine e Baragar (1971), as linhas 1 a 4 são contornos de crescente maturidade do arco, de Brown (1982) e Knudsen e Andersen (1999); linha 1 - dos arcos de Tonga, Marianas e Sandwich do Sul; linha 2 - arcos Aleutias e Antilhas Menores; linha 3 - dos arcos da Nova Zelândia, do México e do Japão; linha 4 - norte dos arcos do Chile e da Nova Guiné; B) Tectônico de Pearce et al. (1984).

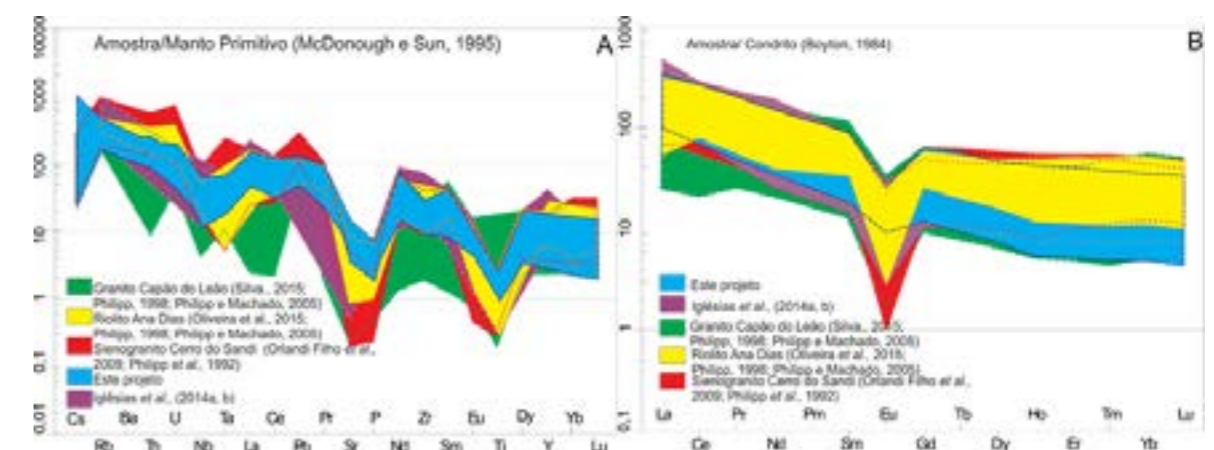


Figura 90 - A) Diagramas geoquímicos das rochas da Suíte Cerro Grande. A) Diagrama multielementar normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995) e B) Diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Boyton (1984).

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O capítulo aborda a evolução estrutural da área de estudo com base nas principais unidades geotectônicas do Escudo Sul-riograndense (ESRG), cuja subdivisão segue a compartimentação de domínios delimitados por lineamentos magnéticos e/ou gravimétricos. Esses domínios geofísicos foram denominados de Ocidental, Central e Oriental, previamente discutido por Costa (1997), e em parte corresponderiam a possíveis zonas de suturas (FERNANDES et al., 1995 a, b; COSTA, 1997; CHEMALE JÚNIOR, 2000; HARTMANN et al., 2007). Essas zonas foram interpretadas como unidades geotectônicas fundamentais da colagem orogênica sensu Sengör, 1990.

O ciclo orogênico ou conjunto de ciclos são constituídos por associações de unidades petrotectônicas inter-relacionadas, organizadas nas principais unidades geotectônicas do escudo, denominadas de terrenos: Taquarém, Tijucas e São Gabriel e o Batólito Pelotas. Na porção SW do Batólito Pelotas, ocorre um conjunto de rochas supracrustais que é individualizado por Ramos e Koester (2015) como o Terreno Jaguarão. Serão objetos deste relatório as unidades geotectônicas englobadas nos domínios geofísicos Central e Oriental (COSTA, 1997), definidas como Terreno Tijucas e Batólito Pelotas (cf. Hartmann et al., 2007 e demais referências).

Após os estágios colisionais, foram estabelecidas zonas de cisalhamento transcrustais posantes de direção NE, por onde posicionaram-se granitos sin-transcorrentes, tais como: os granitos Chácara São Jerônimo e granitos peraluminosos da Suíte Granítica Cordilheira associados à Zona de Cisalhamento Transcorrentes Dorsal de Canguçu (FERNANDES et al., 1995). Conforme descrito por Frantz e Fernandes (1994), a estruturação final dessa colagem culminou com a intrusão de grande volume de granitos pós-tectônicos, principalmente no domínio Oriental. O processo de reativação das zonas de falhas, recorrentes do Paleozoico ao Terciário, das quais as falhas com direção NE são mais evidentes. Essas reativações propiciaram a formação de bacias transcorrentes (Bacia do Arroio Boici) no Domínio Central, bem como deposição e deformação de sequências mais novas.

A área de estudo tem lineamentos regionais, caracterizados pela análise de imagens de satélite e mapas geofísicos (aeromagnetométricos e gravimétricos). As estruturas principais são os lineamentos N-S, N20-30°E, N35°-50°E, E-W. e N70-80W (Figura

10), as quais em parte já foram definidas por Picada (1971). O limite dos dois terrenos estudados no presente trabalho, Batólito Pelotas e Tijucas (conforme definição de Hartmann et al., 2007), é definido pela Zona de Cisalhamento da Dorsal de Canguçu (FERNANDES et al., 1992), de orientação N35-50°E, e pela Zona de Cisalhamento Passo Marinheiro (ao norte), orientada segundo a direção N-S. Esta última, justapõe o Bloco Encruzilhada do Sul, parte do Batólito Pelotas, com o Terreno Tijucas (Figura 10). O sistema de zona de cisalhamento N35-50°E, que é o dominante e bem evidenciado no Batólito Pelotas, é anastomosado com inflexões ora para N20-30E, ora para N70-80E.

No mapa aeromagnetométrico é possível diferenciar as estruturas dominantes do Batólito Pelotas, com orientação N40-500E (anastomosada) e as estruturas N20-30E no setor do Terreno Tijucas. Além destas, estão bem evidenciadas as estruturas N70W, geradas no Brasiliano, que usualmente tem diques de diabásio datados na região da Mina de Camaquã como mesozoicos (BICA et al., 2013). Ainda é possível dividir o Batólito Pelotas em dois segmentos principais: (i) o primeiro com maior suscetibilidade magnética e situado na porção W, que corresponde à área de domínio das rochas granito-gnássicas do Suíte Pinheiro Machado; e (ii) o segundo, com menor suscetibilidade magnética e situado na porção E, que corresponde à área de domínio das suítes Viamão e Dom Feliciano. Estes segmentos são limitados pelo sistema principal da região N40-50E (Figura 12A).

5.1. TERRENO TIJUCAS

O Terreno Tijucas compõe a porção central do ESRG, está inserido no Domínio Central de Costa (1997). O terreno está limitado por discontinuidades geofísicas (aeromagnetométricas e gravimétricas) indicadas por zonas de cisalhamento transcorrente de direção NNE-SSW, denominadas de denominadas de Suturas de Caçapava (a oeste) e Zona de Cisalhamento de Porto Alegre e Dorsal de Canguçu (a leste) (RIBEIRO, 1980; TESSARI; PICADA, 1966; FERNANDES et al., 1995; COSTA, 1997). A porção central e oeste do Terreno Tijucas é coberta pelas unidades da Bacia do Camaquã, enquanto a leste estão expostas as suas principais unidades metamórficas. A área aflorante do Terreno Tijucas, onde foram realizados estudos do presente

relatório, é subdividida nas seguintes unidades principais (PHILLIP; PIMENTEL; CHEMALE JÚNIOR, 2016 e demais referências): (i) núcleos do embasamento Paleoproterozóico representados pelos complexos Vigia e Encantadas; (ii) metagranitos Estateriano Seilval (CAMOZZATO et al., 2013); (iii) Anfíbolito Tupi Silveira Caliminiano (Mesoproterozoico, CAMOZZATO et al., 2013); (iv) sequência Vulcano-sedimentar do Complexo Metamórfico Porongos; e (v) rochas sedimentares da Sub-bacia de Piquiri/Boici (PAIM; CHEMALE JUNIOR; LOPES, 2000). Em termos gerais, o Complexo Porongos contém lineamentos N20-30E, N40-50 E, N70W e NS, os quais são individualizados na Figura 91. No mapa aeromagnético, os lineamentos N20-30E e N70W (alguns com intrusão de básicas mesozoicas) são bem evidenciados (Figura 12A).

As rochas do embasamento são deformadas ductilmente com várias fases de dobramentos, muitas destas geradas durante o Paleoproterozoico, enquanto as rochas do embasamento e do Complexo Porongos da Sub-bacia Boici/Piquiri foram afetadas por processos deformacionais do Ciclo Brasileiro

A evolução tectônica da porção leste do Terreno Tijucas, que tem o Complexo Metamórfico Porongos como unidade principal, pode ser dividida em três estágios principais, relacionadas ao comportamento reológico dominante das rochas afetadas pela deformação (PORCHER; FERNANDES, 1990). Os autores dividiram os estágios de deformação conforme o tipo dominante, com indicativos de que os processos deformacionais ocorreram em níveis crustais diferentes, sendo progressivamente mais superficiais; no entanto, as estruturas podem ter se desenvolvido em mais de um evento.

Os estágios, segundo a natureza das feições, são (PORCHER; FERNANDES, 1990; RAMGRAB; WILDNER, 1999): (i) Primeiro estágio – de caráter dúctil, com geração de associação de estruturas penetrativas, tais como: dobras isoclinais apertadas, lineações de estiramento, bandamento gnássico, *boudins* e estruturas *pinch-and-swell*; (ii) Segundo estágio – de caráter dúctil, com formação de estruturas pouco penetrativas, tipo: dobras abertas regionais e mesoscópicas, que controlam o padrão de afloramento das unidades; (iii). Terceiro estágio – de caráter dúctil-rúptil, marcado pelo desenvolvimento de falhas NE-SW e NW-SE, causando soerguimento e rebaixamento de blocos, que controlaram a deposição de sequências sedimentares fanerozoicas e intrusão de magmas durante o Cretáceo. O resumo das deformações dúctil e dúctil-rúptil, primeiro e segundo estágio foram organizadas por (PORCHER; LOPES, 2000)

utilizando os dados existentes, conforme tabela abaixo (Tabela 2).

As estruturas ocorrentes no Complexo Metamórfico Porongos foram detalhadas por (SAALMANN, et al., 2006), que descrevem os eventos de deformação gerados no Ciclo Brasileiro (Figura 92), conforme segue:

- Primeiro estágio de deformação D_B1 durante o Ciclo Brasileiro – geração de clivagem e foliação S_B1 nos metapelitos e grafita xistos marcados por mobilização e segregação quartzo.
- Segunda fase de deformação D_B2 - ocorre dobramento isoclinal (F_B2) e remobilização de quartzo do SB1, com a foliação S_B2 paralela a S_B1 . O trend da lineação de estiramento LB2 (NNE-SSW), localmente preservado nos planos de foliação, onde os grãos de quartzo recristalizados em seções paralelas a L_B2 exibem orientação preferencial de forma oblíqua a foliação e podem indicar sentido de cisalhamento do topo para NNE durante o D_B2 .
- Terceira fase de deformação D_B3 - são registrados pelo redobramento fechado das dobras isoclinais F_B2 , em escala de centímetros a decímetros, marcada e verificada pela mobilização do quartzo. A foliação F_B3 consiste de eixos de dobras de direção SW-NE, com suave mergulho para SW, cisalhamento destal e lineação de estiramento L_B3 , definida por feldspato alongado e quartzo.
- Quarta fase de deformação D_B4 - é marcada por dobramentos abertos a fechados (F_B4), com vergência NW, alinhamento dos eixos SW-NE, com escala de decímetros a centenas de metros e com direção de empurrão NW. É observado que a clivagem de crenulação S_B4 que mergulha suavemente para SE, bem desenvolvida em metapelitos, grafita xistos e rochas metavulcânicas, A lineação L_B4 com direção SW-NE mergulha em sua maioria suavemente para SW. Kink bands e dobras abertas no final da D_B4 estão associadas a bandas de cisalhamento semi-dúctil C_B4 que são subparalelas e clivagem SB4. Essas zonas de cisalhamento ocorrem somente nas rochas metapelíticas e nos grafita xistos. Já a clivagem de crenulação penetrativa D_B4 das camadas, bem como as dobras de pequena escala e tipo kink band, também podem ser observados nos meta-riolitos a leste da cidade de Santana da Boa Vista.
- O estágio deformacional D_B5 , do final do período Brasileiro foram falhamentos rúpteis que obliteraram a geometria dos cavalgamentos da porção leste do domínio central. Esse evento foi dividido pelos autores em duas fases; D_B5a - marcada pelo soerguimento do embasamento gnássico com formação de anticlinal aberto em escala regional

e D_{5b} - marcada por transcorrências (SW-NE) sinistrais e falhamentos extensionais

Assim, na concepção destes autores, a geometria original de *nappes* ou das pilhas de empurrão foi rotacionada e deslocada por falhas que a compartimentou e formou blocos tectônicos. Os autores também sugerem a formação de bacias de *pull-apart* onde se depositaram os sedimentos clásticos

da Bacia do Camaquã (e.g. Bacia do Piquiri, na parte oriental do Complexo Porongos, na área de Santana da Boa Vista). Estas bacias contém um espesso preenchimento sedimentar não metamorvisado que é correlacionado às unidades da Bacia do Camaquã (PAIM; CHEMALE JUNIOR; LOPES, 2000 e demais referências), que também foi deformada pelas fases de deformação 3 a 5.

Tabela 2 - Principais estruturas dos eventos de deformação reconhecidos no Complexo Metamórfico Porongos. Modif. de (PORCHER; FERNANDES, 1990; PORCHER, 1992). (Sm = foliação milonítica; Lest = lineação de estiramento).

EVENTO DEFORMACIONAL		UNIDADES LITOTECTÔNICAS	ESTRUTURAS
Eventos de deformação dúctil	mais antigo	Gnaisses Encantadas	S _b + F ₁ (dobras sem raiz)
	principal	Gnaisses Encantadas, Granitóides miloníticos de Santana da Boa Vista, Complexo Metamórfico Porongos	Embasamento: F ₂ dos Gnaisses Encantadas, Sm e Lest dos Gnaisses Encantadas e Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista. No Complexo Porongos: S ₁ e S ₂ dos xistos, dobras F ₁ e F ₂ nos xistos e metavulcânicas, S _m e L _{est} nas metavulcânicas
Eventos de deformação dúctil-rúptil		Gnaisses Encantadas, Granitoides miloníticos de SBV, Complexo Metamórfico Porongos	Dobras regionais e mesoscópicas abertas a fechadas. Fase mais antiga (F ₃) com plano-axial NE-SW, fase mais jovem (F ₄) com plano-axial NW-SE. Clivagens de crenulação e em todas as unidades afetadas sem crescimento de novos minerais metamórficos.

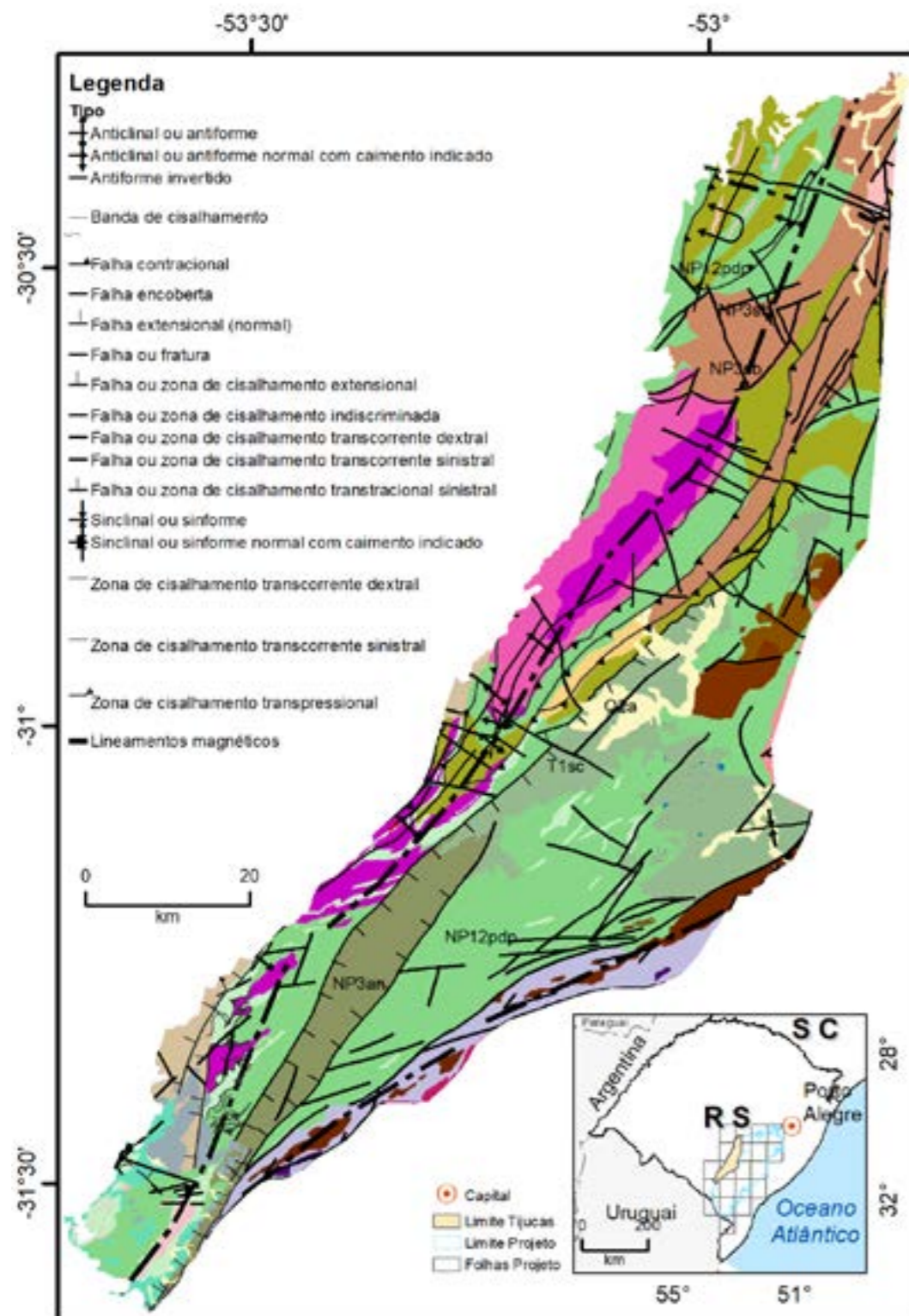


Figura 91 - Mapa de associações litotectônicas e as principais estruturas que cortam a porção leste do Terreno Tijucas.

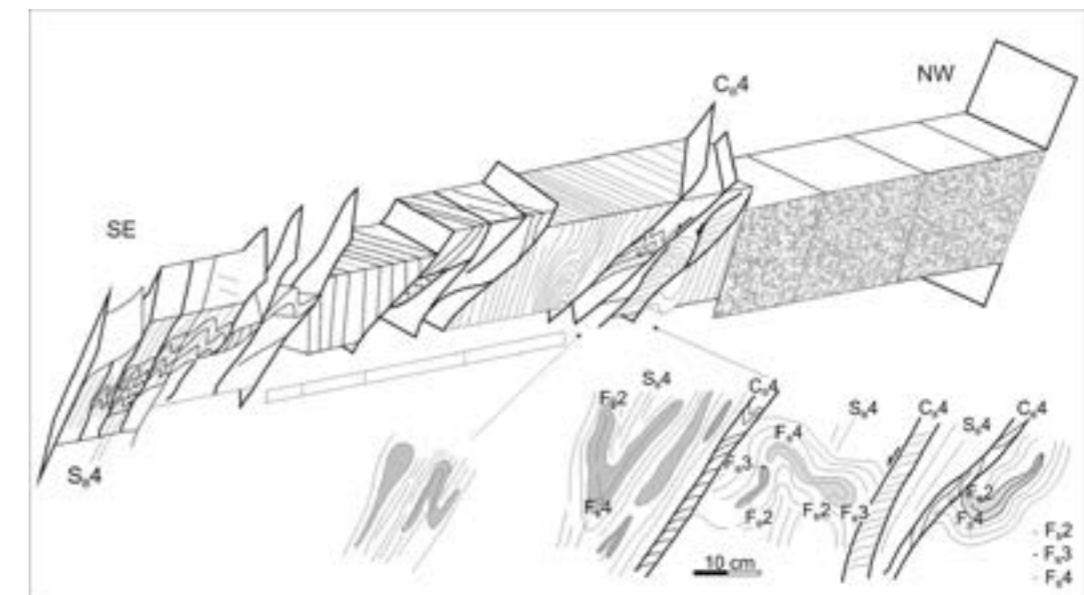


Figura 92 - Esboço detalhado das estruturas em metapelitos e grafita xistos do sudoeste do complexo Porongos. Nota-se diferentes fases de dobramento e redobramento de DB1, com quartzo remobilizado nos grafita xistos (micas dobradas dentro de fases remobilizadas representam relictos da foliação SB1, o que permite a distinção de 3 episódios de dobramento (FB2 – FB4). Obtida e modificada de (SAALMANN, et al., 2006).

5.2. BATÓLITO PELOTAS

O Batólito Pelotas (BP) é formado por uma grande variedade de granitos e restritos componentes vulcânicos ou sub-vulcânicos relacionados às fases pré, sin e pós-colisional da Orogenia Brasileira (e.g. FERNANDES; TOMMASI; PORCHER, 1992; FERNANDES; TOMMASI; PORCHER, 1992; CHEMALE JUNIOR 2000; PHILIPP et al., 2002). As rochas graníticas do Batólito Pelotas têm na sua maior parte residência crustal alta com idades modelos Nd meso a paleoproterozoicas e valores de ϵNd iniciais levemente a muito negativos (BABINSKI et al., 1997, CHEMALE JUNIOR, 2000, PHILIPP et al., 2003), que sugerem que este batólito seja um arco magmático denudado com forte componente crustal e pequena proporção de material juvenil Brasileiro (HARTMANN; CHEMALE JUNIOR; PHILLIP, 2007; CHEMALE JÚNIOR et al., 2011).

Os contatos do Batólito Pelotas são definidos por zonas de cisalhamento de alto ângulo com predominantes deslocamentos sinistrais (PHILIPP; MACHADO, 2001). Estas zonas de cisalhamento geraram milonitos e cataclitos que mascaram as feições originais de deformação regional impressa nestas rochas (MESQUITA, 1991). Estas zonas de cisalhamento de alto ângulo foram responsáveis tanto pela geometria alongada do batólito na direção NE-SW, como pelo controle na colocação e na deformação interna de suas unidades graníticas com geração de foliações magmáticas no estado sólido.

No Batólito Pelotas, são descritos três eventos tectônicos principais (PHILIPP, et al., 1991; PHILIPP, 1998; FERNANDES, et al., 1995; PHILIPP; MACHADO, 2005), entre outros: (a) um evento mais antigo, de baixo ângulo (D1), transversal ao alongamento do orógeno Dom Feliciano (NE-SW), reconhecido em xenólitos de ortognaisses contidos nos granitoides do Complexo Pinheiro Machado e caracterizado por processos de empurrão que geraram zonas de cisalhamento subhorizontais com transporte tectônico de E para W; (b) um evento longo e mais jovem, de alto ângulo (D2), associado às zonas de cisalhamento dúcteis que deformam as estruturas D1 e responsável pela colocação das suítes graníticas mais antigas do batólito; (c) um terceiro evento (D3), tardio, também associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, porém em regime dúctil-rúptil a rúptil.

O evento deformacional D1 está preservado de maneira restrita nos granitoides da Suíte Pinheiro Machado e nas unidades mais antigas na porção NW do Batólito (Suíte Várzea do Capivarita, Complexo Arroio dos Ratos, Granito Sanga do Areale e Granitoides Passo da Divisa) (FERNANDES; TOMMASI; PORCHER, 1992). Na Suíte Pinheiro Machado, o evento D1 é caracterizado por zonas de cisalhamento dúctil de direção média N35-50°E, com baixo ângulo de mergulho para W.

A lineação de estiramento associada tem caimento médio de 10° a 30° W, observado pela simetria de xenólitos e porfiroclastos de feldspatos, sendo os porfiroclastos indicativos de transporte tectônico de leste para oeste (FERNANDES; TOMMASI; PORCHER, 1992). Na porção NW do Batólito Pelotas, Fernandes et al. (1995) descrevem feições estruturais que evidenciam uma fase transicional entre os episódios de deformação transversal (D1) e os de deformação longitudinal (D2). Nessa região, ocorrem estruturas planares como bandamento, foliação milonítica e foliação ígnea que exibem um padrão geral E-W com ângulo de mergulho alto a médio. Lineações de estiramento e lineações minerais também demonstram uniformidade, com baixos caimentos e baixa obliquidade para W e SW, o que indica regime de transcorrência para a geração destas estruturas. As estruturas descritas são correlacionadas, por estes autores, a fase D1, entretanto em virtude do alto ângulo de mergulho da foliação, é feita uma ressalva pelo fato de que a área mapeada estaria situada no flanco de uma dobra tardia de megaescala.

O evento deformacional D2 é associado a movimentações transcorrentes dúcteis que ocorreram em toda a extensão do BP, com formação de lineamentos profundos observados em imagens de geofísica com processamento de campo anômalo em profundidade (Figura 12). Estes lineamentos representam, em sua ampla maioria, estruturas com direção geral N30-40°E, na forma de faixas sigmoidais que refletem a forma geral das zonas de cisalhamento transcorrentes do BP. Assim, estruturas subsidiárias com orientação N20E, N-S, N70-80E, E-W e N70W que dão aspecto anastomosado das zonas de cisalhamento estudadas. Estas estruturas podem ser classificadas como de segunda ordem, representando falhas transcorrentes sintéticas (sinistrais) ou Riedel (N-S), antitética ou anti-Riedel (destrais, N70W-S70E). As estruturas dominantes de orientação N30-40E ocorrem de forma pervasiva em todo o BP e com movimentação lateral sinistral (Figura 93) (FERNANDES, et al., 1992). Essas zonas de cisalhamento apresentam extensão de dezenas a centenas de quilômetros e espessura da ordem de centenas de metros (PHILIPP; MACHADO, 2001).

As primeiras manifestações da movimentação desta zona de cisalhamento direcionais formaram estruturas em flor responsáveis pelo posicionamento das unidades Granito Arroio Francisquinho, Granito Quitéria, Suíte Cordilheira os quais constituem granitoides sintranscorrentes à Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (KOESTER et al., 2001b; PHILIPP; MASSONNE; CAMPOS, 2013). A lineação de estiramento mineral possui baixo caimento, contida numa foliação milonítica com mergulho subvertical, sugerindo para estas zonas movimentação essencialmente direcional.

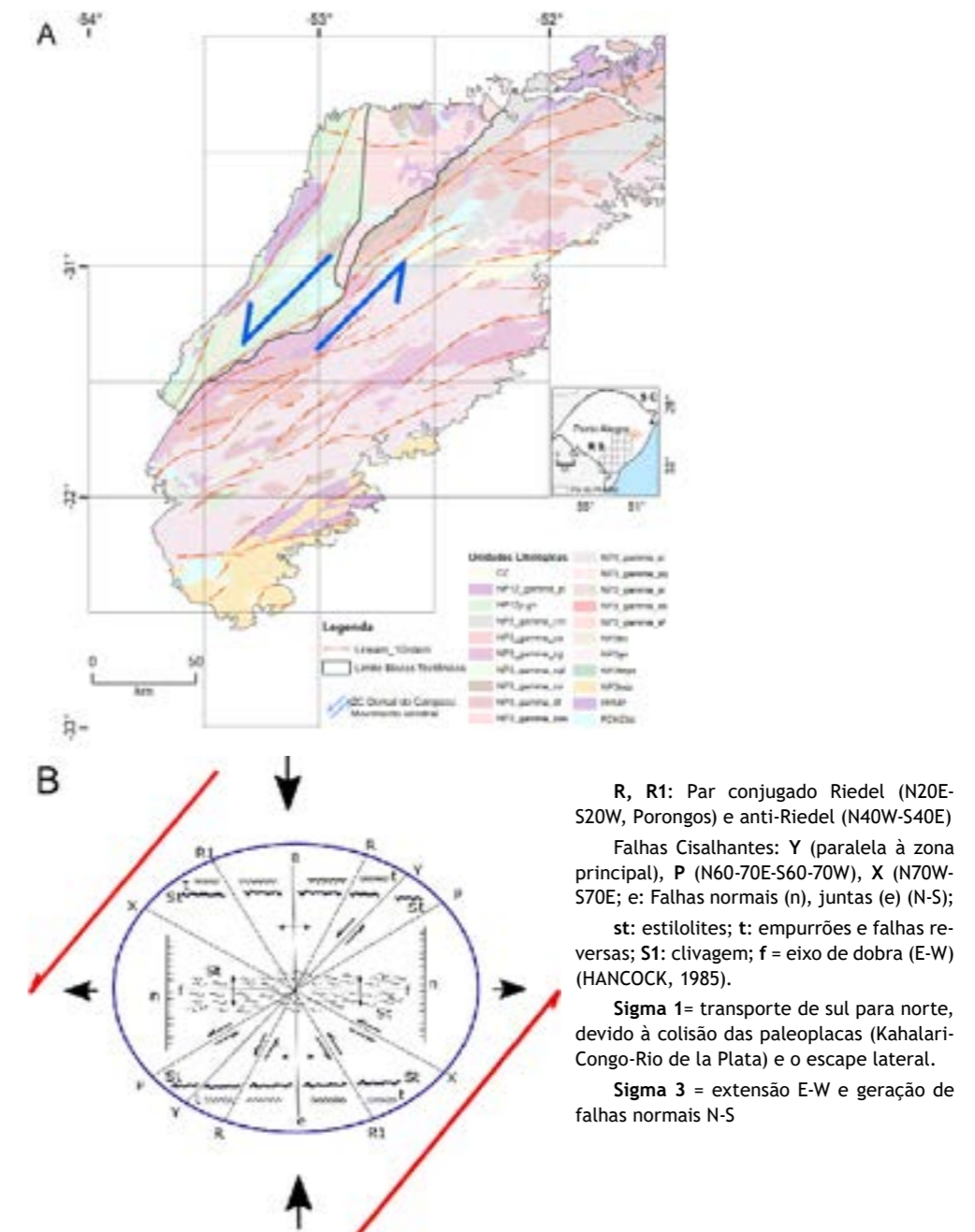


Figura 93 - Mapa das unidades litotectônicas com as principais estruturas que cortam o a área de estudo, as setas azuis indicam a tectônica direcional sinistral do Batólito Pelotas associada à Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; e abaixo à esquerda estão as principais direções relacionadas a essa tectônica, relacionando com as direções das estruturas subsidiárias geradas durante esse evento.

O sentido de movimento, deduzido a partir de porfiroclastos de feldspatos e pares S-C, é anti-horário na Zona de Cisalhamento Erval e Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão e horário na Zona de Cisalhamento Arroio Grande (PHILIPP, 1998). Na Zona Cisalhamento Dorsal do Canguçu confirma-se o movimento anti-horário previamente determinado por (MESQUITA; FERNANDES, 1990). A foliação tem direção geral variando entre N30°E e N80°E, com mergulhos acentuados desde 60° a 90° para NW e SE e relacionada aos eventos D3 e D4 (FERNANDES et al., 1995; PHILIPP; MACHADO, 2005).

O evento D3 é caracterizado por diversos autores como de natureza rúptil-dúctil e como gerador das zonas de cisalhamento subverticais de menor expressão, com espessuras métricas a decamétricas de orientação N10°-20°E a N60°-80°E (FERNANDES et al., 1995; PHILIPP; MACHADO, 2005). Estas zonas deslocaram estruturas D2 e desenvolveram rochas miloníticas de baixa temperatura. Lineamentos descontínuos de direção N70°W-S70°E, N-S e E-W ocorrem também como estruturas de caráter mais frágil onde normalmente encaixam-se as principais drenagens da região, incluindo-se

neste evento a reativação da Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro. Na aerogeofísica, lineamentos N70°W-S70°E e E-W são bastante pronunciados, marcados por altos magnéticos e na maioria dos casos há indicação que atinjam grandes profundidades. Apresentam evidente sinal de reativação marcado por inversão dos polos magnéticos. Estes lineamentos são constantemente relacionados a mineralizações, como é o caso do Pb em Amaral Ferrador e a Mina Campinas em Encruzilhada do Sul. Nos lineamentos N70W-S70E ocorrem frequentemente intrusões básicas com largura de alguns metros.

Lineamentos de direção NE, visíveis em fotos aéreas e imagens de satélite, cortam as zonas de alta deformação (D1 e D2), o que caracteriza processos de reativação destas estruturas. Os Lineamentos de direção NE são responsáveis pela formação de extensas cristas de cataclastos sobre diferentes tipos litológicos. Frequentemente, estas cristas são enriquecidas

em material quartzoso que sustentam altos topográficos alinhados e indicam possíveis reativações.

Com base na aeromagnetometria, fotografias aéreas e imagens de satélite diversos lineamentos com orientações distintas sugerem uma compartimentação na forma de soerguimentos e basculamentos de blocos em diferentes escalas e associada a tectônica rúptil. As estruturas principais são N50-60°E, N60-70°E, N70-80°E, enquanto as secundárias são E-W, N-S, N60-80°W e N20-30E. Na Figura 94, pode-se evidenciar esta distribuição. Os processos de reativação ocorreram durante o Fanerozoico com deformação predominantemente rúptil associados à deformação dos estágios finais do Ciclo Brasileiro (final do Neoproterozoico ao Eopaleozoico), do Gondwanides (Neopaleozoico ao Triássico) e separação da África e América do Sul (Mesocenoico) (ZERFASS et al. 2005).

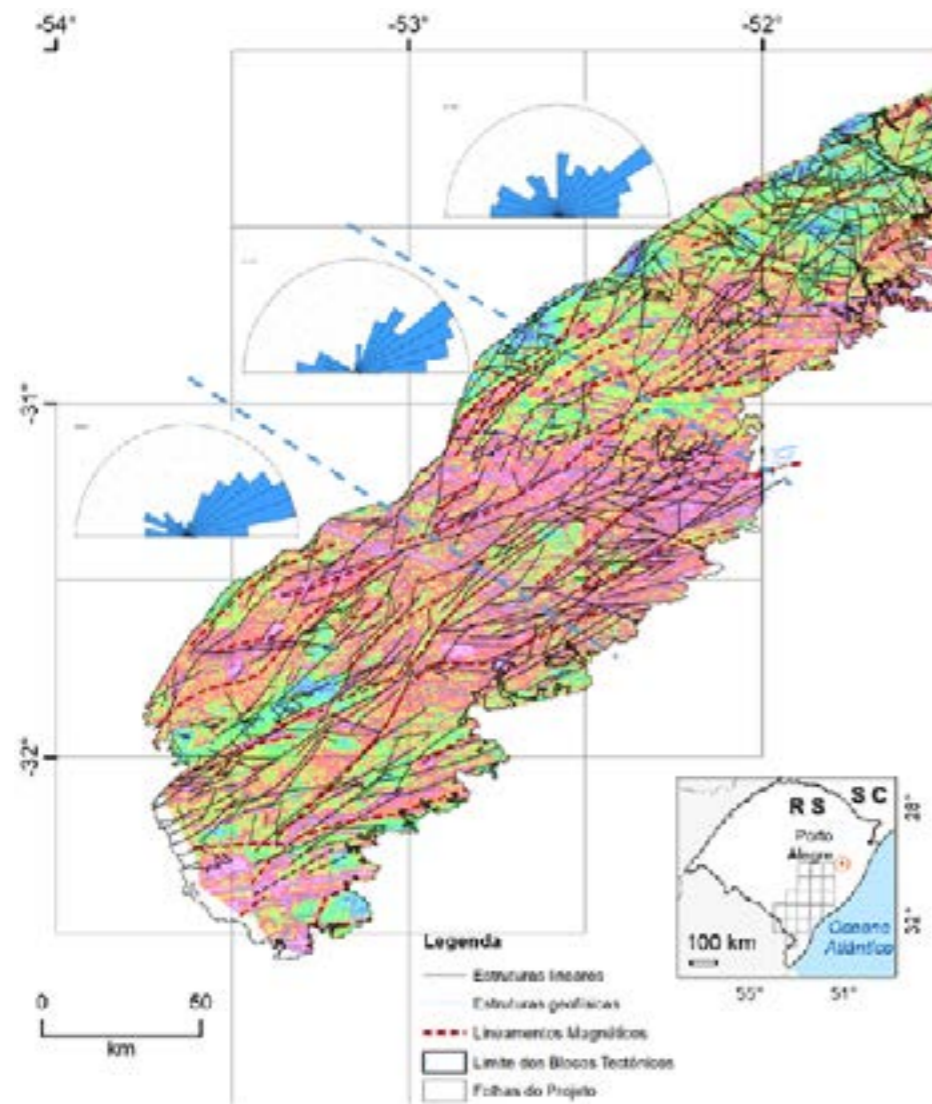


Figura 94 - Mapa de sinal analítico do Batólito Pelotas com as principais estruturas lineares traçadas com imagens de SRTM e geofísicas. O mapa foi dividido em três áreas de acordo com o padrão de estruturas apresentadas nos estereogramas à esquerda de cada área.

6. GEOQUÍMICA REGIONAL

6.1. MAPEAMENTO GEOQUÍMICO POR SEDIMENTOS DE CORRENTE

6.2. MÉTODO DE TRABALHO

6.2.1. Trabalhos de Campo

O planejamento da amostragem nas diversas microbacias baseou-se na sua distribuição regional, sendo englobada a diversidade de tipos litológicos. Para tanto, a distribuição das estações de amostragem adotada pela CPRM/SGB obedece aos critérios determinados pela metodologia de mapeamento geoquímico dos levantamentos geológicos regionais,

formalizado em 2010, na última versão do Manual Técnico da Área de Geoquímica, que preconiza uma densidade de 1 amostra/10 km². Entretanto, por se tratar de amostras oriundas de projetos pretéritos, este critério não foi obedecido, sendo as amostras distribuídas com certa homogeneidade pelas unidades geológicas de interesse, contabilizando 1 amostra/ 40 km².

As amostras de sedimento ativo de corrente foram coletadas, de forma composta, no canal ativo da drenagem, em trechos mais retilíneos, em 5 a 10 porções e num raio máximo de 50 metros. Estes múltiplos pontos de coleta envolveram uma expressiva varredura nas drenagens com o objetivo de se obter uma melhor representatividade da amostragem.

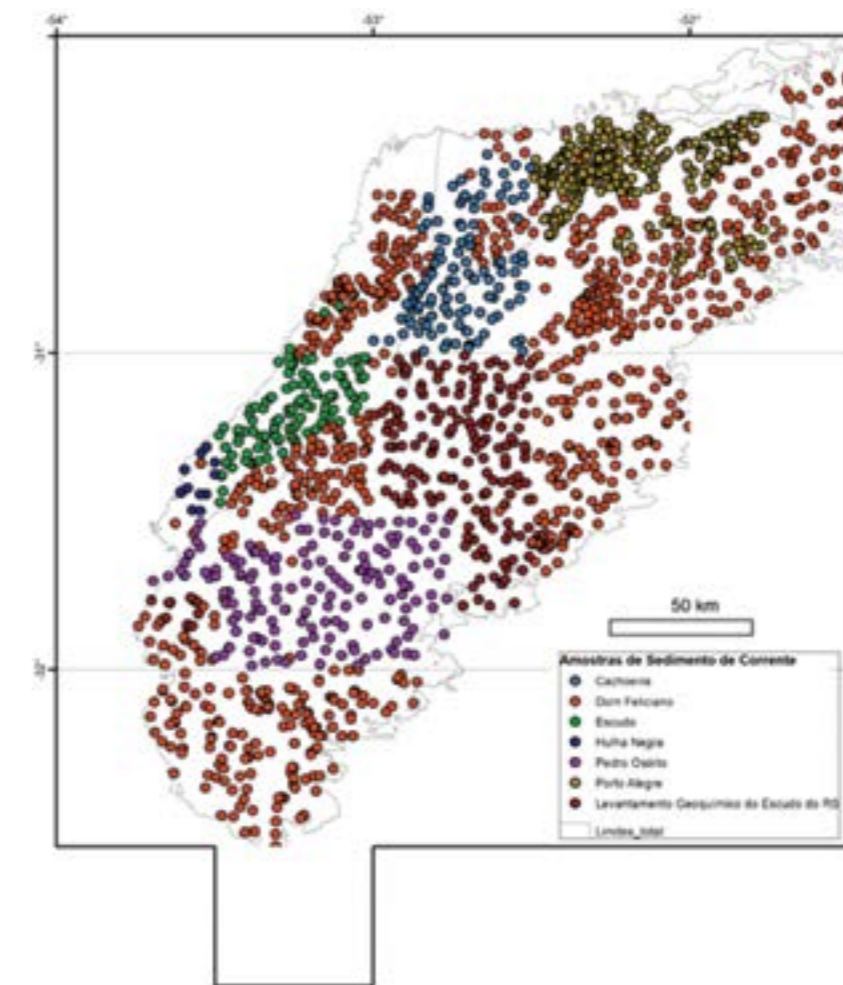


Figura 95 - Amostras presentes nas unidades geológicas do Batólito Pelotas e Terreno Tijucas e estudadas neste trabalho, com exceção das amostras dos Projetos Escudo e Hulha Negra.

6.2.2. Análises químicas

As amostras de sedimentos foram tratadas totalmente pelo laboratório analítico ACME LABS®, ou seja, além da análise química, o tratamento físico das amostras, tal como o peneiramento, foi realizado também pelo mesmo laboratório. Logo, as amostras de sedimentos de corrente foram secadas a 60°C em estufas, seguidas de quarteamento e, posteriormente, peneiradas em malhas com abertura < 80 mesh (< 0,175 mm). É válido ressaltar que nestas amostras, após a secagem, quando da presença de torrões (aglomerados de acima de 8 mm), estes eram desagregados (destorroados) para evitar o “efeito pepita” verificado em alguns elementos analisados. Após o tratamento físico, as polpas peneiradas < 80 mesh de cada amostra é submetida a pulverização (150 mesh) e digestão com água régia. Para tal procedimento, é utilizado 0,5 grama de amostra misturada a 3 ml de água régia, que é caracterizada por partes de ácido clorídrico (HCl), ácido nítrico (H₂NO₃) e água na proporção de 2-2-2. A mistura da polpa da amostra com a água régia é feita sob o aquecimento em chapa aquecedora a 95°C durante 1 hora. Após a digestão com os ácidos, o extrato originado é diluído a 10 ml de água. Os extratos são, então, submetidos à análise em ICP-OES e ICP-MS (emissão óptica com plasma indutivamente acoplado e espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado, respectivamente) para 50 elementos químicos (ICP-OES para os elementos maiores e ICP-MS para os elementos traços). Tais elementos e seus respectivos limites de detecção são mostrados na Tabela 3.

Os mapas de distribuição de elementos para sedimentos de corrente foram elaborados com objetivo de integrar a geoquímica dos mesmos às diversas unidades geológicas descritas na área em estudo. Para este tipo de integração, devem-se levar em consideração algumas características de amostragem geoquímica, tais como 1) o tipo de amostragem nas drenagens, o qual pode gerar informações pontuais, ou seja, não contínuas (variáveis discretas); 2) para as respostas (valores) obtidas em um ponto, o fator deslocamento deve também ser considerado, o que reflete o conteúdo da área da bacia de drenagem amostrada; e 3) a distribuição dos pontos de amostragem, que é dependente do padrão da rede de drenagem da área a ser estudada. Portanto, foi feito um mapa com plots das concentrações de cada elemento nas estações amostradas sobre o mapa geológico da região em estudo. Ressalva-se que os

dados de concentração dos elementos foram log-normalizados para reduzir a influência dos outliers (evita superestimar os outliers positivos e subestimar os outliers negativos – REIMANN et al., 2008; GRUNSKY, 2010).

Foram feitos, portanto, dois tipos de mapa unielementar para sedimentos de corrente, sendo um de pontos e um de bacias de proveniência, todos confeccionados pelo ArcGIS 10.2. Os mapas de bacias de proveniência para sedimentos de corrente e concentrados de bateia foram construídos pelo modo *Hydrology* do ArcGIS 10.2.

6.2.3. Representação e simbologia dos mapas unielementares e multielementares

A simbologia que se observa nos mapas geoquímicos de pontos e bacias é a representação dos quartis apresentados nos gráficos *box-plot* para cada elemento (exemplificado na Figura 96) e foi baseada na metodologia utilizada por Reimann et al. (2008). Descrevendo a simbologia: (i) o círculo menor representa os outliers inferiores; (ii) o círculo médio representa as amostras com concentrações do limite do *whisker* inferior até 25% (Q1) do total de amostras; (iii) o círculo maior se refere aos valores entre 25% (Q1) e 75% (Q3), faixa que representa as amostras de tendência central de concentrações dentro de toda a população (esses valores representam a amplitude interquartil – AIQ – e também a faixa estimativa que representa o *background* da população); (iv) a cruz representa valores entre 75% e o limite do *whisker* superior (valor representado pelo algoritmo $Q3 + 1,5 \cdot AIQ$, representando o limiar), se referindo às amostras que possuem certa elevação de concentração em relação à faixa de *background*, ou seja, representam amostras intermediárias entre a faixa de tendência central e outliers superiores, estas últimas consideradas anomalias geoquímicas. A faixa de *outliers* superiores ou anomalias, dependendo de sua amplitude, pode ser dividida em anomalias de terceira ordem (amostras que possuem concentrações até o valor representado pelo algoritmo $Q3 + 3 \cdot AIQ$), segunda (amostras que possuem concentrações até o valor representado pelo algoritmo $Q3 + 4,5 \cdot AIQ$) e primeira ordem (amostras que possuem concentrações maiores que o valor representado pelo algoritmo $Q3 + 4,5 \cdot AIQ$). Nos mapas de bacias de proveniência, todas as faixas de concentração explicadas acima são representadas por diferentes cores (Figura 96).

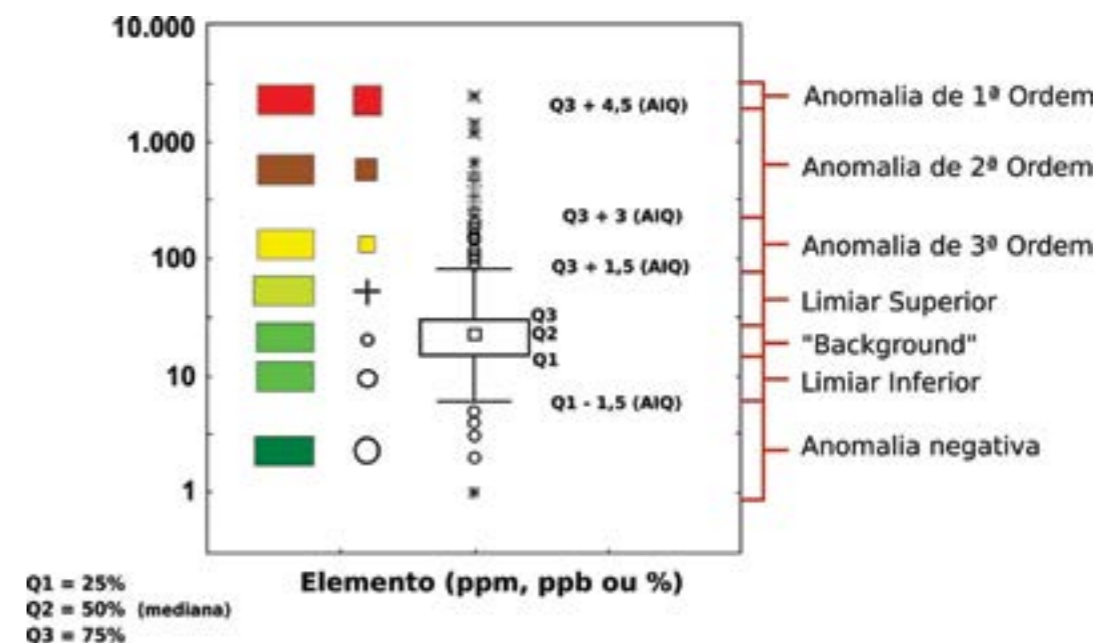


Figura 96 - Representação da simbologia das faixas de concentração em mapas de pontos e de bacias de proveniência baseados em gráficos Box-Plot.

Tabela 3 - Elementos analisados e seus respectivos limites inferiores e superiores de detecção.

ELEMENTO	UNIDADE	LIMITE INFERIOR DE DETECÇÃO	LIMITE SUPERIOR DE DETECÇÃO
Al	%	0,01	10
As	PPM	0,1	10000
Au	PPB	0,2	100
B	PPM	20	2000
Ba	PPM	0,5	10000
Be	PPM	0,01	1000
Bi	PPM	0,02	2000
Ca	%	0,01	40
Cd	PPM	0,01	2000
Ce	PPM	0,1	2000
Co	PPM	0,1	2000
Cr	PPM	0,5	10000
Cs	PPM	0,02	2000
Cu	PPM	0,01	10000
Fe	%	0,01	40
Ga	PPM	0,1	1000
Ge	PPM	0,1	100
Hf	PPM	0,02	1000
Hg	PPB	5	100
n	PPM	0,02	1000
K	%	0,01	10
La	PPM	0,5	10000
Li	PPM	0,1	2000
Mg	%	0,01	30
Mn	PPM	1	10000

Tabela 3 - Elementos analisados e seus respectivos limites inferiores e superiores de detecção. (continuação)

ELEMENTO	UNIDADE	LIMITE INFERIOR DE DETECÇÃO	LIMITE SUPERIOR DE DETECÇÃO
Mo	PPM	0,01	2000
Na	%	0,001	10
Nb	PPM	0,02	2000
Ni	PPM	0,1	10000
P	%	0,001	5
Pb	PPM	0,01	10000
Rb	PPM	0,1	2000
Re	PPB	1	1000
S	%	0,02	10
Sb	PPM	0,02	2000
Sc	PPM	0,1	100
Se	PPM	0,1	100
Sn	PPM	0,1	100
Sr	PPM	0,5	10000
Ta	PPM	0,05	2000
Te	PPM	0,02	1000
Th	PPM	0,1	2000
Ti	%	0,001	10
Tl	PPM	0,02	1000
U	PPM	0,1	2000
V	PPM	2	10000
W	PPM	0,1	100
Y	PPM	0,01	2000
Zn	PPM	0,1	10000
Zr	PPM	0,1	2000

6.3. RESULTADOS OBTIDOS

O tratamento dos dados geoquímicos das amostras de sedimentos de corrente seguiu a metodologia hoje aplicada pelos principais centros de pesquisa e serviços geológicos do mundo, utilizando-se de estatística robusta, ou seja, técnicas utilizadas para atenuar o efeito de *outliers* e preservar a forma de uma distribuição tão aderente quanto possível aos dados empíricos (GRUNSKY, 2010; REIMANN et al., 2008; FILZMOSER et al., 2009; CARRANZA, 2009 e 2011).

Os resultados obtidos para sedimentos de corrente foram explorados usando técnicas estatísticas comuns (estatística univariada), incluindo sumário estatístico, gráficos *box-plot*, mapas geoquímicos baseados em percentis (baseado nos gráficos *box-plot*), análise de correlação não-paramétrica (correlação de *Spearman* – estatística bivariada), até análises estatísticas mais complexas (estatística multivariada), tais como a análise fatorial. A utilização destas ferramentas estatísticas permite investigar a

estrutura, tendências e associações dos elementos analisados, auxiliando na compreensão dos processos geológicos, físicos e antropogênicos que controlam a geoquímica da matriz analisada (MANLY, 1986; DAVIS, 1986; TABACHNICK; FIDELL, 2001; REIMANN et al., 2002; REIMANN et al., 2008; FILZMOSER et al., 2009; CARRANZA, 2009 e 2011; GRUNSKY, 2010; LAPWORTH et al., 2012).

6.3.1. Sumário estatístico

Foram selecionados para o tratamento estatístico convencional (estatística univariada) 44 elementos para sedimentos de corrente. Os elementos que mostraram baixo grau de detecção, ou seja, apresentaram mais de 50% das amostras abaixo do limite de detecção e os estimadores estatísticos para a matriz analisada são apresentados nas Tabelas 4 e 5. O W, apesar de sua importância para a área de estudo, devido às mineralizações conhecidas,

apresentou somente 272 amostras acima do limite de detecção (18% das amostras), o que levou ao seu descarte quanto ao tratamento estatístico. Estes elementos não serão considerados nos tratamentos estatísticos que exijam correlações entre variáveis tampouco em análises estatísticas multivariadas. A estas tabelas, foi adicionada a concentração média da crosta superior (*Mean Upper Crust Concentration* – UCC – GREEN, 1959; TAYLOR, 1964; WEDEPOHL, 1978 e 1995) para todos os elementos analisados, com a finalidade de compará-los e avaliar o enriquecimento ou empobrecimento dos mesmos na área de estudo. Todas as variáveis levantadas neste estudo foram log-transformadas, com o intuito de se obter melhor distribuição das mesmas, ou seja, na tentativa de normalizar a distribuição. Portanto, é válido ressaltar que os números que representam os quartis mostrados nas Tabelas 6 e 7 estão dispostos segundo a log-normalização e não como distribuição dos dados brutos. Ainda sobre a transformação dos dados, foi aplicado nos dados de sedimento de corrente o teste estatístico de normalidade *Shapiro-Wilk* para os dados brutos e log-transformados. Nenhum dos elementos apresentou distribuição normal ou log-normal ($p > 0,05$). Este fato confirma que em dados com distribuição normal, raramente é constatado em variáveis geoquímicas, mesmo quando os dados não são formados por múltiplas populações (REIMANN et al., 2008; GRUNSKY, 2010; LAPWORTH et al., 2012).

6.3.2. Distribuição dos elementos

A região de estudo possui dois principais terrenos tectônicos formados durante o Neoproterozóico, representados pelo Batólito Pelotas (associação de arco magmático) e pelo Terreno Tijucas (rochas graníticas brasileiras e sequências supracrustais). Para este estudo, tais terrenos foram subdivididos em 9 unidades principais, sendo 4 (quatro) para o Terreno

Tijucas e 5 (cinco) para o Batólito Pelotas. Tal discriminação de unidades teve como critério o número de amostras sob influência de cada unidade.

As quatro principais unidades do Terreno Tijucas são: 1a) Complexo Porongos, o qual representa uma sequência vulcanossedimentar; 2a) Suíte Cordilheira, rochas plutônicas sin-colisionais peraluminosas; 3a) Suíte Encruzilhada do Sul, representando plutonismo tardi-colisional com presença de mineralizações de Sn e W e; 4a) Suíte Encantadas, o qual representa septos do embasamento. O Batólito Pelotas foi subdividido em: 1b) Suíte Cerro Grande, representados por granitóides de filiação alcalina; 2b) Suíte Dom Feliciano, composto por rochas granitóides com tendências evolutivas composicionais entre subalcalina e alcalina; 3b) Suíte Pinheiro Machado, caracterizada por plutonismo colisional, de composição cálcico-alcalina médio a alto-K; 4b) Suíte Viamão, granitos alcalinos a cálcico-alcalinos de médio a alto-K e; 5b) Terreno Jaguarão, que apresenta desde unidades supracrustais de médio a alto grau metamórfico a granitóides. As características de cada unidade geológica influenciam diretamente no comportamento geoquímico dos elementos analisados. Logo, as Tabelas 6 e 7 mostram a mediana, valores máximos e mínimos das concentrações dos elementos selecionados para as subunidades do Terreno Tijucas e Batólito Pelotas (ressalta-se que esses valores são baseados na distribuição log-normalizada dos dados de cada subunidade).

As Figuras 97 e 98 apresentam a distribuição dos elementos maiores, menores e traços analisados para sedimento de corrente de cada unidade geológica supracitada, baseados na distribuição dos gráficos *box-plot*; as Figuras 99 a 106 mostram a distribuição em área dos principais elementos analisados para sedimentos de corrente em mapas de pontos e mapas de bacias de proveniência (simbologia mostrada no Item 2.3, Figura 96).

Tabela 4 - Sumário estatístico dos elementos não selecionados.

ELEMENTOS	N VÁLIDOS	N VÁLIDOS (%)	MÉDIA	MÍN.	Q1 (25%)	Q2 (MEDIANA)	Q3 (75%)	Q3+ 1,5AIQ (LIMIAR)	MÁX.	UCC ¹	p ²	p-ln ²
B (ppm)	1	0,07	-	<20	<20	<20	<20	<20	21	17	<0,001	<0,001
In (ppm)	481	32,72	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,05	0,12	0,056	<0,001	<0,001
Ta (ppm)	218	14,83	0,03	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	1,5	<0,001	<0,001
Te (ppm)	415	28,23	0,01	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,05	0,07	0,001	<0,001	<0,001
W (ppm)	272	18,5	0,06	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	14,8	1,4	<0,001	<0,001

1 - Mean Upper Crust Concentration (Green, 1959; Taylor, 1964; Wedepohl, 1978 e 1995).

2 - p-valores do teste de normalidade Shapiro-Wilk ($p > 0,05$) das concentrações originais e log-transformadas.

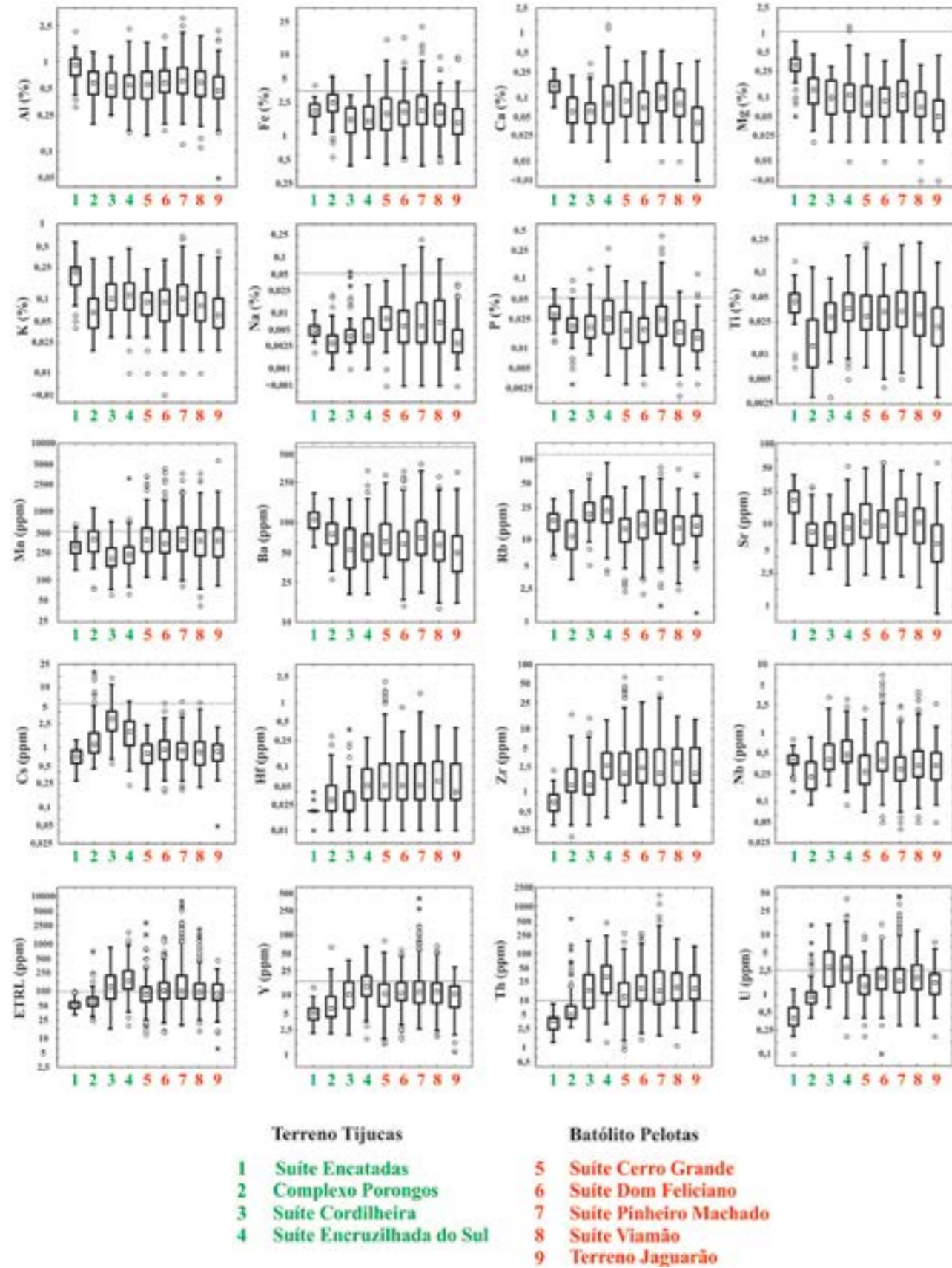


Figura 97 - Box-Plot da distribuição de elementos maiores e menores em amostras de sedimentos de corrente nas principais unidades geológicas da área estudada.

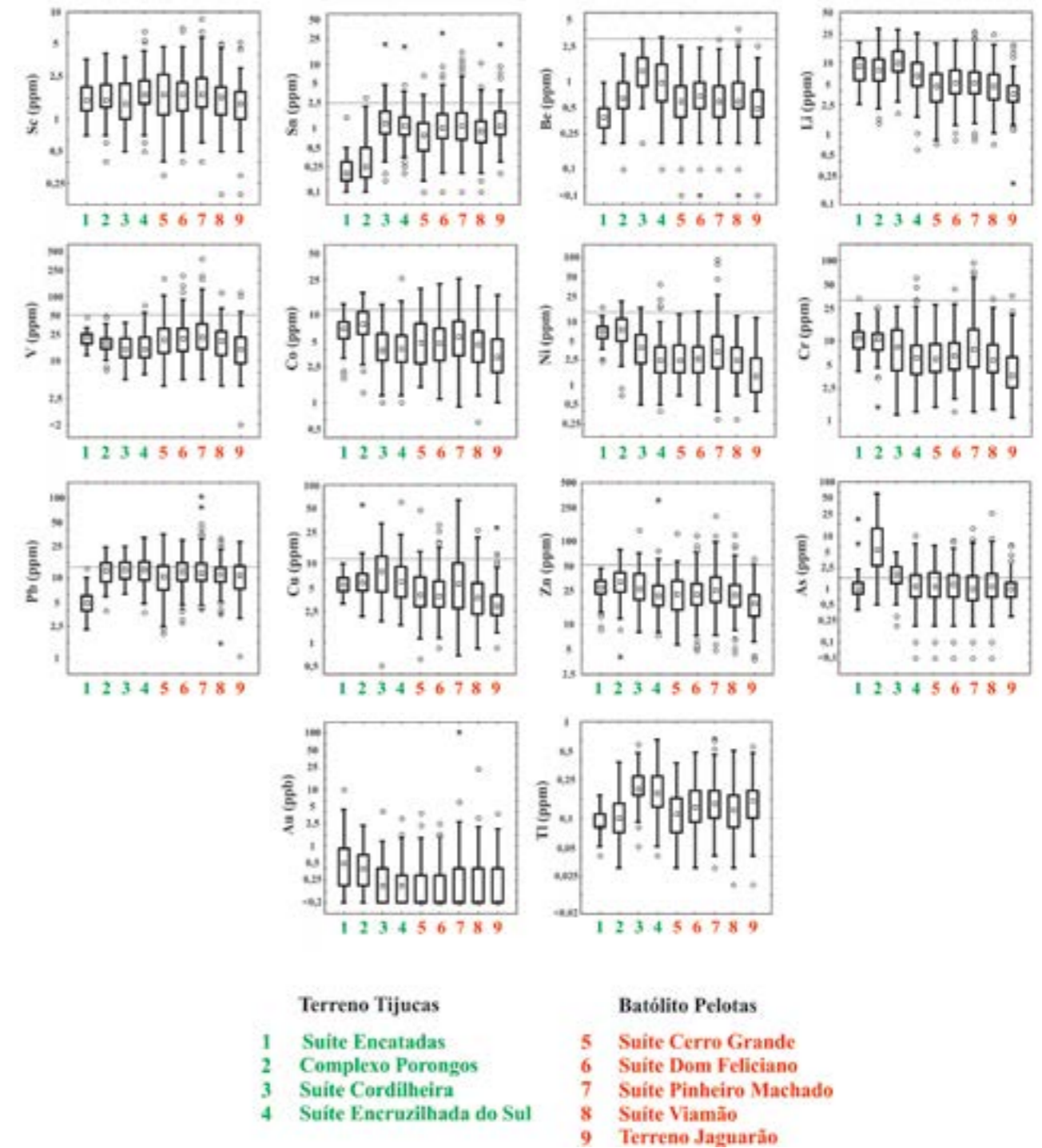


Figura 98 - Box-Plot da distribuição de elementos menores e traços em amostras de sedimentos de corrente nas principais unidades geológicas da área estudada.

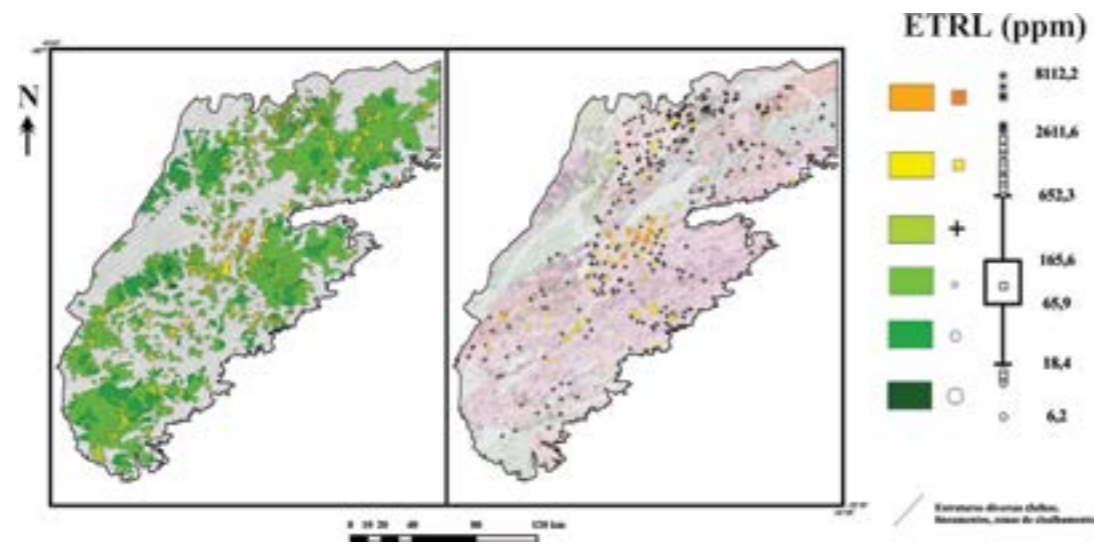


Figura 99 - Distribuição espacial dos elementos terras-raras leves (ETRL, Ce + La) em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

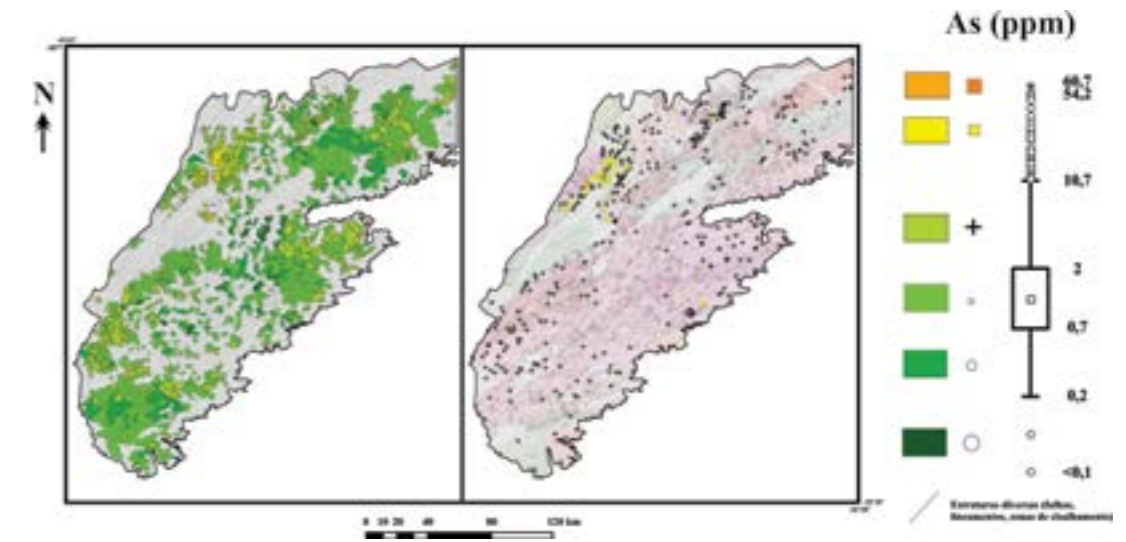


Figura 102 - Distribuição espacial do As em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

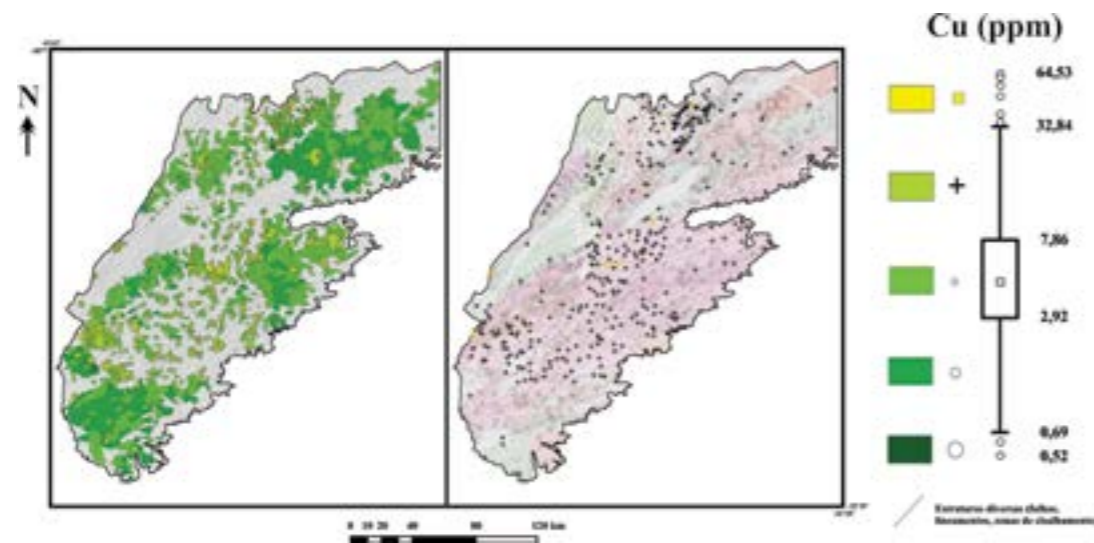


Figura 100 - Distribuição espacial do Cu em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

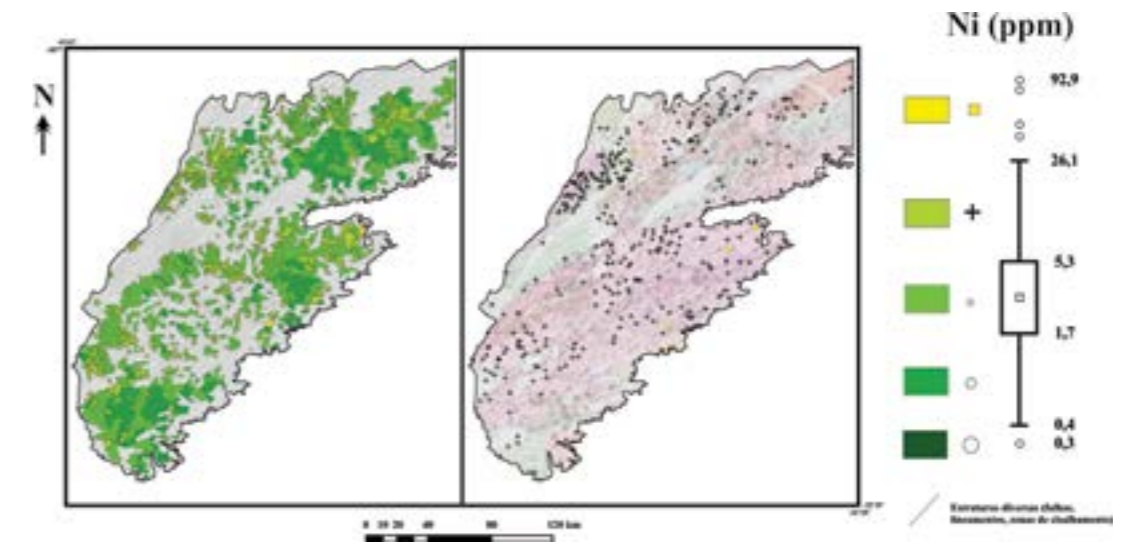


Figura 103 - Distribuição espacial do Ni em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

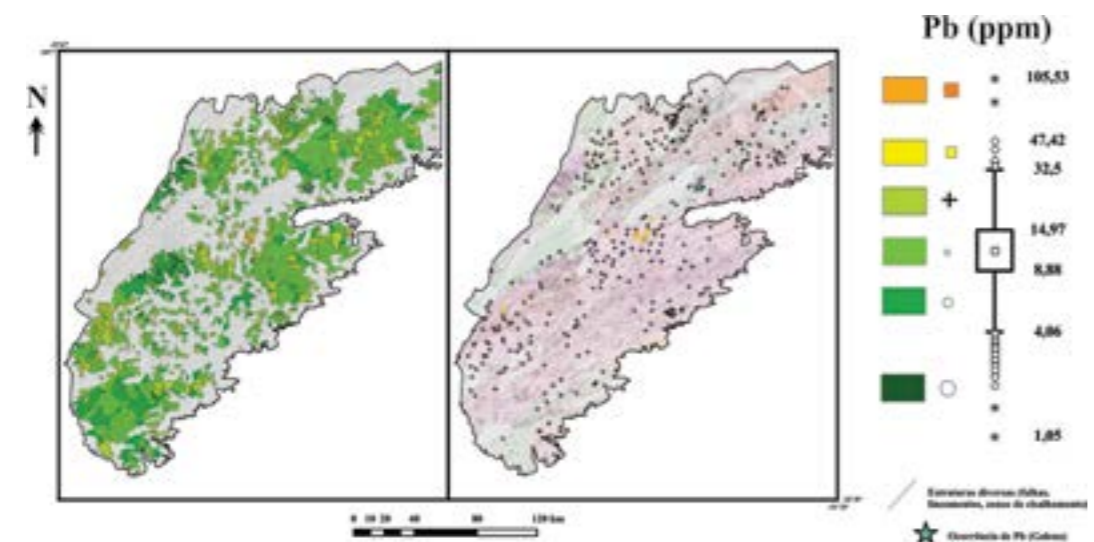


Figura 101 - Distribuição espacial do Pb em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

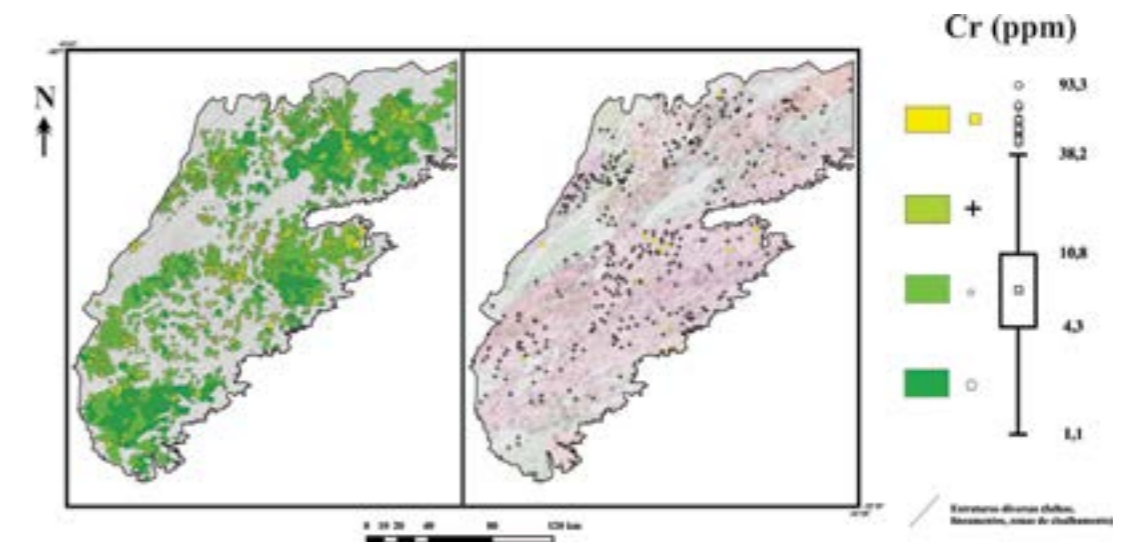


Figura 104 - Distribuição espacial do Cr em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

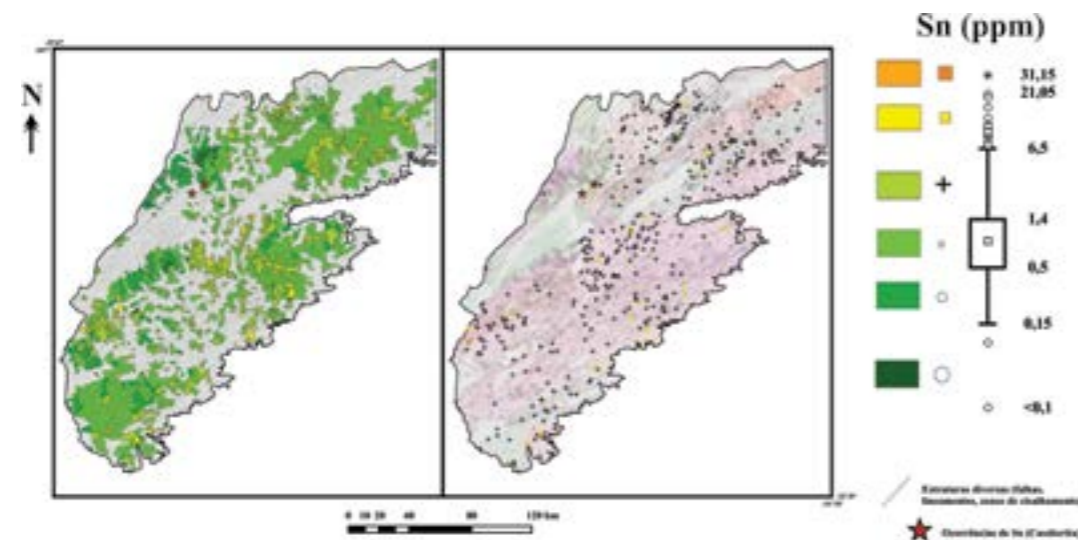


Figura 105 - Distribuição espacial do Sn em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

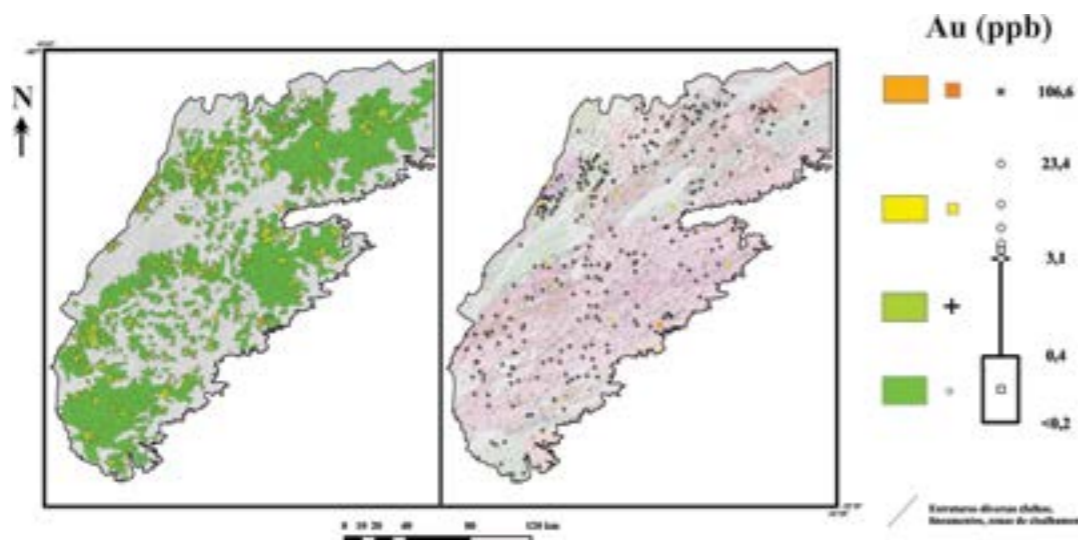


Figura 106 - Distribuição espacial do Au em sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

6.3.2.1. Distribuição dos elementos maiores

Os elementos maiores, a saber, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, P, Ti e Mn (Figura 97), apresentam como características marcantes suas faixas de *background* (aqui consideradas entre os quartis 25 e 75%, representadas pelo valor mediano dos gráficos *box-plots*) empobrecidas quando comparadas aos valores de UCC, com destaque para os elementos Al, Ca, K e Mg, com valores de concentração respectivamente 13, 36, 32 e 16 vezes menores que o valor de referência. O Al possui suas maiores concentrações de *background* para a Suíte Encantadas (Terreno Tijucas), enquanto as maiores concentrações absolutas para este elemento se encontram na Suíte Pinheiro Machado (Batólito Pelotas). Concentrações significativas de Al (considerando os valores compreendidos no *whisker superior* dos gráficos *box-plot*) se apresentam

principalmente nas unidades do Batólito Pelotas, com destaque para a Suíte Pinheiro Machado.

O comportamento apresentado pelo Al para a faixa de *background* e maiores concentrações também é observado para os elementos K e P; Fe e Ti também apresentam semelhança com o comportamento de tais elementos. Contudo, o Fe apresenta sua maior faixa de *background* para o Complexo Porongos, ainda que este esteja contido no Terreno Tijucas, e o Ti apresenta suas maiores concentrações para a Suíte Viamão, também contido no Batólito Pelotas. Já o Na apresenta tanto suas maiores faixas de *background* quanto suas maiores concentrações para unidades do Batólito Pelotas, respectivamente, Suíte Serro Grande e Suíte Pinheiro Machado.

A distribuição dos elementos Ca e Mg também acompanha a maioria dos elementos maiores em relação a maior faixa de *background*, que se apresenta

na Suíte Encantadas, porém, suas maiores concentrações também são encontradas em outra unidade do Terreno Tijucas, o Complexo Porongos, que podem estar associados diretamente com as rochas carbonáticas desta unidade (rochas supracrustais). O Mn possui sua distribuição atrelada ao Batólito Pelotas, com maiores faixas de *background* e maiores concentrações respectivamente para as unidades Suíte Cerro Grande e Suíte Pinheiro Machado.

Uma característica marcante para a distribuição de todos os elementos maiores aqui analisados é a grande quantidade de amostras com concentrações significativas e anômalas ao centro da área de estudo, mais precisamente nos domínios da unidade Suíte Pinheiro Machado. Tal área possui características geofísicas peculiares, tais como rochas com alta densidade coincidindo altos valores de assinaturas magnéticas, as quais podem estar associadas à deformação gerada pela inflexão da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu. Outro fato que chama a atenção são amostras com concentrações significativas e anômalas para Ca, Mg, Na, K, P e Ti a norte da área de estudo, Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas), próximo ao contato com a Suíte Viamão (Batólito Pelotas).

Nesta área são observadas zonas de cisalhamento sinistrais com direção variando entre N-S (dentro da unidade) e NE-SW (contato com a Suíte Viamão), o que condiciona a influência de processos hidrotermais, que podem, ainda, serem potencializados pela presença do corpo anortosítico Capivarita, justificando, assim, o comportamento dos elementos nessa área.

Ainda sobre a influência de estruturas (zonas de cisalhamento) na distribuição dos elementos maiores, notam-se concentrações significativas de Na e Mn na porção sul do Terreno Tijucas em contato com o Batólito Pelotas (envolvendo as unidades Complexo Porongos, Suíte Cordilheira e Suíte Viamão), onde as estações de amostragem também são coincidentes com a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu. Amostras com concentrações significativas para Na, Mn, P e Ti são encontradas a leste do Batólito Pelotas, inseridas na unidade Suíte Pinheiro Machado, onde há a coincidência de anomalias gravimétrica e magnética, somadas a estruturas NE-SW em cruzamento com estruturas NW-SE.

Alguns elementos maiores também apresentam concentrações significativas e anômalas em estações de amostragem próximas às ocorrências minerais registradas para a área de estudo. Este é o caso dos elementos Mn, Na e Ti para a ocorrência de Pb, no município de Amaral Ferrador (mina desativada Galena); e K, Fe e Ti para as ocorrências de Sn (cassiterita, minas Tabuleiro, Cerro Branco, Campinas e Cerro do Inferno), principalmente nos contatos entre

as unidades Suíte Cordilheira, Suíte Encruzilhada do Sul e Complexo Porongos.

Tais concentrações parecem ser influenciadas por estruturas NE-SW, mesmo *trend* estrutural das ocorrências de Sn. Contudo, amostras próximas às ocorrências de W não possuem valores significativos de concentração de elementos maiores, ainda que apresente o mesmo *trend* estrutural das ocorrências de Sn.

6.3.2.2. Distribuição dos elementos menores e traços

Os elementos com grandes raios iônicos (*Large-Ion Lithophile Elements - LILE*) Ba, Cs, Rb e Sr (Figura 97) apresentam suas faixas de *background* empobrecidas quando comparados às concentrações médias da crosta superior (UCC), seguindo o padrão apresentado para os elementos maiores. Ba e Sr apresentam suas maiores faixas de *background* para o Complexo Encantadas (Terreno Tijucas), divergindo quanto as suas maiores concentrações, que para o Ba se apresentam na unidade Suíte Pinheiro Machado; e para o Sr, na unidade Suíte Dom Feliciano. Cs e Rb apresentam suas maiores faixas de *background* e suas para as unidades do Terreno Tijucas, respectivamente Suítes Cordilheira e Encruzilhada do Sul, assim como suas maiores concentrações, que para o Cs se encontram no Complexo Porongos; e para o Rb, na Suíte Cordilheira.

Apesar de estarem presentes em abundância nos litotipos da área de estudo, é possível levantar hipóteses sobre a proveniência desses elementos incompatíveis. A distribuição em mapa das concentrações significativas e anômalas de Ba e Sr são muito semelhantes, assim como para Cs e Rb. Enquanto Ba e Sr apresentam quantidade expressiva de amostras com concentrações significativas no Complexo Encantadas (Terreno Tijucas) e Suíte Pinheiro Machado (Batólito Pelotas), Cs e Rb apresentam essa característica nas unidades Suíte Cordilheira e Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas), e Suíte Pinheiro Machado (Batólito Pelotas). Essa distribuição sugere que Ba e Sr possuam proveniência predominante das rochas granitóides (do próprio magmatismo) da área de estudo, enquanto que Cs e Rb indicam proveniência predominante de hidrotermalismo, uma vez que esses últimos elementos apresentam concentrações significativas em uma região que apresenta maiores indícios de processos hidrotermais (zonas de cisalhamento entre as Suítes Cordilheira, Encruzilhada do Sul e Pinheiro Machado, porção norte da área de estudo), além da possível influência do corpo anortosítico presente na Suíte Encruzilhada do Sul.

A presença de concentrações significativas e anômalas para Ba, Sr, Cs e Rb na região central na área de estudo (Suíte Pinheiro Machado) repetem

o comportamento da maioria dos elementos maiores, coincidentes com a área de características geofísicas peculiares (com anomalias gravimétricas e magnéticas), sob influência da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (porção central da área de estudo). Outra região que apresenta concentrações significativas para tais elementos incompatíveis se localiza na porção sul da área de estudo, também na Suíte Pinheiro Machado, onde os litotipos também apresentam peculiaridades geofísicas e o cruzamento entre estruturas (zonas de cisalhamento) NE-SW e NW-SE. Além disso, é notável a presença de amostras com concentrações significativas e anomalias para Cs e Rb concordantes com o trend estrutural NE/SW das mineralizações de Sn e W, no Terreno Tijucas, corroborando, mais uma vez, a hipótese de origem hidrotermal para estes elementos.

Dentre os elementos com grandes valências iônicas (*High Field Strength Elements* – HFSE, (Figura 97), Zr e Hf apresentam forte semelhança em suas distribuições, com suas maiores faixas de background e concentrações para unidades do Batólito Pelotas, respectivamente, Suítes Viamão e Cerro Grande. Tal característica se deve a mesma proveniência destes elementos, presentes no mineral zircão. Concentrações significativas e anômalas para estes elementos são encontradas em amostras na parte central da área de estudo (Batólito Pelotas), seguindo a tendência da maioria dos elementos analisados, coincidindo com a área de influência da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu. Nesta mesma porção central, a Suíte Cerro Grande apresenta um agrupamento de amostras com concentrações anômalas para Zr e Hf, enquanto que ao sul desta ocorrência, concentrações significativas destes elementos se mostram entre as grandes zonas de cisalhamento de direção NE-SW e NW-SE. Outro destaque para Zr e Hf seriam amostras com concentrações significativas sobre *trend* estrutural NE-SW da ocorrência de Pb (Mina Galena).

Os elementos terras-raras leves (La e Ce, ETRL), Y, U e Th (Figura 97 e Figura 99) também apresentam grandes semelhanças em suas distribuições (Figura 97), apresentando suas maiores faixas de *background* para a Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas), enquanto suas maiores concentrações se apresentam na Suíte Pinheiro Machado (Batólito Pelotas). O comportamento desses elementos chama atenção por apresentar concentrações significantes e anômalas em partes da área de estudo com potencial metalogenético, já mostradas por outros elementos, dentre elas a parte central sob influência da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; na porção sul da área, entre os *trends* estruturais de direção NE-SW e NW-SE; em amostras próximas a mineralização de

Pb (Mina Galena); nas zonas de cisalhamento a norte da área, na Suíte Encruzilhada do Sul, onde também ocorre um corpo anortosítico; e no trend estrutural NE-SW das ocorrências de W. Tais características de distribuição sugerem três tipos de proveniência para esses elementos, sendo a primeira de minerais pesados, tal como monazita e zircão; minerais acessórios das rochas graníticas, tais como apatita e xenotímio; e, por fim, serem oriundos de minerais provindos de alteração hidrotermal, principalmente nas zonas de cisalhamento.

O único elemento deste grupo a se destoar dos demais é o Nb, que possui sua maior faixa de *background* para a Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas), enquanto suas maiores concentrações se encontram na Suíte Dom Feliciano (Batólito Pelotas), que possui faixa de background equiparada à primeira unidade. Concentrações significativas e anômalas para este elemento mostra que sua principal proveniência é de rochas de filiação alcalina, como apresenta as amostras para a Suíte Dom Feliciano na porção NE da área de estudo. Já no caso da Suíte Encruzilhada do Sul, o Nb está provavelmente associado ao anortosito Capivarita, localizado a NE desta unidade, além de estar presente nas zonas de cisalhamento de direção NE-SW na mesma área.

Dos elementos incompatíveis do grupo HFSE aqui descritos, Y e Nb possuem faixas de *background* empobrecidas comparadas a média crustal (UCC) para todas as unidades estudadas. Os ETRL e U possuem enriquecimento apenas em duas unidades do Terreno Tijucas (Suítes Cordilheira e Encruzilhada do Sul), enquanto que Th apresenta enriquecimento em quase todas as unidades estudadas, com exceção da Suíte Encantadas e Complexo Porongos (ambos inseridos no Terreno Tijucas).

Dentre os elementos calcófilos destacados neste estudo (Cu, Pb, Zn e As, Figuras 98, 100, 101 e 102), somente o As possui faixas de *background* acima do UCC, em unidades do Terreno Tijucas (Complexo Porongos e Suíte Cordilheira). Também é no Complexo Porongos onde o As atinge suas maiores concentrações, o que justifica um grande agrupamento de amostras anômalas nesta unidade. Tais anomalias se encontram próximas a zonas de cisalhamento regionais de direção NE-SW (falhas de contração e extensionais), o que pode sugerir uma proveniência de processos hidrotermais para o As, provavelmente com presença de minerais sulfetados. Este elemento também possui amostras com concentrações significativas próximas ao trend estrutural NE-SW das ocorrências de Sn, além das zonas de cisalhamento entre as unidades Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas) e Suíte Viamão (Batólito Pelotas) na porção norte da área de estudo.

O Pb, por sua vez, possui quase o mesmo valor de suas medianas (representa a faixa de background, entre 10 e 13 ppm) para quase todas as unidades geológicas, se mostrando levemente empobrecidas quando comparadas ao UCC (17 ppm), destoando somente a Suíte Encantadas (4,92 ppm). Concentrações significativas e anômalas para Pb (Figura 100) são encontradas em amostras na porção central da área de estudo (sob influência da inflexão da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, Suíte Pinheiro Machado), onde este elemento apresenta suas maiores concentrações; a norte do Complexo Porongos, área a qual tem influência de zonas de cisalhamento contractionais (cavalgamentos) e extensionais, onde o As apresenta suas principais concentrações anômalas; nas zonas de cisalhamento de direção NE-SW na porção norte da Suíte Encruzilhada do Sul. Contudo; e na porção sul da área de estudos, no cruzamento de zonas de cisalhamentos de direções NE-SW e NW-SE (Suíte Pinheiro Machado). Ressalta-se que amostras localizadas próximas a ocorrência de Pb da área de estudo (Mina Galena), não possuem concentrações anômalas, o que seria um indicativo direto da mineralização.

O Zn (Figura 98) também se apresenta empobrecido em comparação ao UCC, mostrando faixas de *background* para todas as unidades abaixo da média crustal. Sua maior faixa de *background* e maior concentração se encontram em unidades do Terreno Tijucas, respectivamente para o Complexo Porongos e Suíte Encruzilhada do Sul. O Cu também se apresenta empobrecido em todas as unidades estudadas, considerando suas faixas de *background*, onde a maior se apresenta para a Suíte Cordilheira (Terreno Tijucas), enquanto sua maior concentração se encontra na Suíte Pinheiro Machado (Batólito Pelotas). Estes elementos apresentam concentrações significativas e anômalas para as mesmas áreas constatadas para As e Pb, corroborando proveniência de processos hidrotermais (fases sulfetadas), principalmente nas grandes estruturas da área de estudo (zonas de cisalhamento).

Os elementos Ni, Cr, Co e V (Figuras 98, 103 e Figura 104) possuem grande semelhança em suas distribuições (configuração em gráfico - Figura 98), porém, apresentando algumas nuances. Ni, Co e Cr apresentam as maiores faixas de *background* para o Complexo Porongos e Suíte Encantadas, ambas no Terreno Tijucas, e suas maiores concentrações para a Suíte Pinheiro Machado (Batólito Pelotas), enquanto o V mostra sua maior faixa de background e maior concentração também para a Suíte Pinheiro Machado. Tais elementos, assim como a maioria dos elementos analisados neste estudo, se encontram empobrecidos comparados ao UCC.

A similaridade de distribuição desses elementos podem indicar proveniência em comum entre eles, como por exemplo, concentrações significativas e anômalas no Complexo Porongos sugere proveniência de litotipos máficos ultramáficos da sequência vulcano sedimentar; proveniência de diques e enclaves máficos na porção central da área de estudo (sob influência da inflexão da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu) e ao longo de toda Suíte Pinheiro Machado, o que corrobora diversas anomalias isoladas destes elementos; e enclaves de rochas máficas na Suíte Encruzilhada do Sul, onde estes elementos também se mostram presentes em amostras sob influência de zonas de cisalhamento de direção NE-SW, a norte da área de estudo.

Os elementos litófilos Li, Be e Sn (Figuras 98 e 105) também apresentam faixas de *background* empobrecidas quando comparadas ao UCC, seguindo a tendência da grande maioria dos elementos analisados neste estudo. Li e Be também possuem semelhanças em sua distribuição, uma vez que estes possuem afinidades geoquímicas. Tais elementos possuem maiores faixas de concentração para unidades do Terreno Tijucas, Suíte Cordilheira e Complexo Porongos, assim como suas maiores concentrações. Esses elementos incompatíveis se apresentam com concentrações significativas e anômalas ao longo de zonas de cisalhamento entre a Suíte Cordilheira e Complexo Porongos, no mesmo *trend* estrutural das mineralizações de Sn e W, além de apresentarem concentrações significativas em zonas de cisalhamento de direção NE-SW, no contato entre a Suíte Encruzilhada do Sul e Suíte Cordilheira. A associação de Li e Be com estruturas locais e regionais indica uma proveniência a partir de processos hidrotermais.

O Sn, no entanto, apresenta suas maiores faixas de *background*, obviamente, para a Suíte Cordilheira, onde estão localizadas as principais mineralizações de Sn da área de estudo (Figuras 98 e 105). Todavia, sua maior concentração se encontra na unidade Dom Feliciano (Batólito Pelotas). Amostras com concentrações significativas e anômalas de Sn seguem o padrão da maioria dos elementos analisados neste estudo, se mostrando, principalmente, próximo trend NE-SW das mineralizações de Sn e W, na Suíte Cordilheira; na porção central da área de estudo (sob influência da inflexão da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, Suíte Pinheiro Machado), onde, além de peculiaridades geofísicas (anomalias gravimétricas e magnéticas), há a presença de pegmatitos (Suíte Pinheiro Machado); nas zonas de cisalhamento de direção NE-SW na porção norte da área de estudo (Suíte Encruzilhada do Sul).

Ainda sobre as mineralizações de Sn, nota-se que a dispersão de Sn próximo as mineralizações

conhecidas (Suíte Cordilheira) não se mostram abundantes (Figura 99) e isso, obviamente, é explicado pelo fato da cassiterita ser um mineral resistado, e se apresenta mais abundantemente na fração areia, que não é o caso das amostras deste estudo. Na porção nordeste da área de estudo, nos domínios da Suíte Dom Feliciano (Batólito Pelotas), existe ocorrência de cassiterita em concentrados de bateia que atingem mais de 75% da fração analisada. Apesar das principais mineralizações de Sn se encontrarem na Suíte Cordilheira, rochas com filiação alcalina, tais quais os granitos da Suíte Dom Feliciano, podem aumentar o potencial para Sn nesta região.

Ainda sobre os elementos indicadores para mineralizações na área estudada, o Au (Figuras 98 e 106) possui destaque nas unidades do Terreno Tijucas, onde possui a maior faixa de *background* para a Suíte Encantadas, seguido pelo Complexo Porongos, contudo, suas maiores concentrações se encontram nas Suítes Pinheiro Machado e Viamão (Batólito Pelotas). Sua distribuição se assemelha a do As, mostrando concentrações significativas em amostras próximas às zonas de cisalhamento regionais de direção NE-SW (falhas de contração e extensionais); em amostras próximas ao trend estrutural NE-SW das ocorrências de Sn e W; nas zonas de cisalhamento entre as unidades Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas) e Suíte Viamão (Batólito Pelotas) na porção norte da área de estudo; além de amostras anômalas na região de cruzamento entre as estruturas regionais NE-SW e NW-SE, na porção sul da área de estudo, o que confirma os resultados de pintas de Au obtidos nos concentrados de bateia. Assim como para o As, conjectura-se que a principal proveniência para o Au está ligada, também, a processos hidrotermais.

6.3.3. Considerações do ambiente supergênico da região sobre amostragem geoquímica

Os halos geoquímicos secundários estão relacionados à decomposição de uma rocha sob condições supérgenas, formando zonas que são enriquecidas ou empobrecidas em vários elementos químicos (LICHT, 1998). Estas zonas são formadas por transporte do material decomposto da rocha (solo) para as drenagens, pelas águas subterrânea e superficial que percolam as litotipos e transportam os sedimentos ao longo das drenagens. Este processo é chamado de dispersão superficial e é classificado de acordo com: 1) o tempo de formação em relação a matriz (rocha, solo, água ou vegetal) e 2) modo de formação (ROSE et al., 1979). Logo, existe dois tipos de feições da dispersão, que seriam: 1) clástica e 2) hidromórfica.

A dispersão clástica se caracteriza por sua ocorrência em regiões com baixa pluviosidade (drenagens

geralmente são intermitentes), onde as paragêneses minerais da geologia da área em estudo serão as fases mais importantes, pois o tipo de intemperismo predominante é o físico, ou seja, não haverá decomposição química efetiva dos minerais, logo, a assinatura geoquímica deste sedimento será parecida com a assinatura do solo, que por sua vez, refletirá a assinatura geoquímica da rocha.

A dispersão hidromórfica é caracterizada pela ocorrência em regiões com alta pluviosidade, onde há a predominância do intemperismo químico sobre o físico, fazendo com que os argilominerais sejam as fases minerais mais importantes, devido a maior decomposição mineral pela percolação de água no ambiente, ou seja, a água é o agente dinâmico. Portanto, neste tipo de feição, os elementos químicos são influenciados diretamente por características físico-químicas das águas superficiais e subterrâneas. Tanto em solos quanto em sedimentos de corrente, os processos geoquímicos mais corriqueiros envolvendo os elementos químicos, em especial os metais, são: 1) a adsorção de metais em argilas, óxidos-hidróxidos de Fe e Mn e matéria orgânica, 2) a co-precipitação de metais com os próprios óxidos-hidróxidos de Fe e Mn e 3) complexação de metais a outros compostos presentes na água, formando fases coloidais, sabendo que tais fenômenos ocorrem sob diferentes faixas de pH e Eh das águas (JAMES, 1967; KRAUSKOPF, 1995; FAURE, 1997). Isto pode fazer com elementos químicos, principalmente os metais, sejam concentrados ou dispersos, formando halos de anomalias geoquímicas. Em ambos os casos de dispersão, características como clima, o tipo de vegetação e relevo são preponderantes para a predominância de um ou de outro (ROSE et al., 1979; LITCH, 1998).

A região em questão se caracteriza geomorfologicamente pelo Escudo Sul-Rio Grandense (planaltos rebaixados e residuais), com clima que se enquadra na zona temperada ou “C” e no tipo “Cf” ou temperado úmido, segundo a classificação climática de Köppen et al. (1953) e IBGE (2002). A amplitude de variação da pluviosidade entre os meses de máxima e mínima não chega a ser significativa para caracterizar o clima como tendo um período chuvoso e outro seco. Há, portanto, uma relativa uniformidade do regime de precipitação pluvial do Estado. Entretanto, para a região de estudo, as médias históricas se encontram entre 1100 e 1500 mm (as menores do Estado) e temperaturas anuais médias < 20°C (BECKER, 2008). Além disso, a região estudada apresenta predomínio de áreas com relevos íngremes ou muito movimentado (declividade > 30%), o que indica a dispersão clástica dos elementos. Tal fato corrobora para uma característica marcante da geoquímica de sedimentos de corrente para a área de estudo, onde a grande

maioria dos elementos analisados se mostraram menores que as médias crustais (UCC), principalmente os elementos maiores. Pelas características de relevo supracitadas, há o predomínio de solos rasos com perfis pouco desenvolvidos (Neossolo) (referência), fazendo com que não haja transporte significativo de colúvio gerado a partir dos perfis de solos para as drenagens.

6.4. INTERPRETAÇÕES DOS DADOS GEOQUÍMICOS SEGUNDO A ESTATÍSTICA BIVARIADA E MULTIVARIADA

Para a interpretação dos dados geoquímicos, foram utilizadas as análises estatísticas de correlação (bivariada); de principais componentes e análise de agrupamentos (métodos estatísticos multivariados). A análise de correlação utilizada foi a de *Spearman*, análise estatística não-paramétrica, ou seja, assume que os dados não possuem distribuição normal tampouco assume uma relação linear entre as variáveis (SPEARMAN, 1904). Esta análise pode informar o grau de afinidade de um elemento com os demais, podendo-se determinar agrupamentos com afinidades geoquímicas semelhantes. Para tanto, foram considerados que valores iguais ou maiores que 0,70 entre duas variáveis, no caso, entre dois elementos, possuem correlação elevada; valores entre 0,69 e 0,50 possuem correlação mediana; e valores menores que 0,50 possuem correlação não significativa. Entretanto, devido ao grande número de variáveis, se tornam difíceis a visualização e determinação de tais grupos, principalmente com relação à interpretação das associações geoquímicas, pois estas possuem diferentes formas de ocorrência. Para tanto, é utilizada a estatística multivariada, com a análise de principais fatores. Esta é utilizada para identificar importantes componentes ou fatores que explicam a variância de um sistema. Além disso, esta análise é designada a reduzir o número de variáveis em pequenos números de índices, preservando as relações presentes nos dados originais. Isto corrobora para uma interpretação mais refinada de dados geoquímicos (MANLY, 1986; DAVIS, 1986; TABACHNICK; FIDELL, 2001).

6.4.1. Análise de correlação (estatística bivariada)

Para o presente estudo, a utilização da análise de correlação (mínimos quadrados) será uma triagem para os elementos químicos que serão utilizados para a estatística multivariada, fazendo com que a variância do sistema seja mais bem explicada. Logo, somente os elementos que apresentarem correlação acima 0,60 serão utilizados na estatística multivariada.

Os valores considerados *outliers* e “extremos”, informações obtidas pelos gráficos *Box-Plot*, foram retirados para não influenciarem nos valores de correlação. Para a realização desta análise, os dados foram log-transformados com o objetivo de diminuir a influência dos *outliers*. A Tabela 8 mostra a matriz resumida com os melhores valores de correlação entre os 38 elementos selecionados para sedimentos de corrente e a Figura 107 mostra em gráficos as correlações mais significativas entre os elementos para sedimento de corrente. Observam-se correlações altamente significativas ($\geq 0,80$; $p < 0,001$) entre Al e Ga; Al e Sc; Ba e Co; Ca e Sr; Co e Ni; Cr e Ni; Tl e Cs; Fe e V; ETRL e Y; ETRL e Th; Rb e Tl; Th e U; e Th e Y; destaques das correlações significativas (entre 0,70 e 0,79; $p < 0,01$) entre Sr e Ba; Co e Mn; Mg e Ni; Sc e V; Be e Cs; Sr e Ba; Ti e K; Co e Cr; Cs e Li, Ca e Mg. A partir destas informações, é possível esboçar determinadas características geológicas da área de estudo, principalmente em relação a processos geológicos, sejam eles refletindo as rochas ou processos de superfície, ou mineralogia de rochas ou paragêneses minerais. Por exemplo, a ótima correlação entre Al e Ga se fazem presentes devido à similaridade de seus raios iônicos, tanto em processos geológicos endógenos e de superfície; as boas correlações entre Ni e Co e Ni e Cu e Sc e V podem revelar presença de rochas máficas/ultramáficas; assim como as correlações entre Cr e V e ETRL e Th também podem significar presença de minerais pesados nos sedimentos; as boas correlações de Al com Zn e Sc podem representar processo de laterização e/ou representar processo de adsorção destes metais-traços por argilominerais em sedimentos de corrente.

É válido ressaltar que os elementos Sn e Cu, apesar de serem importantes para a área de estudo, devido as suas mineralizações, não mostraram correlação significativa com nenhum outro elemento e, portanto, não serão considerados nesta etapa, tampouco na análise multivariada.

6.4.2. Análise estatística multivariada (análise de principais fatores)

As Tabelas 9 e 10 mostram a segregação dos elementos pela análise de principais fatores, mostrando fatores responsáveis pela variância do agrupamento dos elementos analisados nas amostras de sedimento de corrente. Para esta análise estatística, é essencial transformar os dados, devido aos dados enclausurados (*data closure*) e as múltiplas populações, além de gerar fatores com informações mais robustas sobre os processos que controlam a distribuição geoquímica dos elementos em sedimentos de corrente.

Tabela 8 - Matriz de correlação resumida dos elementos analisados para sedimentos de corrente. As células em vermelho significam que a correlação entre elementos é significativa a $p < 0,001$; em amarelo, significativa a $p < 0,01$; em verde, significativa a $p < 0,05$

	Al (log)	Ba (log)	Be (log)	Ca (log)	Cd (log)	Co (log)	Cr (log)	Cs (log)	Fe (log)	Ga (log)	K (log)	Li (log)	ETRL (log)	Mg (log)	Mn (log)	Na (log)	Ni (log)	P (log)	Pb (log)	Rb (log)	Sb (log)	Sc (log)	Sr (log)	Th (log)	Ti (log)	Tl (log)	U (log)	V (log)	Y (log)		
Ba (log)	0,69																														
Be (log)	0,46	0,26																													
Ca (log)	0,71	0,72	0,26																												
Cd (log)	0,49	0,41	0,39	0,34																											
Co (log)	0,67	0,83	0,32	0,72	0,42																										
Cr (log)	0,63	0,63	0,27	0,65	0,35	0,74																									
Cs (log)	0,45	0,21	0,75	0,17	0,30	0,27	0,33																								
Fe (log)	0,68	0,67	0,32	0,61	0,51	0,74	0,72	0,23																							
Ga (log)	0,85	0,50	0,50	0,52	0,50	0,49	0,57	0,50	0,72																						
K (log)	0,66	0,51	0,25	0,56	0,21	0,43	0,59	0,41	0,54	0,66																					
Li (log)	0,69	0,43	0,65	0,45	0,39	0,50	0,56	0,78	0,47	0,66	0,58																				
ETRL (log)	0,28	0,15	0,30	0,22	0,17	0,06	0,22	0,27	0,30	0,49	0,35	0,21																			
Mg (log)	0,72	0,66	0,31	0,75	0,35	0,72	0,77	0,41	0,64	0,62	0,70	0,72	0,17																		
Mn (log)	0,53	0,73	0,15	0,52	0,41	0,75	0,40	0,02	0,61	0,37	0,21	0,18	0,05	0,36																	
Na (log)	0,51	0,45	0,04	0,63	0,17	0,40	0,42	-0,03	0,42	0,34	0,53	0,17	0,22	0,33	0,40																
Ni (log)	0,66	0,69	0,33	0,66	0,38	0,83	0,91	0,37	0,66	0,50	0,55	0,63	0,08	0,79	0,44	0,40															
P (log)	0,58	0,58	0,37	0,72	0,33	0,60	0,67	0,34	0,63	0,59	0,59	0,55	0,51	0,73	0,31	0,37	0,63														
Pb (log)	0,34	0,27	0,54	0,16	0,44	0,27	0,26	0,39	0,43	0,50	0,11	0,32	0,60	0,15	0,28	0,06	0,19	0,41													
Rb (log)	0,63	0,33	0,55	0,34	0,31	0,30	0,41	0,73	0,38	0,74	0,76	0,72	0,42	0,58	0,12	0,16	0,37	0,47	0,33												
Sb (log)	0,08	0,19	0,12	-0,07	0,24	0,15	0,19	0,17	0,23	0,06	0,06	0,12	0,01	-0,05	0,15	0,13	0,23	0,03	0,31	-0,02											
Sc (log)	0,70	0,70	0,46	0,70	0,51	0,70	0,62	0,39	0,76	0,78	0,59	0,55	0,39	0,68	0,57	0,42	0,59	0,61	0,44	0,58	0,02										
Sr (log)	0,72	0,79	0,22	0,93	0,34	0,73	0,63	0,11	0,62	0,52	0,54	0,40	0,23	0,70	0,60	0,67	0,64	0,67	0,19	0,31	-0,04	0,68									
Th (log)	0,07	-0,14	0,18	-0,01	0,11	-0,17	0,01	0,12	0,16	0,36	0,16	0,02	0,80	-0,06	-0,06	0,09	-0,17	0,25	0,51	0,29	-0,05	0,22	-0,01								
Ti (log)	0,50	0,36	0,02	0,53	0,17	0,28	0,48	0,08	0,51	0,57	0,74	0,27	0,47	0,50	0,21	0,61	0,33	0,52	0,13	0,46	-0,01	0,54	0,53	0,41							
Tl (log)	0,54	0,25	0,66	0,18	0,31	0,25	0,26	0,80	0,25	0,62	0,51	0,64	0,36	0,38	0,14	0,02	0,26	0,31	0,41	0,90	0,02	0,50	0,16	0,27	0,20						
U (log)	0,19	-0,07	0,45	0,08	0,17	-0,04	0,13	0,43	0,19	0,43	0,24	0,30	0,72	0,08	-0,04	0,09	-0,01	0,34	0,61	0,44	-0,01	0,29	0,04	0,80	0,31	0,46					
V (log)	0,65	0,65	0,21	0,69	0,40	0,71	0,73	0,15	0,87	0,64	0,53	0,38	0,29	0,68	0,56	0,43	0,60	0,64	0,33	0,38	0,03	0,76	0,70	0,18	0,61	0,23	0,19				
Y (log)	0,39	0,18	0,44	0,29	0,34	0,13	0,20	0,27	0,40	0,61	0,30	0,25	0,82	0,17	0,18	0,24	0,09	0,48	0,68	0,43	0,00	0,53	0,28	0,80	0,41	0,41	0,74	0,36			
Zn (log)	0,72	0,61	0,50	0,55	0,56	0,66	0,59	0,43	0,72	0,73	0,51	0,64	0,31	0,67	0,50	0,28	0,64	0,61	0,48	0,53	0,11	0,71	0,55	0,11	0,35	0,45	0,22	0,60	0,41		

■ $p < 0,001$
 ■ $p < 0,01$
 ■ $p < 0,05$
 $p < 0,1$

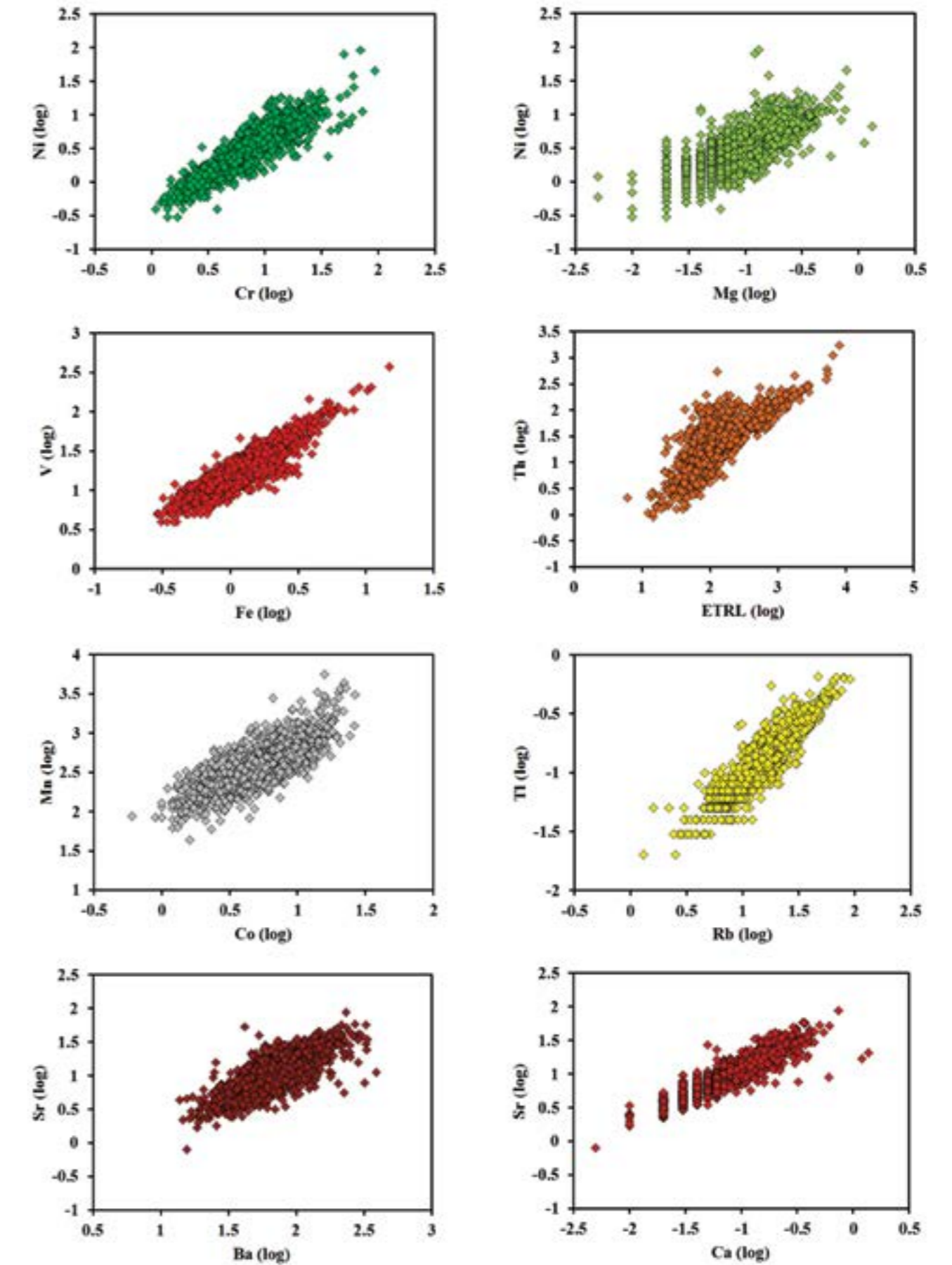


Figura 107 - Gráficos representando as melhores correlações entre elementos para as amostras de sedimento de corrente.

Tabela 9 - Segregação de fatores pela análise de principais fatores para amostras de sedimentos de corrente. Os valores em vermelho mostram as melhores correlações das variáveis com o fator.

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Al (CLR)	-0,34	0,21	0,28	0,02	0,08	0,49	0,52
As (CLR)	0,54	0,70	0,11	-0,02	-0,05	0,13	0,00
Au (CLR)	0,09	0,50	-0,17	-0,24	-0,02	-0,07	-0,02
Ba (CLR)	-0,01	0,35	-0,14	0,14	0,15	0,75	-0,06
Be (CLR)	0,44	-0,02	0,54	-0,29	0,01	-0,05	0,10
Ca (CLR)	-0,32	0,05	-0,17	-0,09	0,56	0,61	0,13
Cd (CLR)	0,23	0,19	-0,21	-0,03	-0,18	0,01	0,57
Co (CLR)	0,15	0,42	-0,11	0,35	0,40	0,62	-0,04
Cr (CLR)	-0,17	0,26	-0,14	0,55	0,64	0,04	-0,11
Cs (CLR)	0,23	0,20	0,77	-0,22	0,05	-0,28	-0,15
Fe (CLR)	-0,05	0,10	-0,30	0,79	0,14	0,16	0,18
Ga (CLR)	-0,27	-0,28	0,41	0,29	-0,07	0,02	0,61
K (CLR)	-0,79	0,07	0,34	0,08	0,23	-0,02	-0,07
Li (CLR)	0,02	0,3	0,65	-0,19	0,39	-0,16	0,21
ETRL (CLR)	-0,04	-0,84	-0,13	-0,07	0,08	-0,17	-0,16
Mg (CLR)	-0,30	0,24	0,23	0,18	0,71	0,21	0,22
Mn (CLR)	0,18	0,22	-0,22	0,25	-0,20	0,76	-0,03
Na (CLR)	-0,61	0,00	-0,39	-0,19	0,03	0,34	-0,13
Ni (CLR)	-0,05	0,51	-0,07	0,20	0,68	0,12	-0,01
P (CLR)	-0,04	-0,35	-0,06	0,06	0,77	0,10	0,00
Pb (CLR)	0,64	-0,46	-0,06	-0,02	-0,29	-0,08	-0,04
Rb (CLR)	-0,31	-0,12	0,87	-0,02	-0,05	-0,09	0,09
Sb (CLR)	0,29	0,51	-0,33	0,04	-0,24	-0,29	-0,28
Sc (CLR)	-0,06	-0,09	0,15	0,34	0,05	0,59	0,37
Sr (CLR)	-0,31	0,08	-0,24	-0,08	0,43	0,72	0,11
Th (CLR)	0,00	-0,86	-0,09	0,04	-0,20	-0,27	-0,11
Ti (CLR)	-0,79	-0,31	-0,11	0,22	0,04	0,02	-0,05
Tl (CLR)	0,05	-0,07	0,88	-0,11	-0,26	0,00	-0,02
U (CLR)	0,17	-0,76	0,14	-0,12	-0,08	-0,31	-0,21
V (CLR)	-0,17	-0,07	-0,20	0,76	0,27	0,30	0,11
Y (CLR)	0,10	-0,90	-0,09	-0,09	-0,13	-0,05	0,08
Zn (CLR)	0,17	0,13	0,03	0,11	0,25	0,07	0,67

Tabela 10 - Autovalores e suas respectivas porcentagens de variância para cada fator segregado da análise de principais fatores em amostras de sedimentos de corrente.

FATORES	ASSOCIAÇÃO GEOQUÍMICA	AUTOVALORES	VARIÂNCIA (%)
1	Pb-As(+)/Ti-K-Na (-)	7,94	23,39
2	As-Ni-Sb-Au (+)/Y-Th-LREE-U (-)	5,56	14,91
3	Tl-Rb-Cs-Li-Be (+)	4,79	12,64
4	Fe-V-Cr (+)	2,97	8,16
5	P-Mg-Ni-Cr-Ca (+)	2,51	7,10
6	Mn-Ba-Sr-Co-Ca-Sc (+)	2,11	5,92
7	Zn-Ga-Cd-Al (+)	1,40	4,13
	Total	25,88	76,25

Os dados geoquímicos de análise multi-elementar utilizados neste estudo são considerados dados composicionais, que, segundo Aitchison (1986), os elementos analisados são porcentagens de um todo, ou seja, a soma dos valores de todos os elementos analisados se torna uma constante. Neste caso, em se tratando de unidades em parte por milhão (ppm), o valor constante seria 1.000.000 ppm, equivalente a 100%. Entretanto, os elementos analisados possuem diferentes distribuições e variabilidades. Portanto, os dados foram transformados pela razão-log centralizada (*centred log-ratio*, CLR – Aitchison, 1986) com posterior padronização para 0.

O método de rotação utilizado foi o *Varimax* normalizado, o qual apresenta as melhores correlações das variáveis (no caso, os elementos) em relação aos fatores (Reimann et al., 2008). Para a determinação da quantidade de fatores que são relevantes para esta análise nas amostras, foi utilizada o teste Scree, onde este mostra um gráfico com os auto-valores (*eigenvalues* - valor representativo da variância) de cada fator gerado (Figura 108). A partir deste gráfico, foi utilizado o critério de Kaiser, onde este considera autovalores relevantes maiores que 1.

Os elementos disponíveis para esta análise são aqueles que possuem somente 5% das amostras abaixo do limite de detecção do método analítico, além da triagem de elementos ocorrida na análise de correlação, explicada no item anterior. O número de variáveis a ser utilizada nesta análise (dimensionalidade) foi definido pelo algoritmo $n > p^2$, uma variável tolerável do algoritmo proposto por Le Maitre (1982), onde n é o número de amostras e p o número de variáveis.

A utilização da transformação CLR permite que alguns fatores apresentem informações sobre duas associações geoquímicas, uma com coeficientes (*loadings*) positivos significativos com o fator ($\geq 0,5$) e outra com coeficientes negativos significativos com o fator ($\leq -0,5$). A simbologia utilizada para os mapas de *scores* de pontos e de bacias de proveniência para sedimento de corrente também foram baseados nos quartis de *box-plot*. Nestes mapas, a associação geoquímica será destacada em (+) quando esta representar coeficientes positivos significativos (nos mapas de pontos esta associação terá quadrados como símbolos e cores quentes no mapa de bacias) e (-) quando representar coeficientes negativos significativos (nos mapas de pontos, esta associação terá círculos como símbolos e cores frias no mapa de bacias). É válido ressaltar que um fator que apresente somente uma associação geoquímica, seja ela com coeficientes positivos ou negativos, terá apenas uma simbologia em mapa para melhor compreensão. Outra informação relevante é que para esta análise não foram retiradas as amostras consideradas

anômalas (*outliers*), justamente para mostrar e destacar as importantes ocorrências minerais da área de estudo. Os mapas de *scores* das associações geoquímicas para sedimento de corrente se apresentam entre as Figuras 108 e 114.

As amostras de sedimento de corrente apresentaram 7 fatores, responsáveis por 76,25 % da variância do sistema.

Foi considerado valor significativo de correlação dos elementos com o fator a partir de $\pm 0,50$. O Fator 1 (Figura 109), responsável por 23,36% da variância do sistema, apresenta correlações positivas significativas para Pb e As, que apresentam *scores* significativos em amostras próximas às zonas de cisalhamento regionais de direção NE-SW (falhas de contração e extensionais) no Complexo Porongos, ao longo da Suíte Encruzilhada do Sul e em seu contato com a Suíte Cordilheira e Suíte Viamão (contatos tectônicos/zonas de cisalhamento); nas porções NE e SW das Suítes Pinheiro Machado e Dom Feliciano. Por se apresentarem, principalmente, associadas a estruturas regionais e contatos tectônicos entre unidades, essa associação indica a presença de paragênese sulfetada (arsenopirita e galena) em zonas de cisalhamento. Este mesmo fator apresenta correlações negativas significativas para Ti, K e Na, com *scores* negativos significativos ao longo da Suíte Encantadas; nas estruturas NE-SW a nordeste da Suíte Encruzilhada do Sul e na porção central da área de estudo (Suíte Pinheiro Machado; Batólito Pelotas).

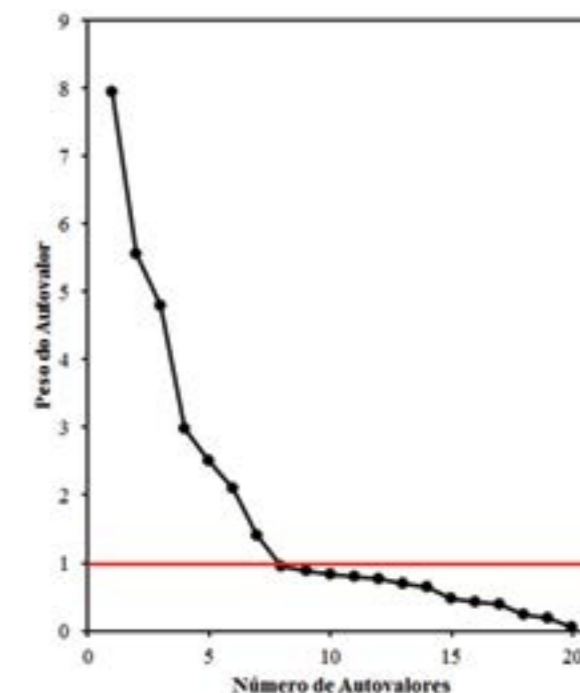


Figura 108 - Gráfico do tipo Scree para determinação da quantidade de fatores relevantes para a análise (critério de Kaiser, peso do autovalor > 1; representado pela linha vermelha no gráfico) para as amostras de sedimentos de corrente.

Tal associação de elementos sugere a mineralogia de rochas granitoides, como micas, k-feldspatos, titanita, rutilo, etc., bem como possível assinatura de alterações hidrotermais (seritização e potassificação).

O Fator 2, que explica 14,91% da variância do sistema (Figura 110), mostra correlações positivas significativas para As, Ni, Sb e Au, com scores positivos significativos ao longo da Suíte Encantadas; nas zonas de cisalhamento regionais de direção NE-SW do Complexo Porongos; ao longo do *w* estrutural das mineralizações de Sn e W, no Terreno Tijucas; e na porção sudoeste da área de estudo, nos contatos entre unidades do Terreno Tijucas (Complexo Porongos e Suíte Cordilheira) e Batólito Pelotas (Suítes Dom Feliciano e Viamão), além do cruzamento entre estruturas regionais NE-SW e NW-SE, ao sul da área de estudo (Suíte Pinheiro Machado). Esta associação sugere a presença de minerais sulfetados em zonas de cisalhamento (produto de hidrotermalismo), que podem conter Au em suas estruturas; a presença de Ni

nessa associação pode ser influência de rochas ultramáficas no Complexo Porongos e diques e xenólitos máficos nas unidades do Batólito Pelotas.

A associação geoquímica entre Y, Th, ETRL e U, que mostram correlações significantes negativas na Suíte Encruzilhada do Sul, principalmente nas zonas de cisalhamento NE-SW a nordeste desta unidade; na porção central da área de estudos (predominantemente na Suíte Pinheiro Machado), na porção nordeste da área de estudo, nas Suíte Viamão e Dom Feliciano; em amostras próximas à mineralização de Pb (Mina Galena, Suíte Viamão); e em amostras próximas ao cruzamento das estruturas regionais NE-SW e NW-SE na porção Sul da área de estudo (Suíte Pinheiro Machado). Tal associação indica a presença de minerais possivelmente associados a magmatismo de filiação cálcio-alcálica a alcalina, tais como monazita, xenotímio e apatita, além de sugerir influência de processos hidrotermais.

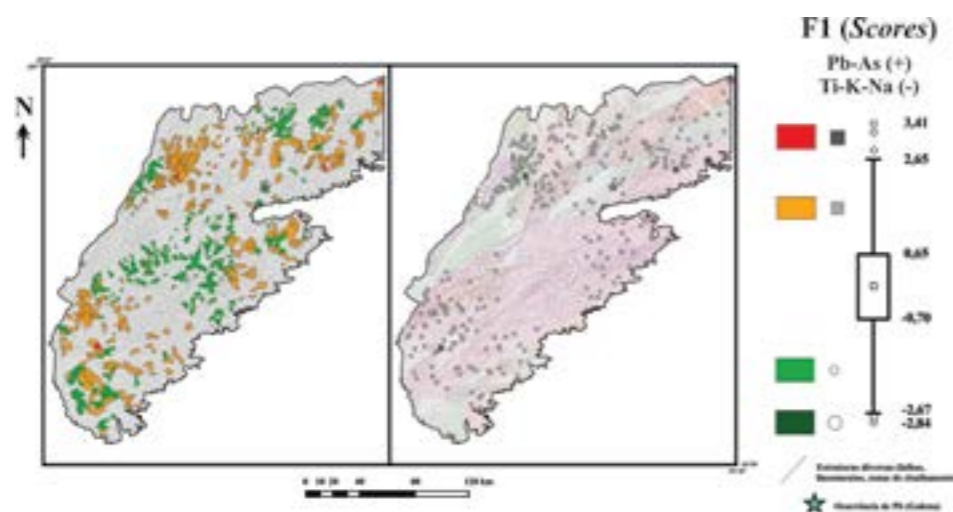


Figura 109 - Distribuição espacial do Fator 1 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

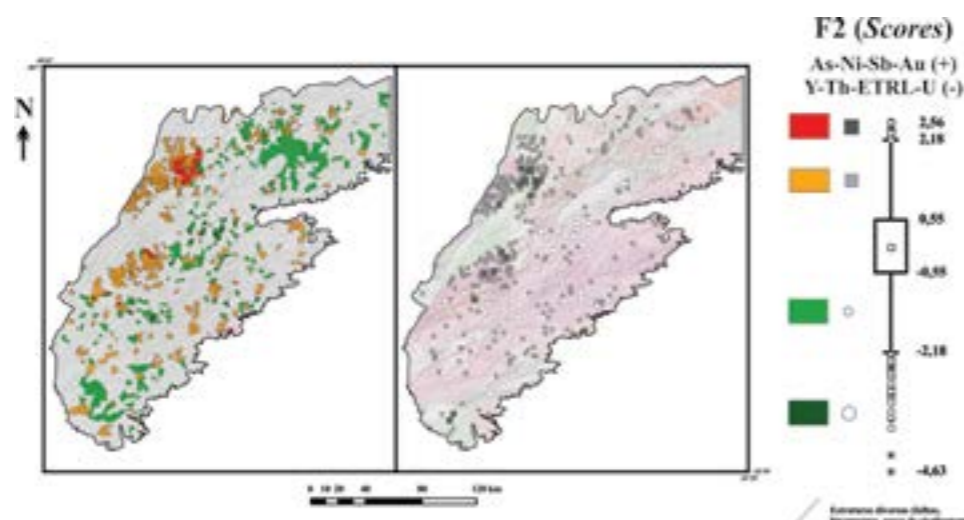


Figura 110 - Distribuição espacial do Fator 2 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

O Fator 3 (12,64% da variância do sistema, Figura 111) mostra correlações positivas com os elementos Tl, Rb, Cs, Li e Be, com scores positivos significantes para amostras no *trend* estrutural NE-SW das mineralizações de Sn (Suíte Cordilheira e Complexo Porongos); ao longo da Suíte Encruzilhada do Sul e em suas zonas de cisalhamento principais, a nordeste desta unidade; ao longo dos contatos tectônicos entre as Suítes Cordilheira, Encruzilhada do Sul e Viamão, na porção norte da área de estudo; na porção nordeste da área de estudo, se concentrando principalmente na Suíte Dom Feliciano; no cruzamento das estruturas regionais NE-SW e NW-SE na porção sul da área de estudo (Suíte Pinheiro Machado); e, também a sudoeste da área de estudo, seguindo as estruturas NE-SW na Suíte Pinheiro Machado e Terreno Jaguarão. A associação destes elementos incompatíveis sugere influência de processos hidrotermais, principalmente na presença de pegmatitos próximos às amostras com altos scores para este fator. Estes elementos possuem grande afinidade com os depósitos de Sn, onde a cassiterita se encontra em veios pegmatóides e *greisens*.

Fe, V e Cr é a associação geoquímica mostrada pelo Fator 4 (8,16% da variância do sistema, Figura 112), o qual possui scores positivos significantes principalmente em amostras das unidades do Batólito Pelotas, como na porção nordeste da área de estudo, entre as Suítes Dom Feliciano e Viamão; na porção central e no cruzamento das estruturas regionais NE-SW e NW-SE na porção sul, ambas na Suíte Pinheiro Machado; na porção sudoeste da área de estudo, entre a Suíte Pinheiro Machado e o Terreno Jaguarão; no Terreno Tijucas esta associação também mostra scores significantes para a Suíte Cordilheira, principalmente no *trend* da mineralização de Sn e W, no Complexo Porongos e Suíte Encruzilhada do Sul. Este fator sugere a presença de magnetita, que pode ter proveniência magmática (como mineral acessório) ou de alterações hidrotermais. Como a maioria dos scores significantes se encontram em áreas sob grande influência de zonas de cisalhamento, é provável que a principal proveniência das magnetitas da área de estudo seja hidrotermal.

O Fator 5 (7,10% da variância do sistema, Figura 113) mostra os elementos P, Mg, Ni, Cr e Ca com correlações positivas significantes, apresentando scores positivos significantes para amostras nas unidades do Terreno Tijucas, a saber, Suítes Encantadas e Encruzilhada do Sul e Complexo Porongos, e no Batólito Pelotas, concentrando amostras com scores significantes na porção sudoeste da área de estudo,

entre as Suítes Pinheiro Machado e Dom Feliciano. Estes elementos sugerem uma associação representativa de rochas máficas/ultramáficas de filiação alcalina/cálcio-alcálica. No caso das unidades do Terreno Tijucas, a Suíte Encantadas possui lentes de anfibólitos, interpretados como diques máficos; o Complexo Porongos possui em sua estratigrafia rochas ultramáficas; na Suíte Encruzilhada do Sul, corpo anortosítico Capivarita, a nordeste desta unidade, corrobora essa associação geoquímica. Nas unidades do Batólito Pelotas, a Suíte Dom Feliciano, representados por granitos alcalinos com presença de xenólitos máficos; e a Suíte Pinheiro Machado, apresentando granitos cálcio-alcálicos de alto-K com enclaves e xenólitos de rochas máficas.

O Fator 6 (5,92% da variância do sistema, Figura 114) apresenta correlação positiva significativa para Mn, Ba, Sr, Co, Ca e Sc, associação geoquímica que sugere representação de processos hidrotermais sobre rochas de filiação cálcio-alcálica/alcálica. Observa-se que scores positivos significantes desta associação principalmente para unidades do Batólito Pelotas, a saber, Suítes Cerro Grande, Dom Feliciano e Pinheiro Machado, nas porções nordeste, leste e sudoeste da área de estudo. A Suíte Encruzilhada do Sul (Terreno Tijucas) também apresenta scores significantes para este fator. Contudo, tal associação geoquímica parece estar relacionada ao anortosito Capivarita, a nordeste desta unidade.

O Fator 7 (4,13% da variância do sistema, Figura 115) apresenta uma associação de elementos composta por Zn, Ga, Cd e Al, que possui scores positivos significantes para a Suíte Encantadas e Complexo Porongos, no Terreno Tijucas, e no Batólito Pelotas, nas Suítes Dom Feliciano e Viamão na porção nordeste e Suítes Pinheiro Machado e Dom Feliciano a sudoeste. Esta associação pode ter duas principais interpretações, sendo a primeira representativa de processos hidrotermais envolvendo minerais sulfetados (esfalerita); a segunda representaria processos geoquímicos de superfície, tal qual processo de laterização. A hipótese de processos supergênicos para esta associação é a melhor sustentada, pois para a maioria das amostras com scores significantes estão em áreas com declividade < 30%, o que favorece a formação de solos lateríticos, devido a maior infiltração de águas pluviais, conseqüentemente, maior lixiviação de bases. Ainda é possível relacionar esta associação geoquímica a processos de adsorção ou co-precipitação de metais nas fases de argilominerais e óxidos/hidróxidos de Al (YARIV. CROSS, 1979).

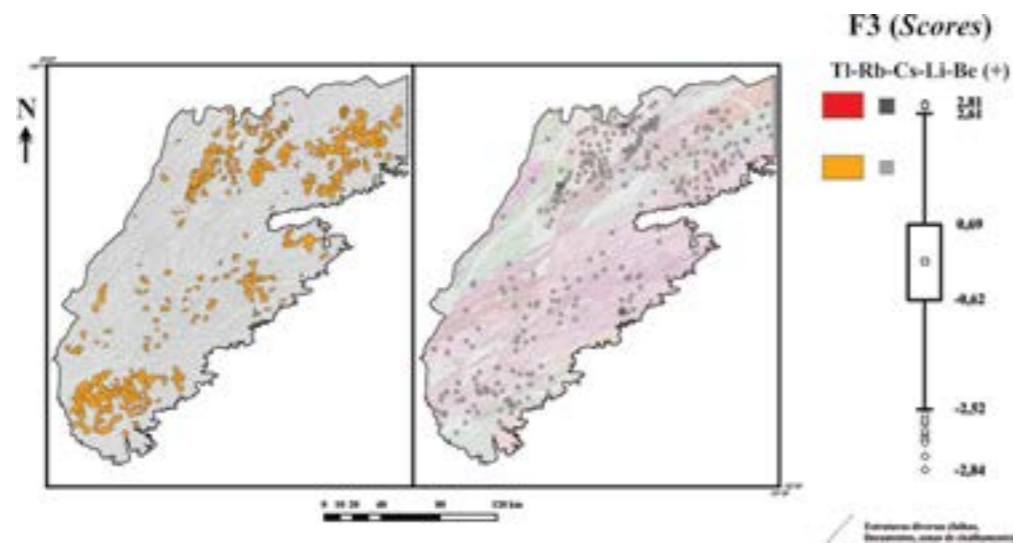


Figura 111 - Distribuição espacial do Fator 3 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

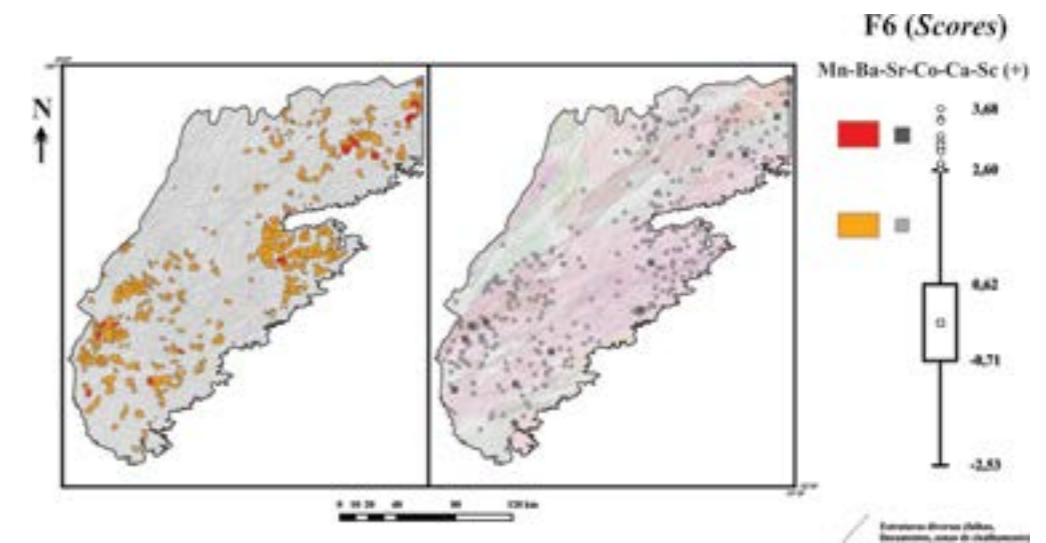


Figura 114 - Distribuição espacial do Fator 6 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

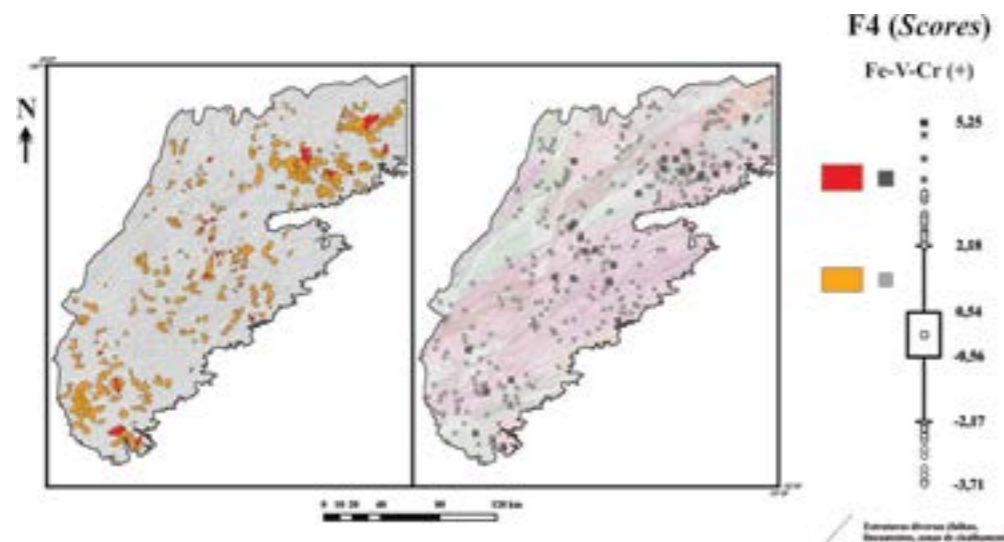


Figura 112 - Distribuição espacial do Fator 4 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

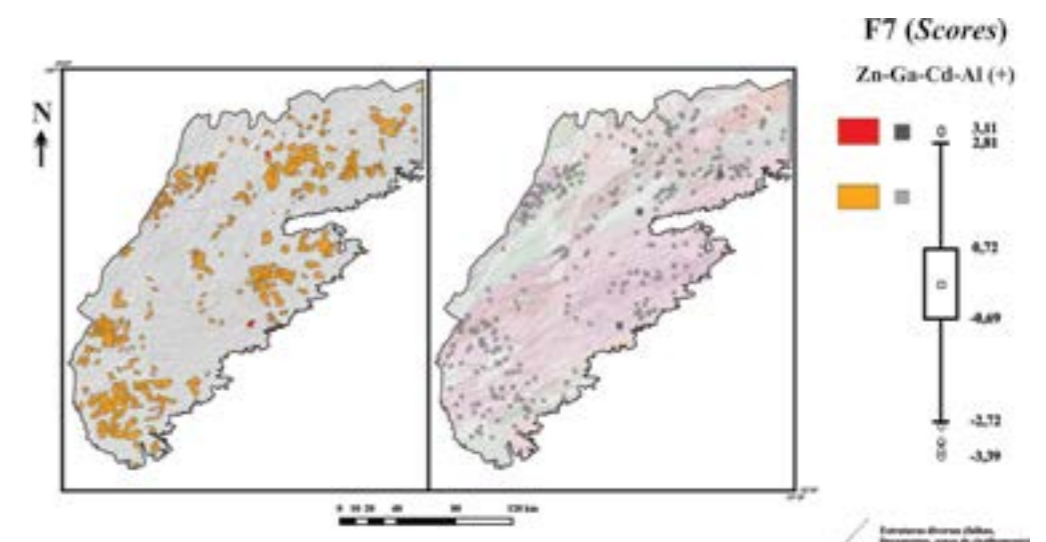


Figura 115 - Distribuição espacial do Fator 7 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

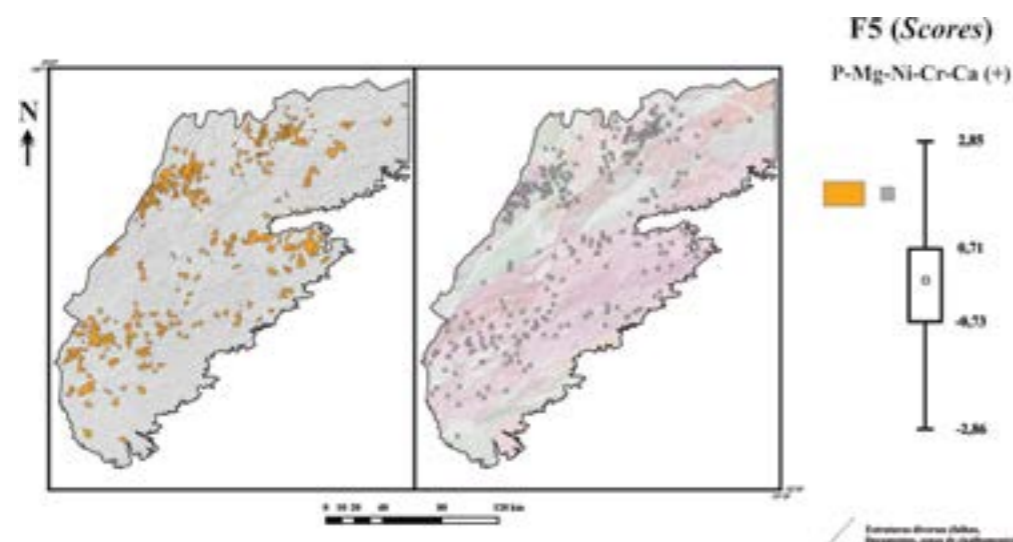


Figura 113 - Distribuição espacial do Fator 5 para sedimentos de corrente (mapa de bacias e pontos) ao longo da área de estudo.

6.5. GEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE: CONCENTRADOS DE MINERAIS PESADOS

A área de estudo é conhecida por ter pequenos depósitos e ocorrências de cassiterita e wolframita no Terreno Tijucas e Bloco Encruzilhada (LEINZ & PINAGEL, 1945; TESSARI & PICADA, 1966), respectivamente; e de chumbo na região de Amaral Ferrador no Batólito Pelotas (TUBINO, 2003). Além de ter ocorrências de cobre no Terreno Tijucas e de ouro, em diferentes pontos no Batólito Pelotas (GRAZIA, 1997).

Os dados de concentrados de bateia mostram correlação com os depósitos presentes na área de estudo. Alguns minerais pesados apresentaram distribuição ou concentrações que puderam ser correlacionados com as suas rochas fontes e indicam áreas que poderão tornar alvos de estudos mais

detalhados. A seguir serão descritas apenas os principais destaques mineralométricos que apresentaram concentrações interessantes e poderão vir a ser melhor estudadas no futuro.

Os principais destaques mineralógicos relacionados às rochas graníticas são concentrações anômalas de cassiterita, monazita e columbita-tantalita (Figura 116). A figura apresenta os dados de concentrado de bateia e de litoquímica de rochas dos elementos relacionados a estes minerais. Os dados de litoquímica foram obtidos pelo método ICM40B da SGGEOSOL, onde a amostra é digerida por multi-ácidos, cuja digestão pode não ser total. Os minerais citados são mais refratários que os silicatos ao processo de digestão, os valores apresentados poderiam ser maiores, caso fosse analisado por método de fusão. No entanto, servem para correlacionar com as áreas com presença desses minerais, sendo

representados apenas amostras que apresentaram valores acima de 22,1 ppm para Sn, 101 ppm para Ce e 30 ppm para Nb.

As concentrações mais significativas de cassiterita são observadas na parte norte do Batólito Pelotas, região de Morrinhos [Área 1 Figura 116], onde a cassiterita já foi explorada na forma de garimpo. Essa mineralização está associada com maciços graníticos, que representam magmatismo pós-colisional cálcico-alcalino fortemente diferenciado, também

denominados de Granito tipo Morrinhos. Essas rochas graníticas tem o predomínio de biotita sienogranitos. Os dados de litoquímica indicam que os granitos da Suíte Dom Feliciano caem no campo dos granitos tipo A, e pelos dados químicos estudados permitem assumir que são granitos tipo I muito fracionados. A mineralização de cassiterita indica ser controlado por falhas e fraturas que limitam ou interceptam a intrusão e tem associação com monazita e topázio (RAMGRAB, et al., 1997).

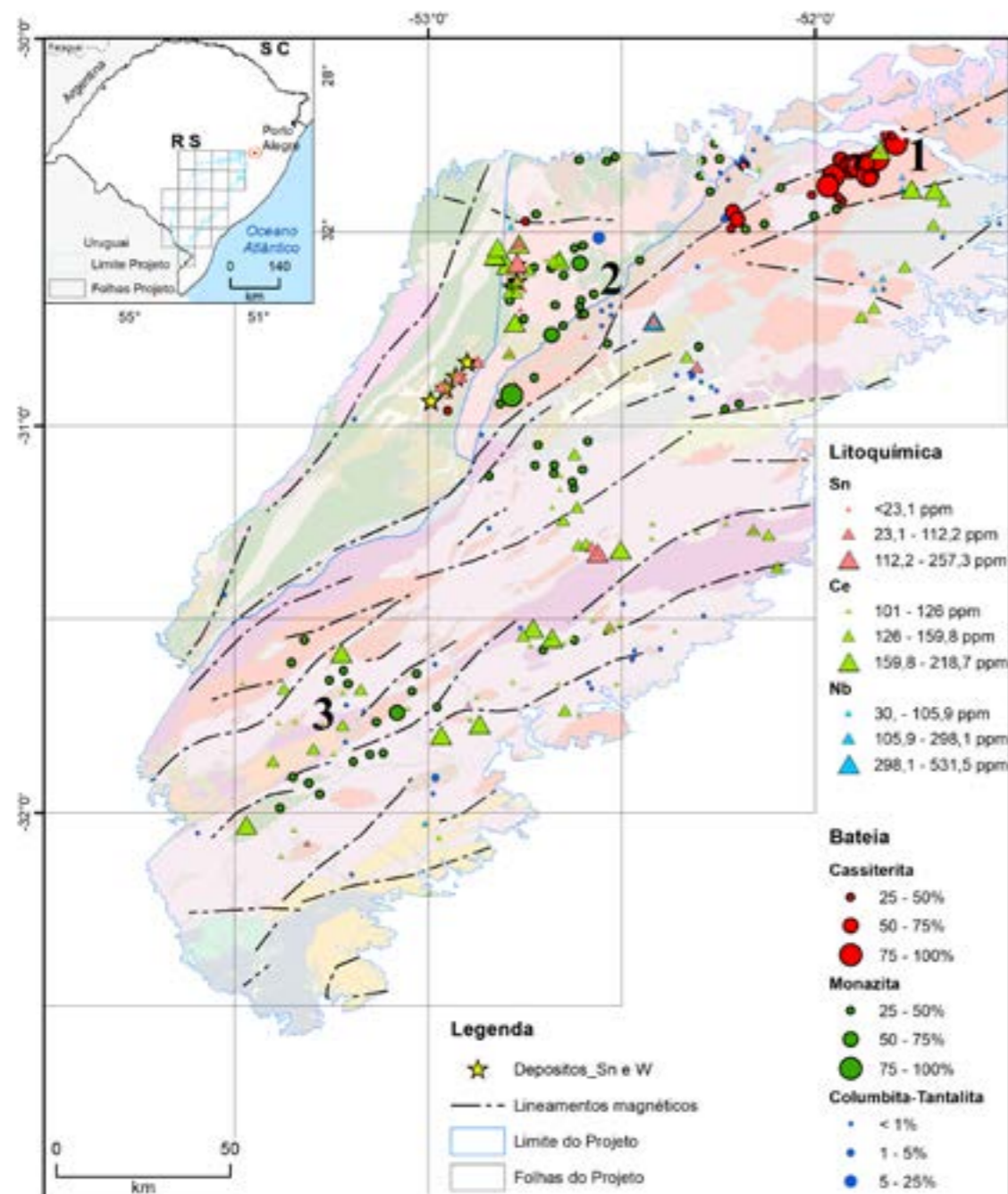


Figura 116 - Mapa de distribuição de minerais pesados de concentrados de bateia e litoquímica de rochas com elementos relacionados às associações graníticas na área de estudo. Números referem às áreas que serão discutidas no texto.

No Bloco Encruzilhada e no Terreno Tijucas ocorrem bacias pontuais anômalas com teores de 50 – 75% de cassiterita, não caracterizando uma área importante com concentração de bacias anômalas. No entanto, as análises de litoquímica apresentam valores interessantes para Sn, principalmente próximos às minas existentes. Concentrados de cassiterita menores que 25% são encontradas várias estações amostradas associadas com a Suíte Encruzilhada, tanto a oeste em contato com o Terreno Tijucas quanto a leste no contato com a Suíte Cordilheira. A ocorrência de cassiterita nessa região está associada com granitos sintranscorrentes representados por termos porfíricos e granitoides a duas micas, esse último pode ser produto de processo de greisenização. A mineralização ocorre em pegmatitos, com presença de muscovita e turmalina, que também podem ter berilo e columbita associados.

A Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu pode ter sido responsável pela geração de ampla faixa de alteração hidrotermal (greisenização, turmalinização), favorecendo a presença dessa mineralização do tipo Sn-W-Mo (RAMGRAB, et al., 1997). Nessa zona de cisalhamento, (RAMGRAB, et al., 1997) delimitaram zonas anômalas de turmalina, berilo, columbita-tantalita, scheelita, ouro, barita e monazita associada à cassiterita.

A Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu pode ter sido responsável pela geração de ampla faixa de alteração hidrotermal (greisenização, turmalinização), favorecendo a presença dessa mineralização do tipo Sn-W-Mo (RAMGRAB, et al., 1997). Nessa zona de cisalhamento, (RAMGRAB, et al., 1997) delimitaram zonas anômalas de turmalina, berilo, columbita-tantalita, scheelita, ouro, barita e monazita associada à cassiterita.

A presença e composição da monazita é controlada pelo grau de diferenciação das rochas magmáticas. A monazita é mineral acessório comum em granitos tipo S e alguns granitos tipo A, formados em ambientes sin-, tardi a pós-tectônicos (NÉDÉLEC & BOUCHEZ, 2015). Em rochas formadas em zonas de profundidades intermediárias, que podem ser rochas tipo: quartzo monzonito, granitos duas micas, muscovita granito, granitos com cassiterita e pegmatitos (OVERSTREET, 1967). Segundo esse autor, a quantidade de tório presente na monazita varia com a profundidade, sendo menores em profundidades menores.

Os resultados de concentrado de bateia da monazita apresenta uma distribuição mais ampla de bacias anômalas quando comparada com a cassiterita (Figura 116). Essas concentrações são concordantes com os dados de litoquímica que mostram rochas com teores altos de Ce, e devem ser a fonte dessas monazitas. As bacias anômalas de monazita parecem

acompanhar as zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, correlacionando com a presença de granitos tipo S como ocorrem nas proximidades da Zona de cisalhamento Dorsal do Canguçu [Área 2 Figura 116] e porção sul do Batólito Pelotas [Área 3 Figura 116]. Na Suíte Encruzilhada, nas proximidades aos depósitos de tungstênio também são encontrados altos valores de Ce nas rochas e várias bacias anômalas de monazita com concentrações entre 25% e 50%. No entanto, a maior concentração (75% a 100%) está relacionada com granitos a duas micas ou a processos de potassificação (JP-140) e associado a presença da turmalina e topázio da Suíte Cordilheira. A área também possui ocorrências importantes de fluorita, cassiterita, scheelita, xenotima (ALBUQUERQUE, 1989).

As concentrações intermediárias, entre 25 a 50%, podem ser encontradas nas diferentes bacias que cortam os granitos das suítes Encruzilhada, Dom Feliciano e Pinheiro Machado. Provavelmente estão relacionadas com as unidades graníticas peraluminosas que ocorrem nestas suítes graníticas citadas e podem ser correlacionadas com os dados de sedimento de corrente. Na suíte Dom Feliciano podem acompanhar os leucogranitos fortemente diferenciados que possuem associação com cassiterita, visto que apresentam correlacionados. A Suíte Encruzilhada é composta por granitos tipo I fracionados a altamente fracionados com características álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas, peraluminosos. As rochas graníticas relacionadas à Suíte Pinheiro Machado são associadas ao magmatismo pós-colisional com dados geoquímicos apresentando composições desde cálcio-alcalinas a cálcio-alcalinas alto K até shoshonítico que pode ou não evoluir para magmatismo alcalino tipo intra-placa. Essa diversidade de rochas pode indicar fontes heterogêneas na sua formação que podem ser produtos da fusão parcial de crosta pura com magmas máficos manto derivados.

Na Figura 117 está representado a distribuição de cromita, ilmenita e magnetita dos concentrados de bateia e os dados de Cr, Ni e V obtidos, com representação dos valores acima de 45 ppm, 30 ppm e 40 ppm das análises de litoquímica, respectivamente.

A cromita em concentrado de bateia ocorre sempre menores que 1% e apresenta de forma frequente em algumas bacias nas porções nordeste e sudoeste da área de estudo. A presença desse mineral nessas bacias, provavelmente está relacionada com os corpos e diques de rochas básicas. (RAMOS, 2011) descreve a presença de cromita em rochas metamáficas e ultramáficas na região de Arroio Grande. Os dados de litoquímica, altos valores de Cr e Ni, coincidem com os corpos máficos que ocorrem, principalmente, na porção centro-sul. O vanádio, por sua vez apresenta uma distribuição mais ampla que pode

ser correlacionada com as rochas e diques máficos que ocorrem na área de estudo.

A ilmenita é encontrada em diferentes proporções nas diferentes bacias amostradas, sendo bem representativa na região centro norte onde estão associados com a unidade do anortosito Capivarita. A distribuição deste mineral é mais ampla, ou seja, ocorre em todo o Batólito, no entanto parece estar associado às unidades das Suítes Cordilheira, Viamão e Pinheiro Machado. Enquanto que a magnetita, de ocorrência mais restrita, indica uma maior correlação com as unidades da Suíte Cerro Grande e Dom

Feliciano; e talvez as bacias anômalas cortem alguns lineamentos magnéticos de direção NW, que são tardios e considerados como lineamentos de segunda ordem, não apresentado nos mapas.

O ouro está presente em vários pontos na região estudada, conforme pode ser observado na Figura 118. Essa figura demonstra a distribuição do ouro e dos sulfetos galena e calcopirita encontrados nos concentrados de bateia, bem como a distribuição dos dados de litoquímica para os elementos Pb, Cu e Zn, com valores maiores que 30 ppm, 40 ppm e 80 ppm, respectivamente.

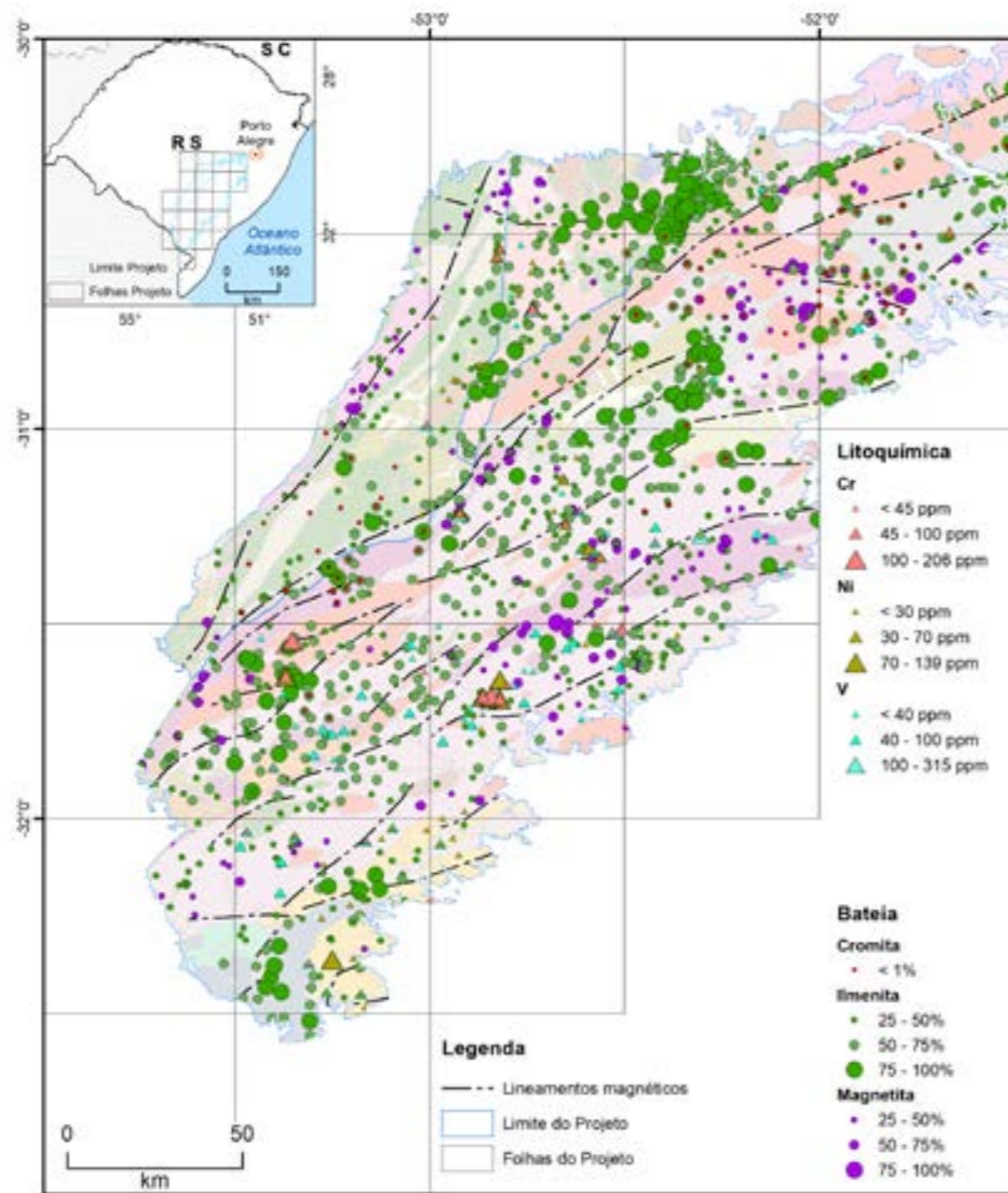


Figura 117 - Mapa de distribuição de minerais pesados de concentrados de bateia e litoquímica de rochas com elementos relacionados às associações máficas na área de estudo. Números referem às áreas que serão discutidas no texto.

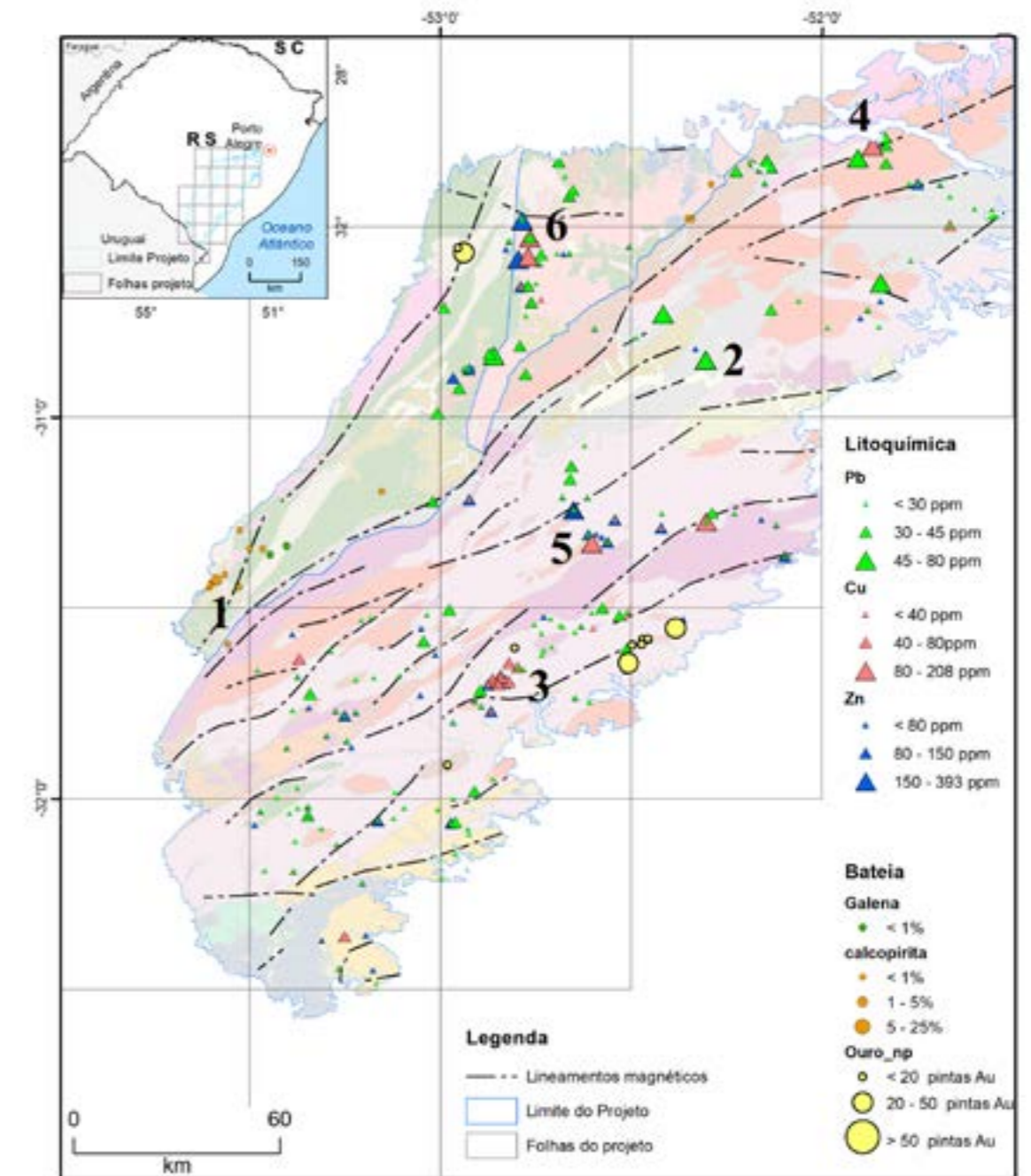


Figura 118 - Mapa de distribuição de minerais pesados de concentrados de bateia e litoquímica de rochas com elementos relacionados às associações de metais base e de pintas de ouro na área de estudo. Números referem às áreas que serão discutidas no texto.

A área próxima à localidade de Morro Redondo e Vista alegre são mais interessantes, do ponto de vista de pintas de ouro encontradas no Batólito, conforme já observado no Projeto Pedro Osório (RAMGRAB & WILDNER, 2000). Essa mineralização ocorre associado com granitos porfíricos a equigranulares sin-a pós-transcorrentes, com enclaves dioríticos a tonalíticos (GRAZIA, 1997). Essa associação com as zonas de cisalhamento, poderiam caracterizar como mineralização do tipo ouro orogênico

A calcopirita nos concentrados de bateia ocorre de forma localizada, principalmente na porção

sul do Terreno Tijucas [Área 1 Figura VI.24]. A concentração de bacias com a presença desse mineral nessa região pode ser relacionada com as unidades vulcânicas da Bacia do Camaquã. Essa mineralização pode ser similar à da Minas do Camaquã, no entanto para essa afirmação torna necessária mais estudos. Isto porque, nessa região, há bacias próximas com a presença de galena, que ocorre apenas nessa área. A calcopirita ocorre como pequenas concentrações isoladas, na região centro norte e pode estar relacionada com os diferentes eventos de reativações da Zona de cisalhamento Dorsal do Canguçu.

Dentre os altos valores obtidos em litoquímica para Pb, Cu e Zn; o primeiro apresenta amostras com maiores valores distribuídas na porção norte do batólito e no sul do Bloco Encruzilhada. Vale a pena ressaltar que na região de Amaral Ferrador, houve uma mina de pequeno porte de Pb [Área 2 Figura 118]. A presença de rochas que apresentem teores altos de Pb na área pode ser interessante uma melhor investigação, pois podem ter as mesmas características da mineralização de Pb de Amaral Ferrador. Na porção sul, ocorre rochas com teores intermediários de Pb.

Os dados de Cu no Batólito Pelotas, por sua vez, apresenta correlação com: (i) corpos máficos, como o Passo da Fabiana, que ocorrem na porção sul [Área 3 Figura 118]; (ii) uma amostra com valor alto na região de Morrinhos [Área 4 Figura 118]; e (iii) na região

central ocorre presença de rochas alcalinas e do kimberlito Alfeu I (PROVENZANO, 2016), onde ocorre associado com valores altos de Zn [Área 5 Figura 118]. E no Bloco Encruzilhada [Área 6 Figura 118], o cobre apresenta valores altos, juntamente com o zinco, nas proximidades dos depósitos de tungstênio.

Os resultados obtidos pela geoquímica prospectiva mostram algumas regiões com associações de elementos anômalas e clusters de destaques mineralógicos interessantes. No entanto, a definição da potencialidade econômica destas regiões precisa de estudos mais detalhados. Isto porque diante do conhecimento geológico atual da área de estudo, que é regional, não permitem considerar qualquer viabilidade econômica para estas regiões.

7. RECURSOS MINERAIS

O projeto teve como enfoque principal a caracterização das mineralizações que ocorrem no Batólito Pelotas e na porção leste do Terreno Tijucas. Os bens/recursos minerais atualmente explorados comercialmente, na área de estudo, são argila, calcário (mármore calcítico e dolomítico), carvão, caulim, pedra de corte, rocha ornamental brita e areia. No entanto, a área já teve depósitos de pequeno porte de elementos metálicos, explorados em: uma mina de chumbo, até a década de 2000; diversas minas e/ou garimpos de estanho, até a década de 1980; e, tungstênio, até a década de 1940. Assim, os principais jazimentos conhecidos na área de estudo são de chumbo, cobre, estanho, tungstênio; além de ocorrências de cobre e ouro. Como material de ocorrência restrita ou de menor expressão econômica tem-se molibdênio, fluorita, berilo, feldspato-quartzo, areia, argila, rocha ornamental e turfa.

Este relatório é composto por uma breve descrição dessas concentrações minerais e por informações metalogenéticas de alvos detalhados, assim como indícios geofísicos, mineralógicos e petrológicos obtidos na bibliografia ou das atividades desenvolvidas no projeto Batólito Pelotas com foco em minerais metálicos e minerais não metálicos.

7.1. PROJETOS METALOGENÉTICOS ANTERIORES

Os projetos metalogenéticos realizados pela CPRM nas décadas de 1980 e 1990 (SILVA; RAMGRAB, 1986; CAMOZZATO, 1987; RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997; RAMGRAB; WILDNER, 2000), bem como trabalhos de prospecção aluvionar realizados no estado (SZUBERT et al., 1976), além de outros trabalhos específicos, indicam a presença de ocorrências e indícios de alguns recursos minerais que ocorrem na área de estudo.

Ramgrab e Wildner (2000), trabalhando na Folha Pedro Osório SH.22-Y-C 1:250.000, mostram que a Suíte Cordilheira, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, apresenta zonas anômalas para cassiterita, localmente associadas com indícios de ouro em bateia. Zonas anômalas para cassiterita também podem estar associadas com columbita-tantalita, scheelita, monazita e zircão. Para estes autores, a ocorrência dessa paragenese mineral está relacionada com processos hidrotermais de turmalinização e greisenização, registrados ao longo

da zona de cisalhamento. Também foram encontradas zonas anômalas, em concentrado de bateia, para ouro. Estas ocorrem associadas com sulfetos (calcopirita, pirita e galena) e barita, onde a fonte estaria em mineralização aurífera do tipo filão de quartzo ± sulfetos, encaixados em rochas graníticas da Suíte Pinheiro Machado, afetadas por falhamentos NE-SW que desenvolveram amplas faixas cataclásticas e injeções e apófises de rochas graníticas mais jovens. Um indicativo deste tipo de depósito seria a presença de grande quantidade de epidoto, nos concentrados, que pode ser associado ao processo de alteração hidrotermal.

Na Folha Porto Alegre, SH.22-Y-B 1:250.000, Ramgrab, Wildner e Camozzato (1997) também encontraram a cassiterita como o principal mineral prospectivo. A cassiterita, nessa folha, ocorre em aluviões do Arroio dos Cachorros que cortam as rochas sienograníticas tipo Morrinhos da Suíte Dom Feliciano. Estas ocorrências apresentam uma pequena variação na mineralogia dos concentrados de bateia, quando comparada com o da Folha Pedro Osório. A cassiterita ocorre com berilo, columbita-tantalita, scheelita, ouro, barita e monazita, com presença de molibdenita subordinada, formando zonas anômalas. A mineralização primária ocorre em pegmatitos com zonas greisenizadas e turmalinizadas, que para os autores devem estar em filões controlados por falhas e fraturas que cortam as intrusões sienograníticas.

7.2. BENS MINERAIS METÁLICOS

A área de estudo possui algumas ocorrências de bens metálicos conhecidos (Figura 119), dos quais alguns foram minas, que atualmente estão desativadas. Os principais bens metálicos que foram explorados segundo o tamanho do depósito foram: (i) estanho; (ii) tungstênio; (iii) chumbo; (iv) cobre; e (v) ouro, esse último na forma de garimpo. A seguir serão apresentadas as descrições desses bens minerais por ordem alfabética.

7.2.1. Chumbo

A mineralização de chumbo na área de estudo tem (i) Depósito, a Mina Galena que foi explorada no final da década de 1990 pela empresa Galena Mineração Ltda. em Amaral Ferrador (TUBINO, 2003), que ocorre associado às rochas das suítes

Viamão e Dom Feliciano, no Batólito Pelotas (região 1 na Figura 119); (ii) Ocorrência conhecida como Martelo Perdido associado ao Complexo Porongos, na região da Serra dos Pedrosas no Terreno Tijucas (região 2 na Figura 119); (iii) Ocorrências de chumbo

são reportadas na Serra do Veleda e Passo da Cuia (região 3 da Figura 119) (RAMGRAB; WILDNER, 2000); e (iv) Diversos indícios nas proximidades da ex-mina de Sanga Negra (região 4 na Figura 119) (SZUBERT et al., 1976).

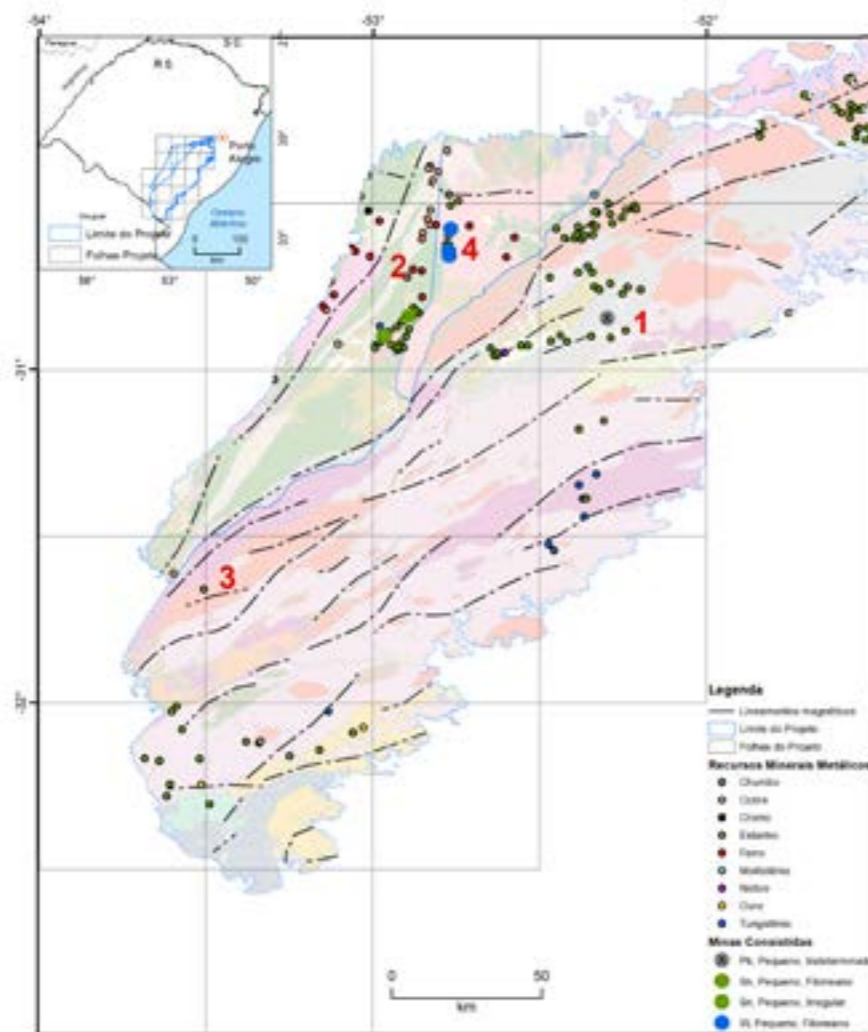


Figura 119 - Mapa de localização da mina e ocorrência dos bens minerais metálicos na área de estudo. Os números de 1 a 4 representam as ocorrências discutidas no texto: (1) Mina Galena; (2 E 3) Ocorrências de cobre; e (4) Minas de tungstênio.

7.2.1.1. Mina Galena em Amaral Ferrador

O depósito de chumbo de Amaral Ferrador (Mina Galena) é um depósito sulfetado de galena do tipo filoniano, encaixado em granitos condicionados por estrutura rúptil com evidências de alteração hidrotermal (BERGMANN, 1997). Diante das paragêneses, texturas e estruturas a autora sugere que a deposição do minério ocorreu em espaços abertos do tipo *stockwork*, a partir de soluções epitermais. O depósito foi definido como sendo do tipo epitermal de baixa sulfetação (tipo adularia – sericita) (TUBINO, 2003).

O depósito está inserido nas rochas graníticas das suítes Viamão e Dom Feliciano, cortadas por uma zona de cisalhamento sinistral de direção NE (Figura 120). A atuação da tectônica rúptil pode ter influenciado a geração de um corpo subvulcânico ácido e a reativação de zonas de cisalhamento existentes, gerando falhas e fraturas secundárias, agrupadas nas direções NE-SW, N-S, E-W e NW-SE, que influenciaram a intrusão de um corpo subvulcânico ácido (RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997).

A mina Galena está localizada a 5 Km ao noroeste da cidade de Amaral Ferrador.

O acesso à mina é feito por estrada de chão que liga os municípios de Encruzilhada do Sul a Amaral Ferrador. Trata-se de uma cava a céu aberto de aproximadamente 200 X 50 metros e direção N40E, onde foi lavrado mineral minério de chumbo, galena, como único constituinte pela Galena Mineração Ltda (Figura 121). Não há dados oficiais sobre a produção e segundo informações verbais o minério ocorria na forma de “bucha”, de onde foi retirado 15 toneladas de galena como único constituinte. A mina encontra-se atualmente paralisada com a cava alagada. Amostras com evidência de mineralização e alteração hidrotermal foram coletadas nas pilhas de rejeito de minério adjacentes à cava.

Os principais controles da mineralização estão associados às estruturas de falhas e aos halos de alteração hidrotermal formadas devido a intensa circulação de fluidos trazidas, possivelmente, pelas

intrusões tardias e de nível crustal raso, que ocorrem na área (BERGMANN, 1997; TUBINO, 2003). A zona de cisalhamento principal que corta a área marcaria o local de formação de um corredor de alteração (GARCIA, 2013). Na gravimetria da região, este corredor está representado como uma zona de baixa densidade, indicando ter sido área com intenso processo de remoção de massa (COSTA, 1998). As zonas de alteração hidrotermal mostram-se controladas pelas estruturas, onde as diferentes direções de falhas e fraturas estão preenchidas por diferentes tipos de alteração. A direção de fraturas e falhas de maior frequência é N15°-30°E (TUBINO, 2003), que condiciona zonas miloníticas subverticais de cisalhamento (ROST, 2006) (Figuras 120 e 121). Essa direção coincide com a cava principal da mina e está próximo à zona de sobreposição de terminações de falhas transcorrentes N20°-30°E (ROST, 2006).

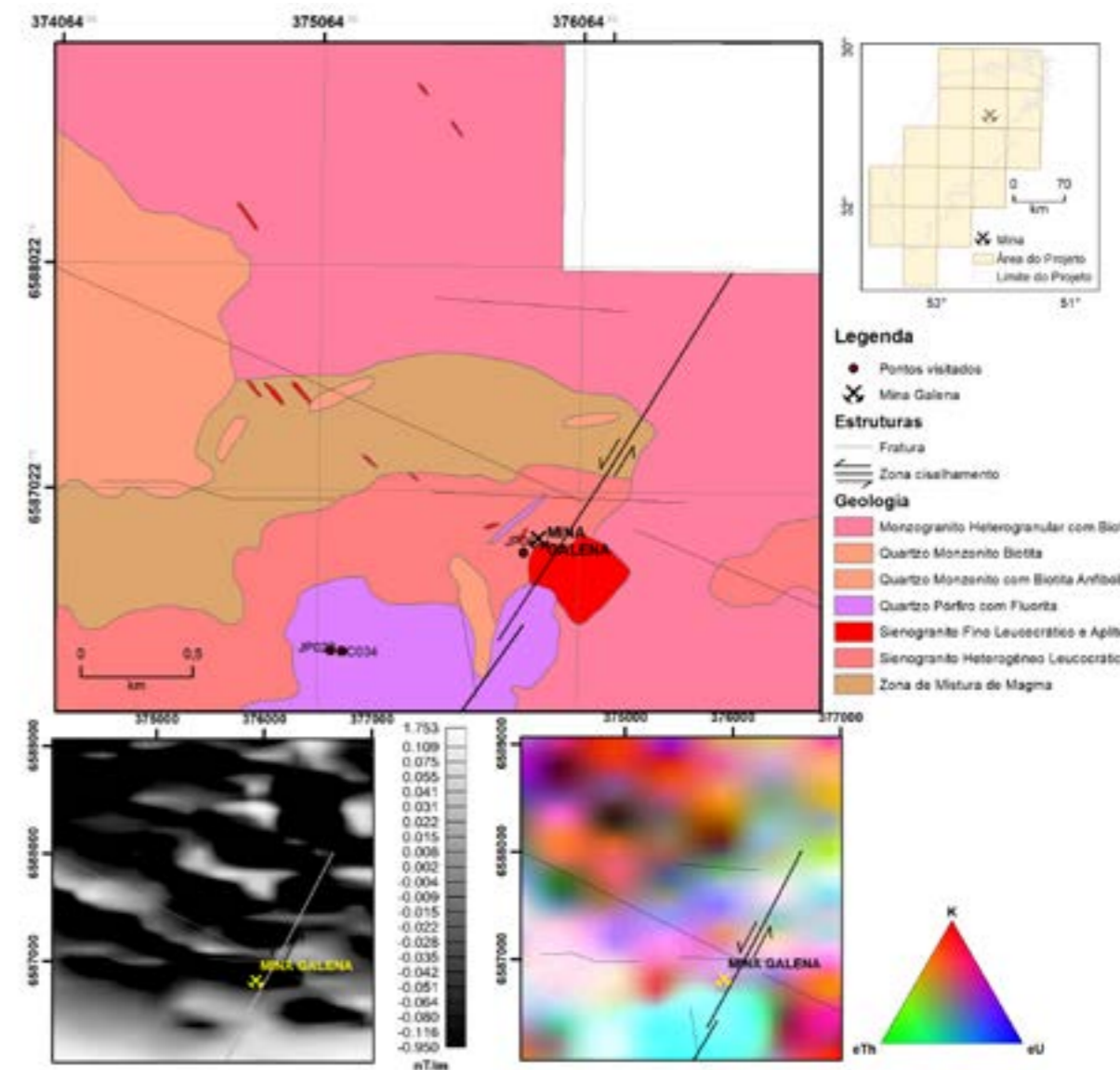


Figura 120 - Mapa geológico simplificado da Mina Galena (TUBINO, 2003), com recortes dos levantamentos aerogeofísicos, com mapas da 1ª DV (abaixo a esquerda) e RGB (abaixo a direita).



Figura 121 - (A) Cava da Mina Galena. (B) Vista da mina a partir do corpo da rocha subvulcânica ácida.

Além do controle estrutural, a presença de rochas epizonais, como o quartzo-pórfiro e o quartzo-monzonito, atuam como possíveis agentes mineralizadores (TUBINO, 2003), introduzindo fluidos e energia térmica ao sistema hidrotermal (ROST, 2006). Estruturas rúpteis foram criadas devido ao caráter tardio destas rochas epizonais, em relação às encaixantes do minério, que serviram de canais para fluidos, gerando os processos de mineralização e alteração hidrotermal encontradas na área (BERGMANN, 1997). Próximo à esses corpos epizonais são observadas maior intensidade na alteração hidrotermal e presença de minerais sulfetados (TUBINO, 2003). Essas rochas subvulcânicas ácidas ocorrem como altos estruturais, destacando-se no relevo (Figura 121B). Esses corpos são bem marcados pela gamaespectrometria, mostrando altos anomalias no mapa ternário RGB, área azulada na porção inferior da figura (mapa inferior à direita da Figura 120).

As informações em profundidade obtidas por testemunhos de sondagens em áreas próximas à mina indicam que a encaixante é um biotita monzogranito variando para sienogranito que ocorre de forma subordinada, como pequenas injeções; a textura é fina a média equigranular a localmente porfírica (TUBINO, 2003). O biotita monzogranito pode ser encontrado cortado por veios e/ou apófises de quartzo monzonito. Próximo à mina são encontrados corpos de pequena extensão de riolitos peralcalinos, dacito, ou quartzo pórfiros de composição dacítica,

de coloração ocre com matriz afanítica e fenocristais centimétricos, arredondados, de quartzo (Figura 122). Disseminado na matriz, ocorrem cristais hidromórficos de hematita, os quais provocam um tingimento avermelhado na matriz afanítica.

Essa rocha subvulcânica apresenta textura porfírica com fenocristais de quartzo com grão médio (5 a 2 mm), subédricos, com inclusões orientadas de albita (?) segundo as faces de crescimento do cristal (inclusões de Frasl, um tipo de crescimento epitaxial) (Figura 123B), de forma semelhante também ocorrem fenocristais de microclínio, de grão médio a fino (2,5 a 0,8 mm), com as mesmas inclusões orientadas.

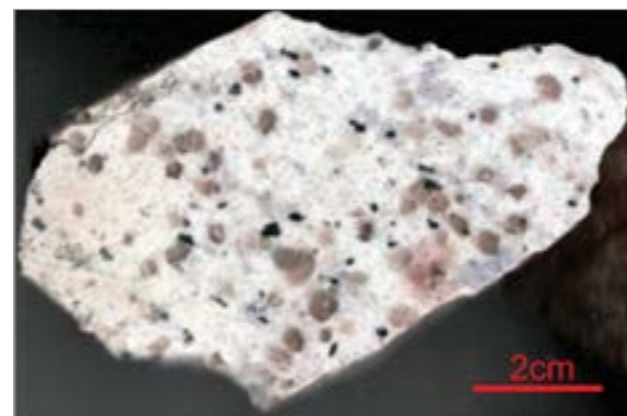


Figura 122 - Foto da amostra RC034, riolito peralcalino porfírico, mostrando pórfiros de quartzo arredondados em matriz de textura inequigranular.

Estes fenocristais estão envolvidos por uma matriz fina, inferior a 0,5 mm, alotriomórfica, com composição quartzo-feldspática. Os máficos estão cloritizados (fucsita?) e nas clivagens dilatadas ocorrem epidoto e fluorita (Figura 123C). O zircão ocorre em formas equidimensionais e desenvolvem halos pleocróicos na encaixante (sugerindo um decaimento radiotivo) (Figura 123D). A muscovita (muscovitização?) ocorre nos bordos ou acompanhando clorita/fucsita (produto de alteração da biotita). Minerais opacos completam a paragênese.

As características dessa rocha ácida indicam ser de uma intrusão rasa (epizona), cujas texturas mostram que houve uma variação na composição do líquido, rico em sílica, durante a cristalização dos minerais. O alto teor de sílica dessa rocha representa

a fase final de cristalização de um granito, que pode ter contribuído com grande quantidade de fluidos hidrotermais. Este posicionamento raso permite a interação com a água meteórica, contribuído para a hidratação dos minerais máficos e com a geração dos diferentes processos de alteração e participado na precipitação dos metais que geraram o depósito de chumbo. A fluorita é um mineral acessório importante (Figura 123C) e comumente foi encontrado em microfraturas acompanhando os reequilíbrios hidrotermais (TUBINO, 2003).

O sistema de falhas gerado pela zona de cisalhamento durante o posicionamento do corpo subvulcânico deve ter sido o canalizador para os fluidos hidrotermais e água meteórica relacionados com o processo mineralizador.

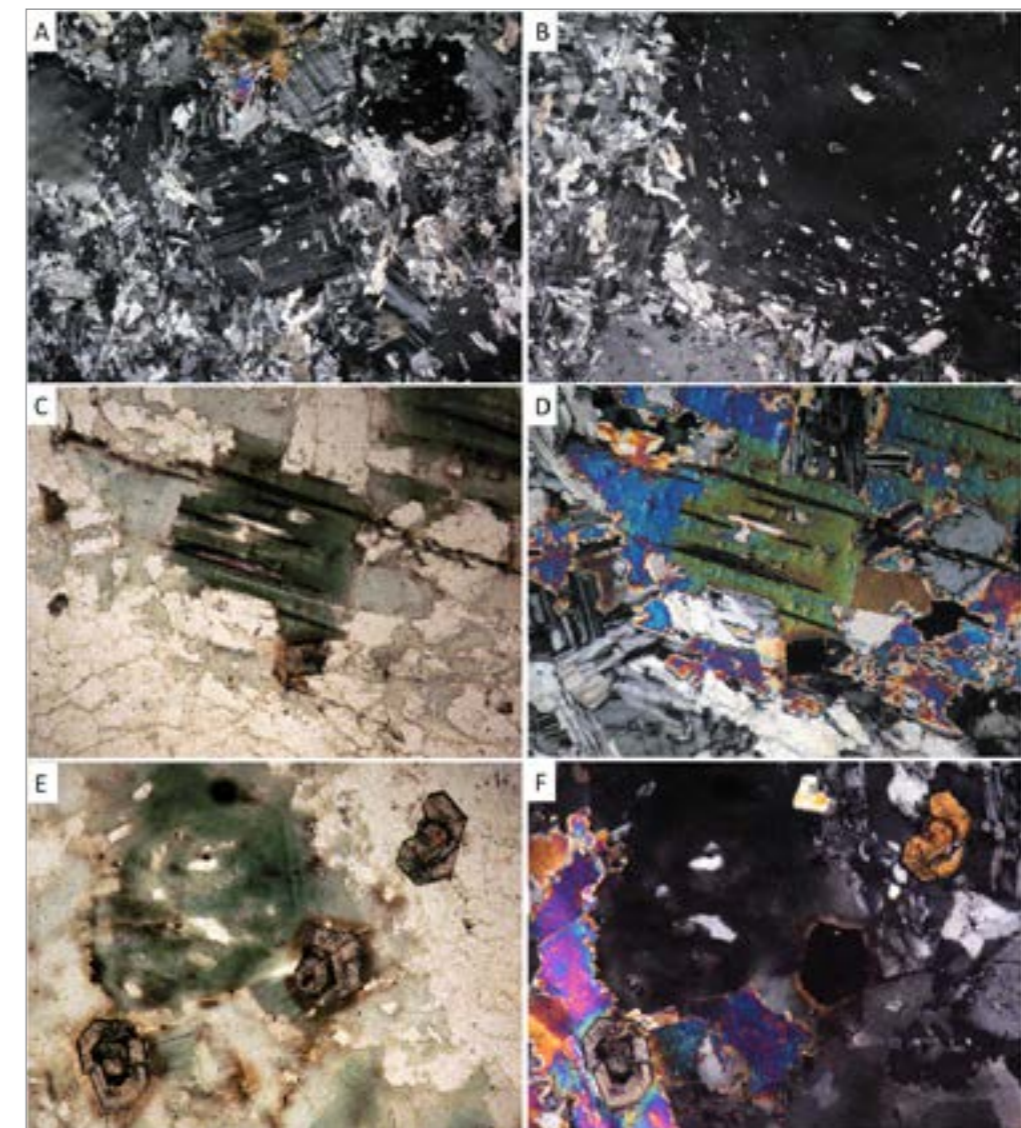


Figura 123 - Fotomicrografias da amostra RC034. (A) textura porfírica, destacando fenocristal de microclínio micropertítico (mc) e quartzo (qz) em matriz fina, quartzo feldspática (aumento de 25X, luz polarizada cruzada). (B) detalhe de fenocristal de feldspato alcalino com inclusões de Frasl (seta), cristais epitaxiais que marcam as faces de crescimento do mineral hospedeiro (aumento de 25X, luz polarizada cruzada). (C e D) presença de fluorita alojada nas clivagens da fucsita (aumento de 100X, luz polarizada e polarizada cruzada) e (E e F) cristais fucsita basal zonados com zircões fortemente zonados (aumento 100X).

Os perfis geofísicos terrestres realizados por (COSTA, 1998) indicam que nas proximidades da zona de cisalhamento há uma grande perda de massa com a formação de um baixo gravimétrico que circundam o corpo de minério. Esse baixo gravimétrico é formado devido ao processo de lixiviação e de alteração hidrotermal da encaixante com formação de zonas de argilização e/ou sericitização (potassificação). A potassificação é bem marcada na cintilografia e ocorre junto ao corpo mineralizado. A interpretação dos dados geofísicos feita pelo autor indica que os corpos mineralizados, sulfetos metálicos, formam bolsões/filões apresentando-se como altos gravimétricos. A modelagem quantitativa na área minerada sugere a presença de corpos mais densos com extensão em profundidade da ordem de 25 m e largura em torno de 50 m,

que corresponderia a uma massa de 65 toneladas de minério.

As fraturas que ocorrem próximas à área da mina apresentam associação com processo de argilização intensa (Figura 124) e as fraturas podem ter processo de oxidação associada (Figura 124B). Em alguns casos, são comuns observar o granito porfírico epidotizado com a textura original preservada, cortado por veios preenchidos por quartzo e óxidos de ferro (Figuras 124C e D), que representam os processos de alteração tardios (ROST, 2006). As diferentes gerações de alteração que afetaram a área podem ser observadas pela textura e estruturas dos preenchimentos dos veios, onde são observados a rocha epidotizada cortada por veios de sílica (Figuras 124E e F) e/ou preenchimento por óxido de ferro (Figuras 124C e D).

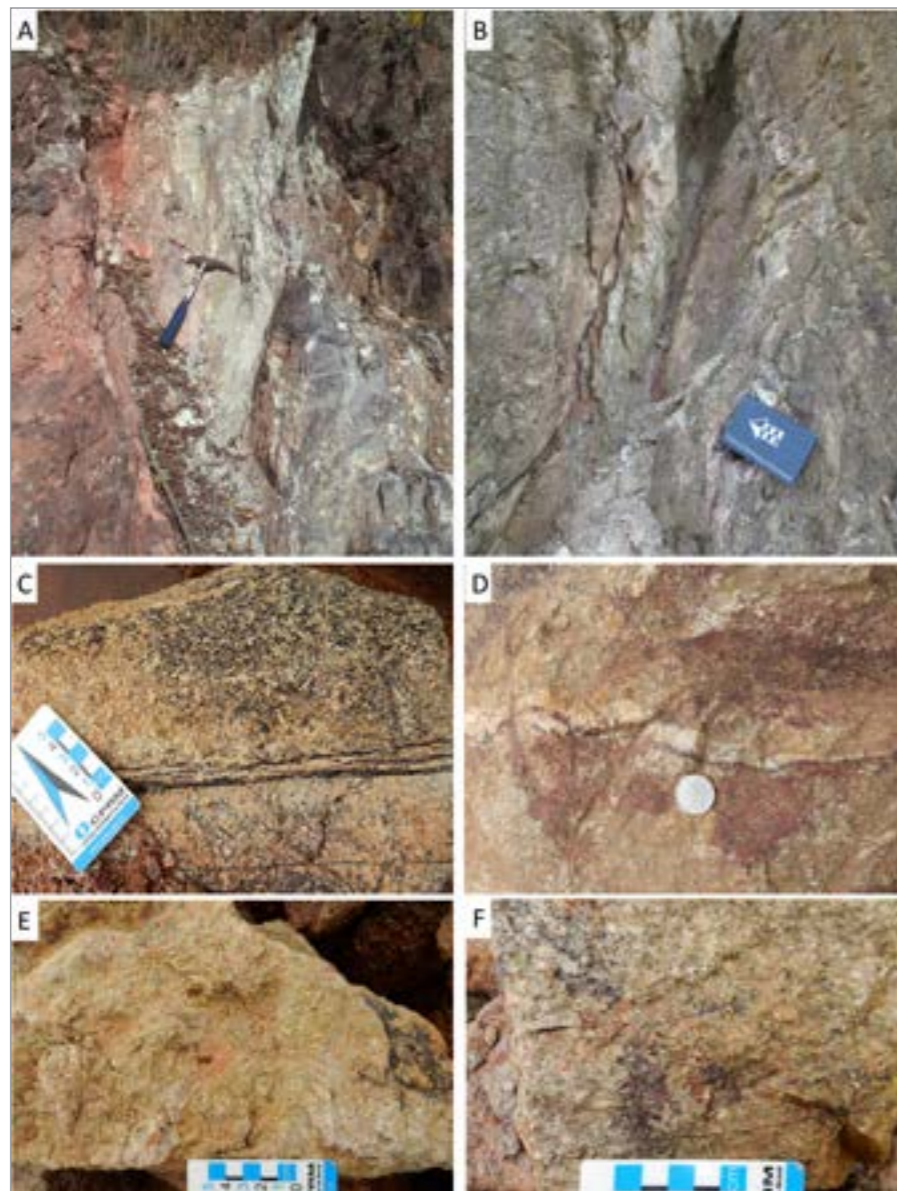


Figura 124 - (A e B) Controle estrutural das zonas de alteração hidrotermal argilização e processo de ferruginização tardia nas direções N15°-30°E; (C e D) Veios preenchidos por quartzo e óxidos de ferro; (E e F) Textura e estrutura dos veios preenchidos por diferentes gerações de alterações (Ponto JP-013).

A mineralização sulfetada está associada, principalmente, com a alteração fílica e a silicificação. Segundo Tubino (2003), as principais paragêneses hidrotermais que ocorrem são: (i) zona argílica, envolvendo a formação de clorita, illita/caolinita, limonita e raros epidoto e carbonato; (ii) zona fílica com a formação de mica branca, hematita/limonita e raros epidoto e carbonato; e (iii) zona silicificada, que consiste de quartzo e/ou calcedônia, hematita/limonita, mica branca/illita e fluorita. As paragêneses e as características dos minerais são indicativos de que o equilíbrio e condições de formação do minério e as alterações ocorreram a temperaturas relativamente baixas. O processo de alteração também está associado a zona de cisalhamento que corta a área da mina, formando zonas de alteração com mais de quatro km de largura, definido como “corredor de alteração” (GARCIA, 2013).

Rost (2006) identificou três tipos de alterações associadas às estruturas principais e secundárias, que são as alterações propílica, sericítica e sericítica avançada, com processos de silicificação, oxidação e carbonatação como estágios tardios e subordinados. Segundo esse autor, a zona sericítica avançada ocorre de forma mais intensa e está mais próxima às falhas e fraturas, é seguida pela zona sericítica e na parte mais distal ocorre a zona propílica, que se caracteriza por ser a fase de alteração precoce. A alteração sericítica é mais bem desenvolvida nas estruturas secundárias, como falhas e veios.

A mineralização está associada a brechas e *stockwork* de veios de quartzo, leitoso a sacaroidal, com *boxworks* de sulfetos, hematita e goethita (Figura 125A). O granito encaixante apresenta forte alteração fílica, diagnosticada por intensa sericitização e epidotização. A mineralização de Pb ocorre em veios de quartzo que comumente apresentam drusas e textura do tipo comb, típicas de depósitos formados

a baixa profundidade na crosta, e controlados por fluidos hidrotermais (Figura 125B). As brechas e veios mineralizados são compostos por quartzo, galena, pirita, calcopirita, malaquita, azurita e estão frequentemente cortados por vênulas de hematita.

Os dados de testemunhos de sondagens mostram que nas zonas de alteração mais intensa, ocorrem sulfetos, normalmente pirita com calcopirita, esfarelita, galena e calcocita (TUBINO, 2003) e molibdenita (HENRICH, 2010) subordinadas. Os sulfetos ocorrem disseminados e confinados em fraturas e veios, sendo que a pirita pode ocorrer como nódulos disseminados (TUBINO, 2003). A textura observada dos sulfetos é muito fina, quando disseminado na rocha e apresentam como grãos maiores nos veios e fraturas. O principal corpo de minério apresentava galena em cristais subeuédricos a euédricos com dimensões de até 10 cm, brilho metálico sujeitos a embaçamento quando expostos ao ar típica de galena argentífera (BERGMANN, 1997). A autora descreve a presença de restos de esfalerita, neo-digenita secundária encrustando calcopirita primária e substituição de galena por covelita, cerussita e anglesita. Os minerais secundários seriam a cuprita, malaquita e azurita. A autora também observou a presença de cristais esqueléticos de Ag nativa em franjas de galena, quando esta é substituída por covelita.

A galena foi o principal mineral de minério da mina e a anglesita ($PbSO_4$) também foi explorada de forma subordinada. A presença de anglesita indica que as condições de precipitação eram de pH ácido (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1992). A anglesita ocorre como agregados radiais de cristais prismáticos preenchendo e impregnando as cavidades presentes nas fraturas, associados a óxidos de ferro (Figura 126). A paragênese hematita, malaquita, azurita, e anglesita representam reequilíbrios em zonas de oxidação (TUBINO, 2003).

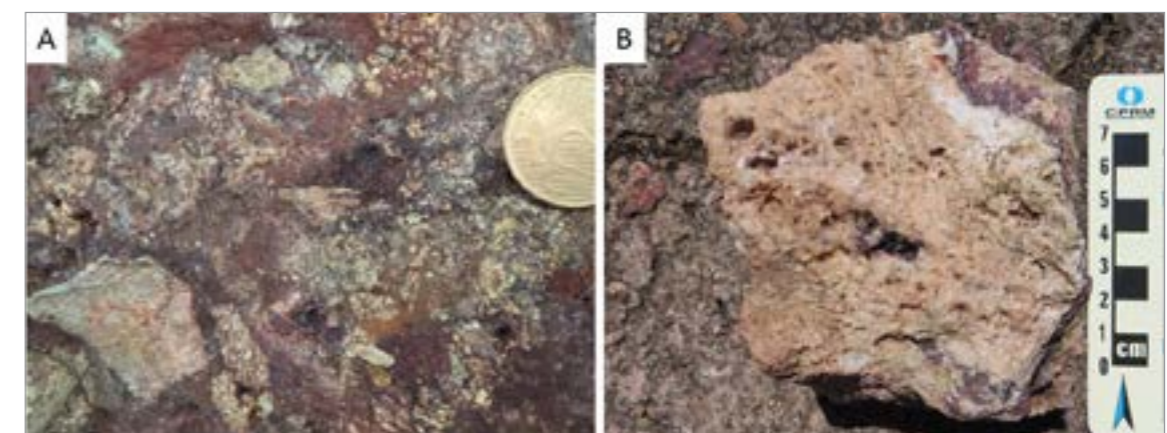


Figura 125 - (A) Brechas de veios de quartzo com *boxworks* de sulfetos, hematita e goethita, além de brecha do granito encaixante, com forte alteração fílica, marcada por intensa sericitização e epidotização; (B) Amostra de quartzo com textura comb com alguns poros preenchidos por cristais de anglesita, associado a processo de alteração fílica/sericítica e oxidação (Ponto JP-013).

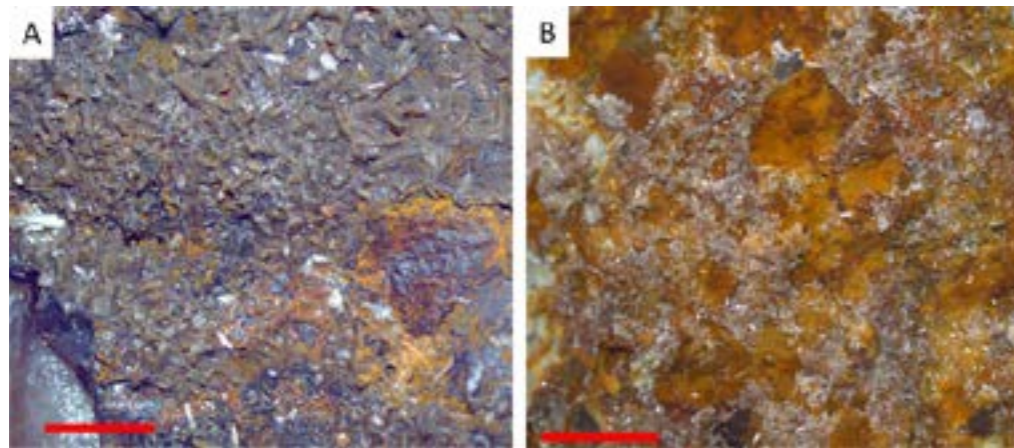


Figura 126 - Ocorrência de agregados radiais de cristais prismáticos de anglesita associados a veios de quartzo, em zonas de oxidação, impregnando as paredes dos espaços vazios nos veios e fraturas. Tamanho da barra -1 cm (Ponto JP-013).

Outros minerais de chumbo encontrados foram óxido de chumbo (PbO₂ - plattnerita e escrutinita?) e a piromorfita [(Pb₅Cl(PO₄)₃)], observado apenas nas imagens de elétrons retroespalhados em microscópio eletrônico de varredura (Figura 127) e dados de EDS (Figura 128).

Algumas análises de piromorfita mostraram picos de Cu, Ti e V. Esses minerais de Pb podem ocorrer preenchendo poros/fraturas associados a oxi-hidróxido de ferro e/ou ilmenita (Figura 129), em alguns locais ocorrem a formação de agulhas de rutilo (Figura 129B). A hematita é o principal óxido de ferro e apresenta inclusões e exsoluções de ilmenita (Figura 129), bem como podem ser encontradas inclusões de rutilo (Figura 129B). Dentre os minerais acessórios comuns encontrados nessa paragenese de alteração estão os minerais resistatos, tais como apatita, zircão euédricos e grãos arredondados milimétricos de quartzo, que juntamente com “massas” de óxido de chumbo, estão imersos em matriz de

alteração, formada principalmente sericita + carbonato + argila. A apatita apresenta-se corroída (Figura 129A), indicando estar em processo de alteração, que pode ter fornecido o fósforo para a formação da piromorfita.

Cabe aqui ressaltar que não foram encontrados sulfetos nas amostras coletadas no projeto, sendo possível identificar *boxworks*, associados a quartzo vugs (Figura 130A), sendo encontrados apenas cascalhos com impregnações de malaquita e azurita (Figura 130B).

Os trabalhos prospectivos desenvolvidos pela empresa Galena Mineração Ltda, próximo à área da mina, atualmente desativada, indicam que a área tem alto potencial para metais básicos (Pb e Zn) e metais preciosos e alguns teluretos (TUBINO, 2003).

Os resultados preliminares, do estudo realizado pela empresa, indicaram a continuidade da mineralização segundo a estrutura principal, a mesma onde foi aberta a mina Galena (COSTA, 1998).

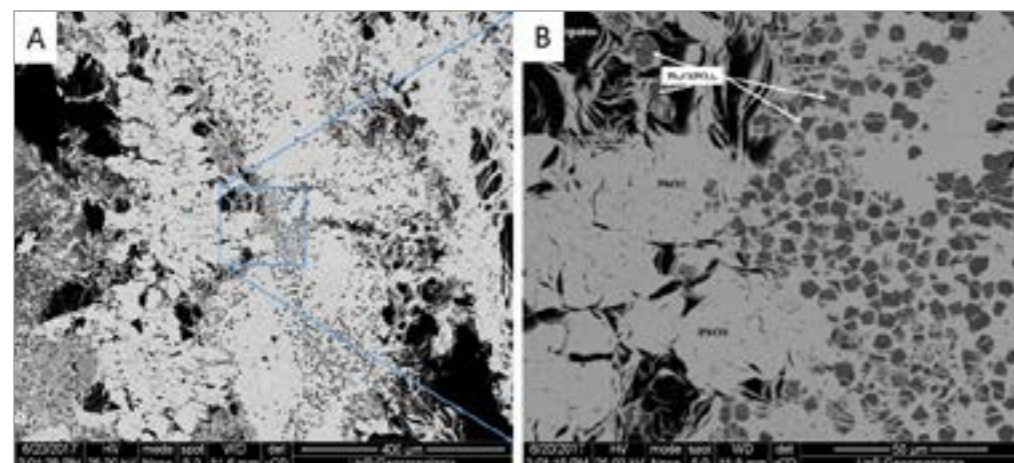


Figura 127 - Imagens de elétrons retroespalhados das formas de ocorrência de óxido de chumbo (porções mais claras), piromorfita (porções cinzas), feldspatos (porções escuras) (amostra JP-013-6).

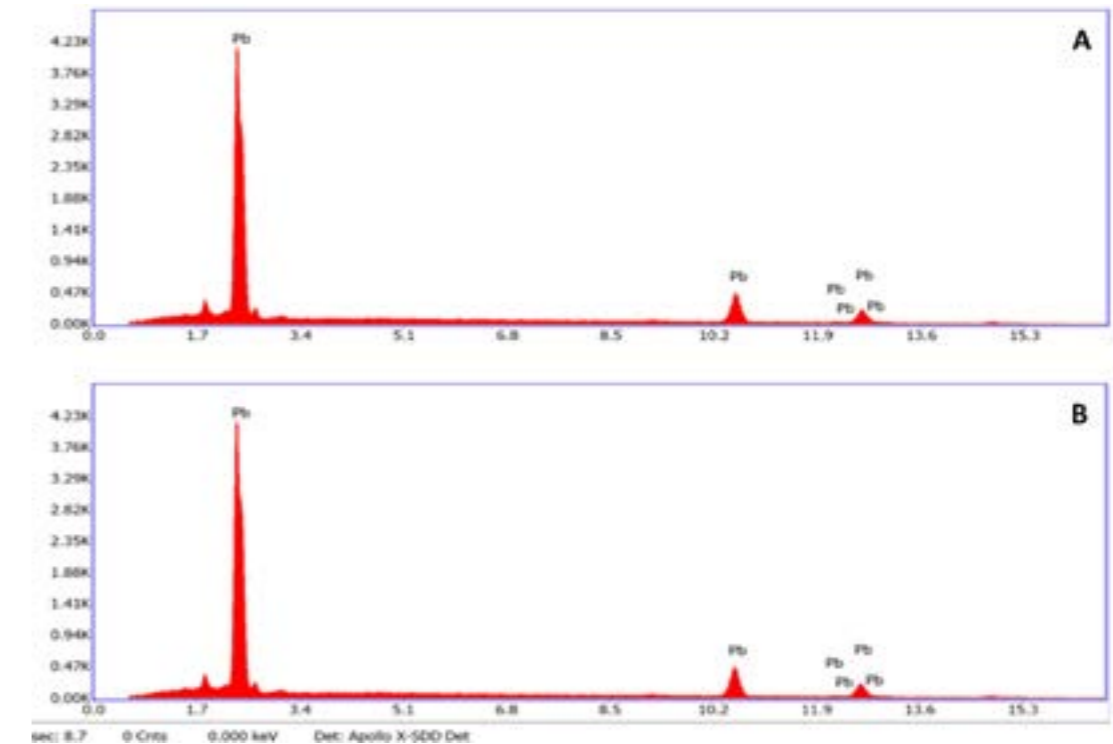


Figura 128 - Espectros de EDS, indicando a composição semiquantitativa dos minerais de Pb; (A) Óxido de chumbo e (B) Piromorfita (Ponto JP-013).

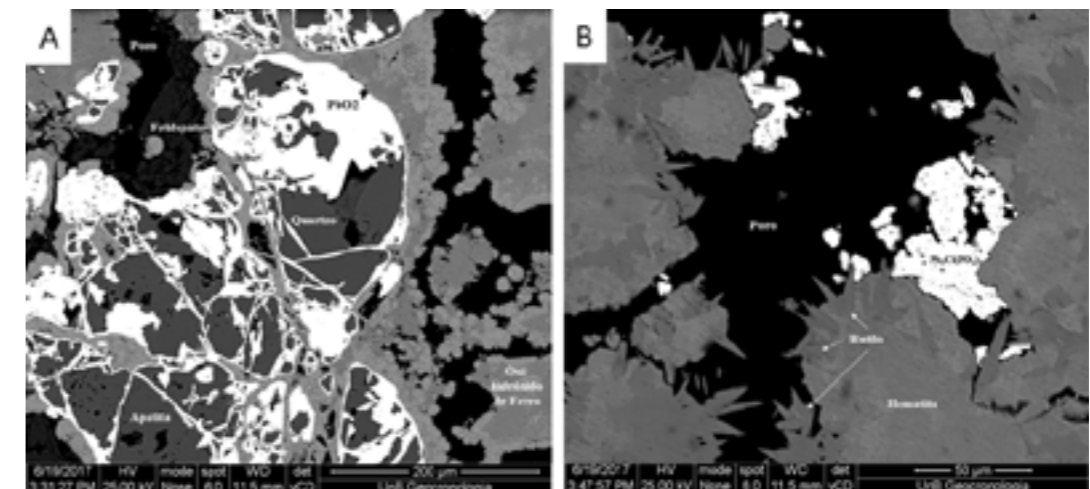


Figura 129 - Imagens de elétrons retroespalhados das formas de ocorrência de minerais secundários de chumbo (porções mais claras) envolvidos por matriz ferruginosa formada por hematita e ilmenita, associado com outros minerais acessórios (amostra JP-013-6).

As características geológicas da área associadas às condicionantes de geração desse sistema mineral que gerou o depósito da Mina Galena, caracterizado por estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis associadas a intrusão de corpos epizonais e as alterações hidrotermais descritas, mostram o potencial da área de conter depósitos em subsuperfície, que merecem mais estudos prospectivos multidisciplinares. A presença de uma larga zona de alteração relacionada à zona de falhas (GARCIA, 2013), em conjunto com posicionamento de corpos epizonais e a existência dessa mina, são fatores que contribuem para colocar

essa região como área potencial para estudos futuros. Os dados geofísicos mostram que a potencialidade da área pode ser ampliada, visto que apenas parte da área afetada pelo hidrotermalismo foi investigada (COSTA, 1998). Apesar de estar situado em compartimento geológico tido como baixo potencial metalogenético a presença desse depósito sulfetado, justifica uma maior investigação metalogenética de detalhe (BERGMANN, 1997). Ou seja, o potencial metalogenético está em aberto, dependendo de mais do aprofundamento das pesquisas para determinar a sua potencialidade econômica (TUBINO, 2003).

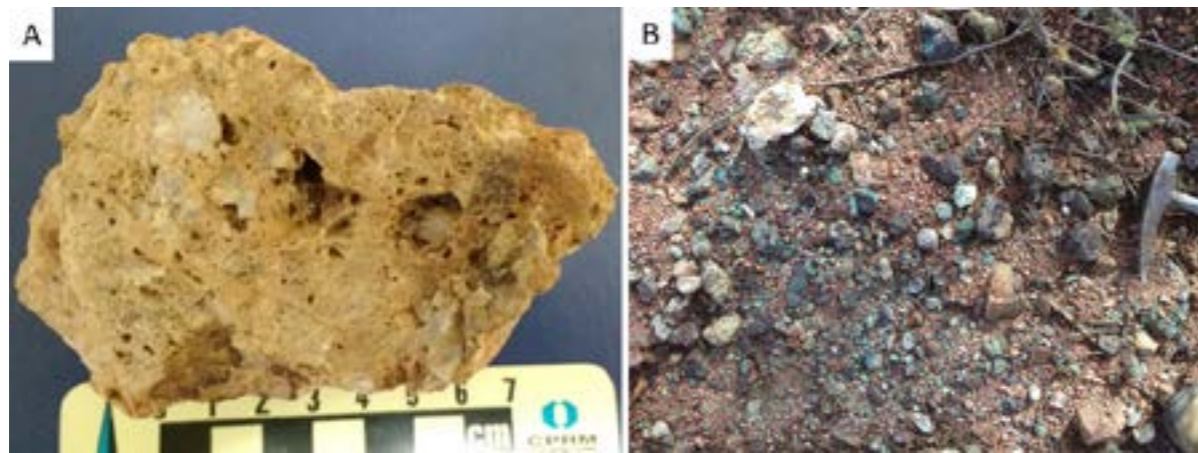


Figura 130 - (A) Boxworks associados com quartzo vugs; (B) Clastos de malaquita, quartzo e hematita dispersos na área da mina.

7.2.1.2. Ocorrência Martelo Perdido (Santana da Boa Vista - RS)

Na região da Serra dos Pedrosas (Figura VII.1), foi descrito a ocorrência de chumbo, alvo conhecido como Martelo Perdido. Está inserido no Complexo Metamórfico Porongos, na unidade metavulcânica andesítica a dacítica associadas a metavulcano-clásticas interdigitadas com clorita xistos e lentes de xistos grafitosos (Figura 131).

A mineralização desse alvo é descrita por (JOST, 1981) como alternância de galena, quartzo, pirita maciça e arsenopirita, sugerindo um acamadamento sedimentar. Drummond (1986) identificou três áreas

potenciais para pesquisa mineral em área a trinta quilômetros a sudoeste de Encruzilhada do Sul, dos quais aquela que apresenta melhores resultados foi o alvo Martelo Perdido. Essa ocorrência apresentou sulfetos maciços compostos de arsenopirita, pirita e galena associados aos grafita xistos que passam lateralmente ou englobam "gossan" e/ou capas de ferro. Os dados analíticos obtidos, na época, foram de teores menores que 3% de Pb e cerca de 200ppm de Ag (DRUMMOND, 1986). Segundo esse autor, os grafita xistos formam faixas extensas, normalmente com sulfetos disseminados, ou formam pequenas lentes com contato gradacional com os cloritas-xistos (Figura 132).

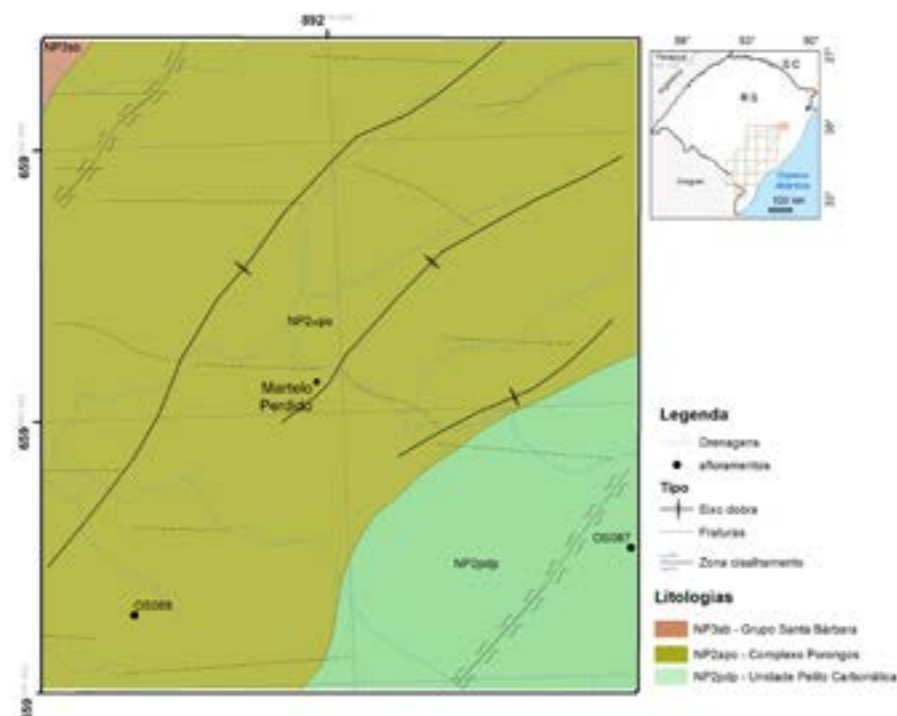


Figura 131 - Mapa simplificado da ocorrência de chumbo, alvo Martelo Perdido.

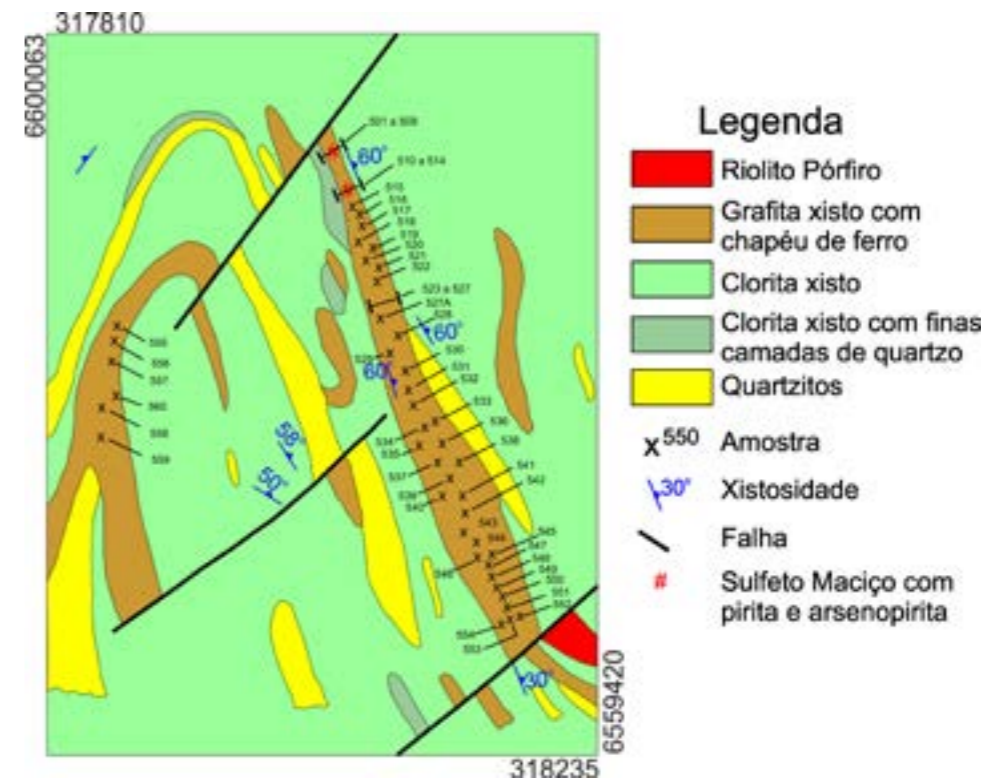


Figura 132 - Mapa de detalhe do Alvo Martelo Perdido, mostrando as relações entre as unidades litológicas relacionadas à mineralização (modif. de DRUMMOND, 1986).

Os "gossan" e/ou capas de ferro são geralmente lenticulares ou em faixas estreitas e podem ser cortadas por venulações de quartzo e apresentar estruturas tipo boxworks (Figura 133A). O quartzo leitoso forma strings centimétricos, localmente foram

identificadas camadas alternadas com sulfetos (JOST, 1981). Próxima à área do alvo Martelo Perdido ocorre também a presença de uma rocha subvulcânica, riolito porfirítico (Figura 133B), que pode ter relação com o processo de mineralização.

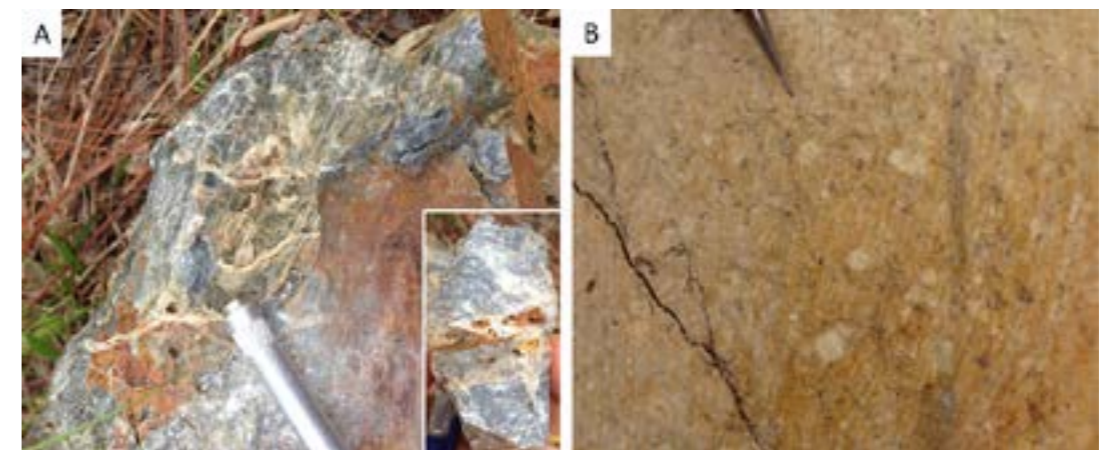


Figura 133 - (A) Ocorrência de capa de ferro com strings de quartzo, no detalhe estrutura tipo boxworks; (B) Riolito porfirítico alterado que ocorre na área (Ponto JP289).

Apesar da área não mostrar potencialidade econômica diante da pequena dimensão das ocorrências (DRUMMOND, 1986), as lentes de grafita-xisto estendem-se por grandes extensões na direção NE, acompanhando o contato oeste com as unidades da Bacia do Camaquã.

Além disso, em vários pontos, essa litologia apresenta teores relativamente altos de Pb, Zn e Cu, e, devido ao sistema de deformação (aumenta a espessura) dessas unidades, localmente essas lentes atingem vários metros de largura (Ponto OS-107) e sempre acompanhadas de capa de ferro.

A realização de estudo utilizando como guia prospectivo a unidade de grafita-xistos com a associação com capa de ferro e/ou gossan, pode vir a encontrar áreas com potencial econômico para chumbo, zinco e cobre. Trabalho de detalhamento e análises são necessários para ter um melhor entendimento e conhecimento dos controles dessa mineralização associada aos xisto-grafitosos. Para Drummond (1986), a área não mostrou potencialidade econômica diante da pequena dimensão das ocorrências.

7.2.1.3. Demais Ocorrências

Tessari e Picada (1966) reportam que as mineralizações de Pb, Zn e ouro estão associados aos hidrotermais na região de Coxilha e região da vila Pinheiro, na forma de pequenos filões preenchendo fraturas nos granitos da Suíte Encruzilhada. Os minerais que compõem esses filões seriam quartzo, galena, blenda e ouro.

7.2.2. Estanho

O estanho foi um *commodity* explorado no estado do Rio Grande do Sul por mais de 60 anos em minas e garimpos (Figura 134). As mineralizações de cassiterita se apresentam de duas formas principais:

na rocha encaixante (granitos e xisto); ou como aluviões (LEINZ; PINAGEL, 1945):

- Nos granitos, as mineralizações ocorrem em pegmatitos e *greisens* associados. Nos pegmatitos a cassiterita aparece juntamente com quartzo, mica branca e feldspato (ex. Filão Geraldinho) (Figuras 135 e 136). (FRANCO, 1944) observou que, em alguns casos, os pegmatitos apresentam uma transição para os veios de quartzo. Localmente turmalina e fluorita ocorrem como acessórios. Nos *greisens* a cassiterita ocorre finamente disseminada com muscovita, com menor quantidade de quartzo e feldspato (SZUBERT; KIRCHNER; GRAZIA, 1976);
- No xisto, do Complexo Porongos, a mineralização aparece na forma de veios de quartzo podendo atingir até 5 km de comprimento e de 0,3 a 1,2 m de largura (LEINZ; PINAGEL, 1945)(Figura 137). A cassiterita ocorre inclusa no quartzo ou associada a muscovita em faixas laterais micáceas. No contato com os veios de quartzo o xisto sofre uma intensa turmalinização ou transforma-se em quartzitos ricos em turmalina (SZUBERT; KIRCHNER; GRAZIA, 1976); e,
- Em aluviões, como no rio Camaquã (TESSARI; PICADA, 1966).



Figura 134 - Mapa geológico simplificado com a localização das principais minas e resultados de concentrado de bateia para cassiterita (estanho) existentes na área do projeto.

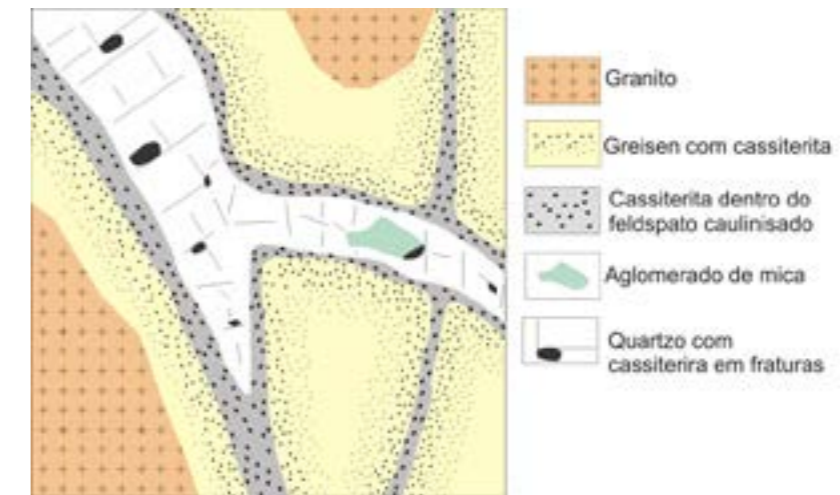


Figura 135 - Desenho esquemático da ocorrência de cassiterita do Filão Geraldinho. Modif. (LEINZ; PINAGEL, 1945).



Figura 136 - Parte da cava da mina Campinas com indicações de algumas fraturas no granito preenchidas por veios de quartzo (A) e detalhe de uma fratura (B).



Figura 137 - Fotos de veios de quartzo mineralizados: (A) veios de quartzo entre zona caulizada e o xisto encaixante; e (B) galeria com o veio de quartzo mineralizado cortando o xisto encaixante, ponto JP-147.

A área mais importante para a exploração de cassiterita foi a região denominada de Província Estanífera Cerro Branco – Campinas, no município de Encruzilhada do Sul (Figura 138), que compreende mais de vinte ocorrências (LEINZ; PINAGEL, 1945). Nessa província, a mina Campinas foi a mais importante e está localizada a cerca de 55 Km ao sudoeste da cidade de Encruzilhada do Sul. Os depósitos eram de pequeno porte e foram explorados como garimpo e/ou pequenas minas, sendo as principais assim denominadas: Tabuleiro, Cerro Branco, Buriti, Campinas, Gorita, Camaquã, Cerro do Inferno e Paulista (Figura 138).

Na Mina Sanga Negra, também no município de Encruzilhada do Sul, próximo a região de Pinheiros, é reportada a ocorrência de cassiterita associada aos depósitos de wolframita, no entanto, não foi explorado comercialmente. Na região de Morrinhos, município de São Jerônimo (Figura 134), há outra área com indícios e ocorrências de cassiterita, onde foi explorada de forma comercial em aluviões. Alguns indícios em concentrados de bateia e em análises de rocha foram também reportados ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e no sul do Batólito, associados ao Granito Quilombo (Figura 119).

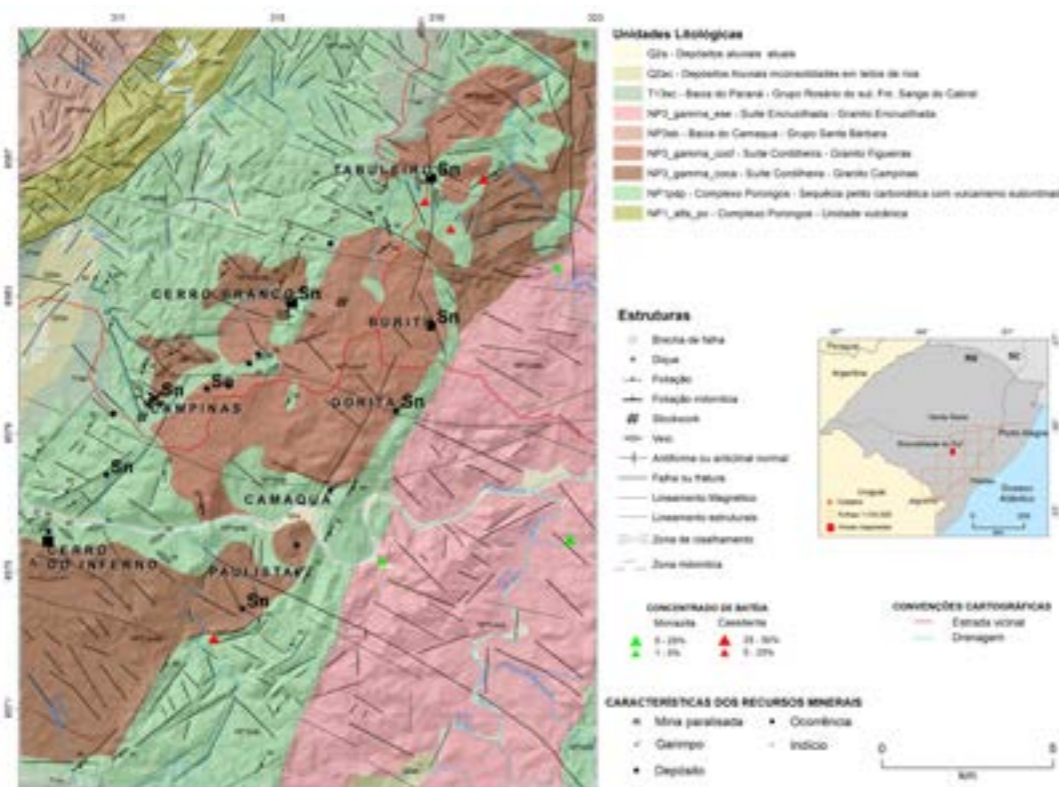


Figura 138 - Mapa geológico simplificado da região mineralizada de estanho Cerro Branco - Campinas.

7.2.2.1. Província Estanífera Cerro Branco - Campinas

O potencial da região para estanho foi despertado com a descoberta da Mina Campinas, em 1903, por técnicos que trabalhavam no depósito de Volfrâmio da Mina Cerro d'Árvore (FRANCO, 1944). A exploração iniciou em 1913 (FRANCO, 1944) e foi intermitente até o final da década de 1970. A exploração ocorreu de forma artesanal, com base nos principais filões. Leinz e Pinagel (1945) estimaram a reserva da Mina Campinas, em 330 t de cassiterita. Na década 1980, foram realizadas nova pesquisa para reavaliação de reservas, sem envolver atividades de extração efetivas (BRASIL, 1976). Esse trabalho de

pesquisa indicou reserva medida de 2.370 t a um teor médio de 374 g/m³ de SnO₂ e reserva inferida de 3.995 t.

Outros depósitos foram descobertos após o início da exploração na região, como: Cerro Branco e Tabuleiro, até 1928, e posteriormente as minas Paulista, Santa Bárbara e Pedro Freitas d'Árvore (FRANCO, 1944).

O depósito Aluvião Camaquã, do tipo placer, apresentava camadas mineralizadas de 12 metros de espessura, em média, com granada, ilmenita, monazita, turmalina, magnetita, hematita, zirconita e raramente ouro, e um cálculo de reserva explotável de mil toneladas de cassiterita (FRANCO, 1944).

Os principais depósitos ocorrem na zona de contato com os xistos do Complexo Porongos com os granitos da Suite Cordilheira, com a disposição dos pequenos depósitos nas suas bordas (Figura 138). Essa distribuição foi usada como guia prospectivo, orientando os levantamentos geológicos da mineralização (LEINZ; PINAGEL, 1945). As principais ocorrências estão associadas aos *trends* N-S e NE-SW (Figura 139), marcados por forte milonitização e paralelos a Falha Passo do Marinheiro e a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, respectivamente (JOST, 1981; FRANTZ; JOST, 1983). Dos dois sistemas de estruturas regionais, o mais importante economicamente é o que engloba a Mina Campinas. Para estes autores, a intersecção destas duas grandes estruturas pode ter sido a responsável pela intrusão dos stocks graníticos, que cortam o Complexo Porongos, já para Frantz e Fernandes (1994), estes granitos estão controlados pelas falhas do Sistema Passo do Marinheiro. Para Frantz (1997) estes corpos de direção nordeste, estão encaixados na deformação transpressiva que afetou o Cinturão Dom Feliciano.

Os corpos graníticos estão atualmente agrupados na Suite Cordilheira e foram divididos, na área, como Campinas e Figueiras. O granito Campinas é de

composição granodiorítica de coloração cinza amarelado a cinza claro com glomerófilos de biotita, com textura equigranular média a grossa (Figura 140A); enquanto que o Granito Figueiras é um muscovita granito, com granulação média (Figura 140B).

Na Figura 139 pode ser observado a posição dos granitos, dada pela assinatura negativa de urânio. Observa-se também uma zona de encurtamento na direção NS associado a eventos de reativação da Falha Passo do Marinheiro, possivelmente formando aberturas que possibilitaram a entrada de veios de quartzo, como encontrado na estrutura denominada de Paredão (Figuras 139 e 141). Esses veios podem atingir dezenas de quilômetros de comprimento e dezenas de metros de largura.

O quartzo branco e leitoso é predominante, com quartzo microcristalino cimentando as brechas, onde a coloração diferente permite observar as diferentes reativações, com consequente trituração do quartzo anterior e nova cimentação (Figura 141, foto inferior à direita mostra o detalhe do veio de quartzo). Diante do tamanho e frequência dos veios de quartzo da região (TESSARI; PICADA, 1966) aventaram a possibilidade de seu aproveitamento industrial.

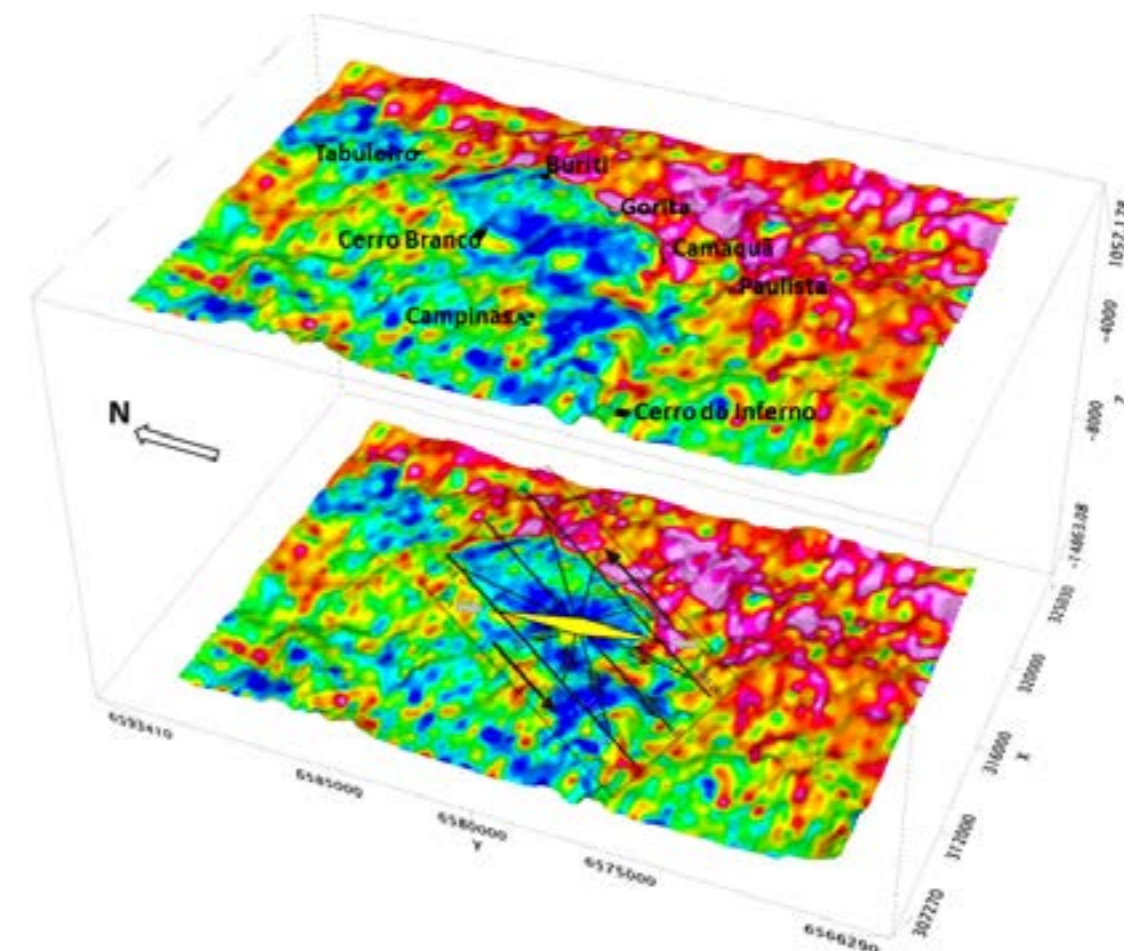


Figura 139 - Assinatura gamespectrométrica de urânio com as estruturas de Riedel e localização das ocorrências e depósitos de Sn.

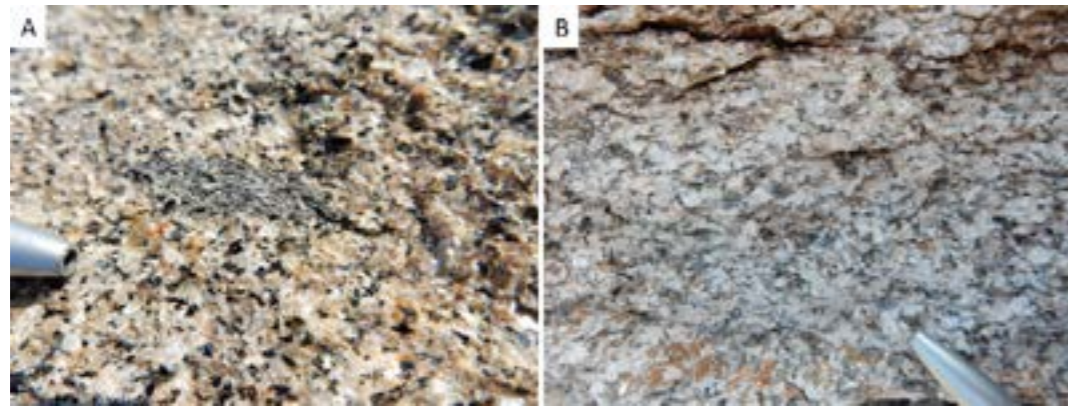


Figura 140 - Características macroscópicas dos granitos: (A) Campinas (LC-014); (B) Granito Figueiras (JP-134).

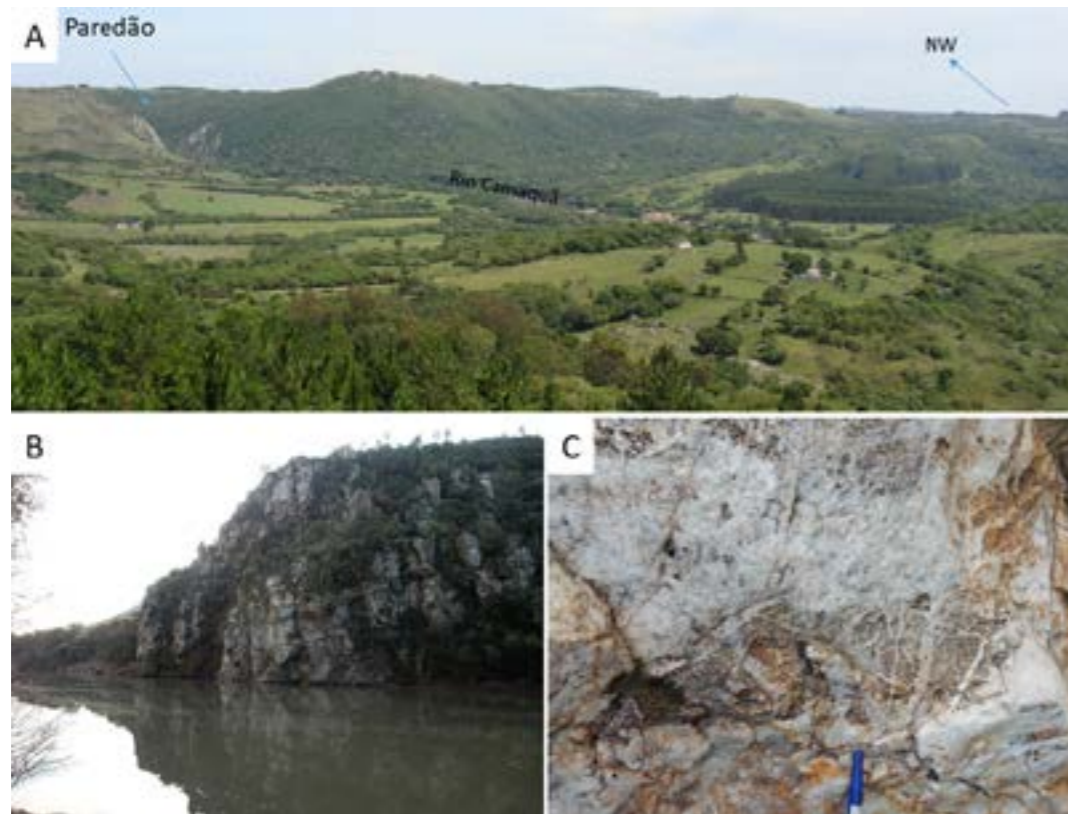


Figura 141 - (A) Vista geral da área do Paredão, com detalhamento (B) e as várias gerações de quartzo (C).

A intensa movimentação da região também podem ser observadas pelas várias gerações de fraturas, preenchidas ou não, cortando uma as outras (Figuras 142 e 143), bem como pelos veios deslocados por falhas normais (Figura 144).

Frantz (1997) observou que a posição espacial dos veios e os corpos de *greisens* das minas Cerro Branco, Tabuleiro e Campinas apresentam diferenças, mas estão todas relacionadas com a estrutura principal NE (ZCDC) de mais alto *strain* e as direções subsidiárias associadas. Nas minas Cerro Branco e Tabuleiro, a mineralização tem forte condicionamento da estrutura regional NE, onde os veios e corpos de *greisens* mineralizados tem direção NE e mergulho NW ou SE.

As zonas de alteração hidrotermal que acompanham as fraturas e falhas que cortam os granitos Figueiras e Campinas indicam serem distintas tanto no tempo quanto no nível de posicionamento dos corpos graníticos (FRANTZ, 1997). O autor observa que alteração provocada pelo granito Figueiras foi mais ampla, é pervasiva e se estende por centenas de metros, com formação de turmalinitos e *greisens* (FRANCO, 1944; LEINZ; PINAGEL, 1945; FRANTZ, 1997). As zonas de *greisens* têm até 1 m de espessura, normalmente com 5 a 10 cm, compostos de muscovita e quartzo com turmalina (Figura 145A), com cassiterita subordinada (FRANTZ et al., 2007).

As alterações hidrotermais associadas ao granito Campinas mostram um controle por faturamento,

com circulação de fluidos mais restrita, envolvendo estruturas pré-existent, formando *stockworks* ou corpos lenticulares ou veios de quartzo (FRANTZ et al., 2007). As zonas de *greisens* são irregulares, com

espessura de até 40 cm, geralmente envolvidos por zonas de alteração argílicas com espessura variando de 2 cm a 250 cm, constituída essencialmente de caulinita (LEINZ; PINAGEL, 1945) (FRANTZ, 1997).



Figura 142 - Croqui esquemático das estruturas em planta, desenhado no início da interpretação estrutural, ponto JP-134.

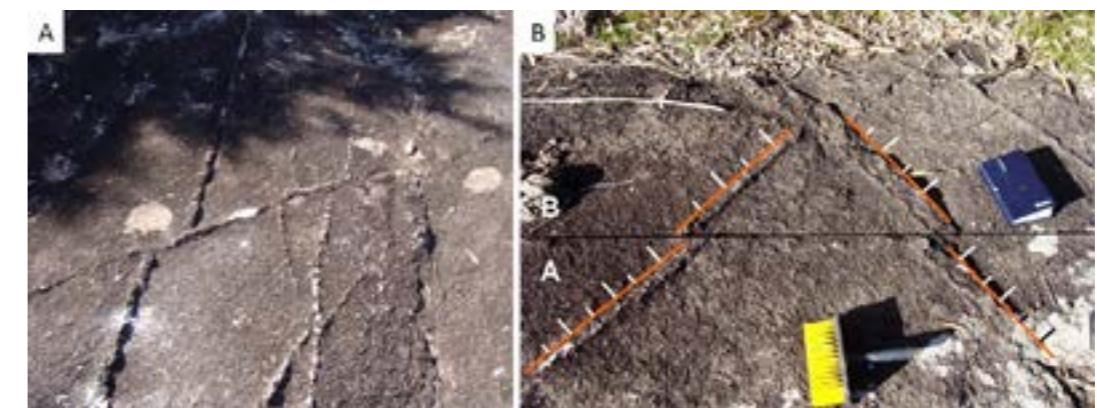


Figura 143 - (A) Veios em X preenchidos por feldspatos; (B) estrutura na forma de pinheiro evidencia movimentação de falhas normais. JP134.

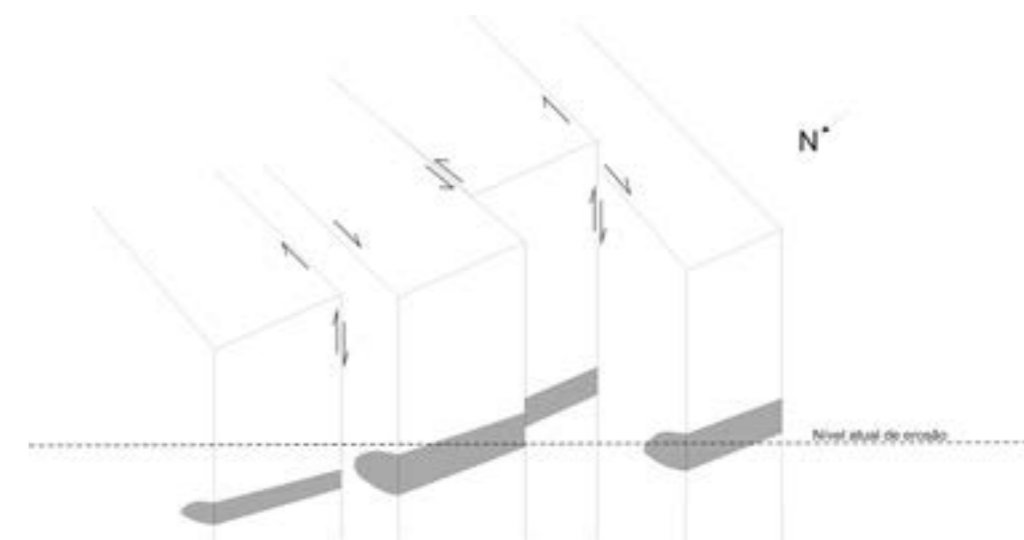


Figura 144 - Croqui esquemático de veios de quartzo deslocados por falhas normais e transcorrentes.



Figura 145 - (A) Turmalinitos com greisen associado, afloramento próximo à Mina Cerro Branco; (B) Processo de greisenização do granito Figueiras (próximo à mina Tabuleiro), JP132.

O processo de turmalinização ocorre tanto nos granitos, quanto nas encaixantes. A turmalina ocorre associado ao microclínio, quartzo e micas nos pegmatitos; nos aplitos está na forma de nódulos disseminados em quartzo e feldspato; e nos filões de quartzo ocorre como nódulos e concreções irregulares (FRANCO, 1944); ou ainda ocorre associado com os greisens (FRANTZ et al., 2007). Nas encaixantes, xistos e quartzitos, a turmalina ocorre disseminada e orientada nos planos de xistosidade. Assim, é

observado que os turmalinitos (Figura 146A) e foram utilizados como guia de prospecção (LEINZ; PINAGEL, 1945). Os turmalinitos têm espessura de 5 a 10 cm ao redor dos veios de quartzo (Figuras 146B e D) e corpos de greisens (Figura 146C), e podem atingir centenas de metros ao redor dos corpos graníticos (FRANTZ et al., 2007).

A turmalina é o mineral mais marcante nas zonas mineralizadas, normalmente como cristais aciculares e idiomórficos (FRANCO, 1944; FRANTZ et al., 2007).

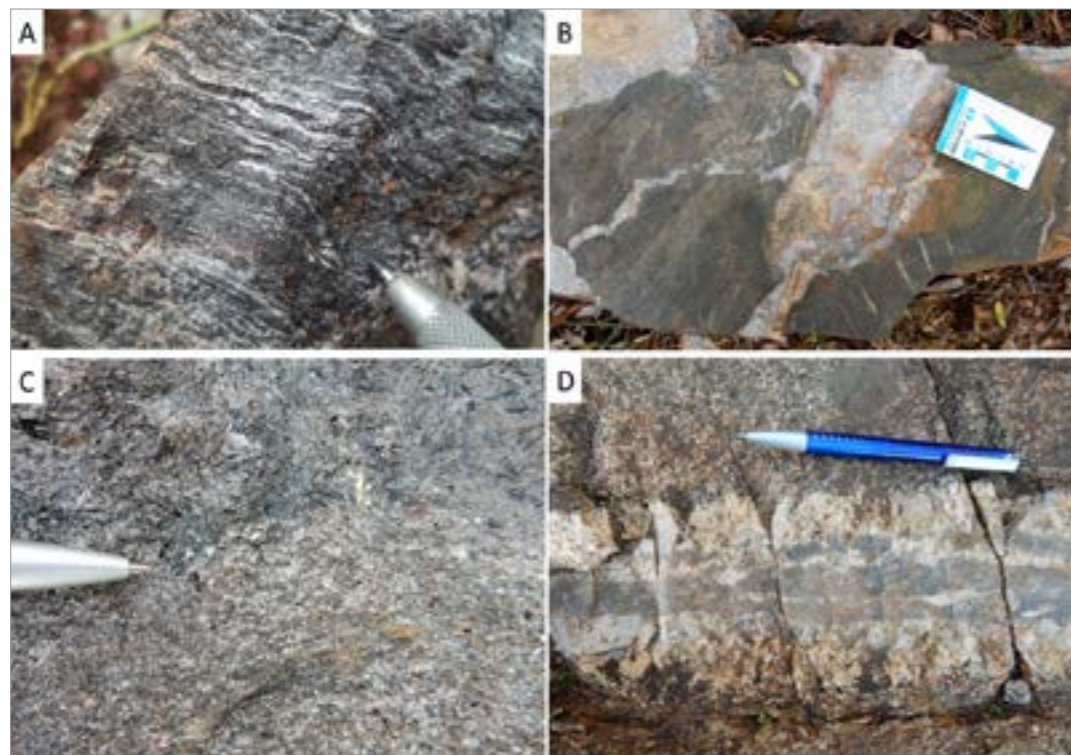


Figura 146 - Formas de ocorrências dos turmalinitos nas proximidades das minas/ocorrências de cassiterita. (A e B) próximo a mina Tabuleiro - pontos JP-018 e RC-017; (C e D) próximo a mina Campinas - ponto LC-012.

Não há uma certeza sobre a sua formação e alguma ideias foram sugeridas: (i) a partir de soluções residuais do processo final da granitogênese e/ou como substituição dos feldspatos, pois não mostram ter se formados durante a cristalização dos granitos (FRANCO, 1944). (ii) devido a migração de boro, proveniente da biotita, resultado em turmalina e quartzo com restos de biotita, cristalizando-se nos veios que cortam o xisto (LEINZ; PINAGEL, 1945); (iii) a partir da interação dos fluidos magmáticos tardios ou de fluidos meteóricos. A turmalina ocorre nas diferentes minas e apresenta variações gerais na sua composição, com proporções variáveis de elbaíta, dravita e schorlita e estas variações seriam reflexo da disponibilidade química existente (FRANTZ, 1997).

Para Lehmann (1990) a presença de turmalina indicaria que o granito deve ter sido gerado a partir de fonte pelítica, que fornecem boro para o sistema (média de B em folhelho = 100-2.000 ppm).

As micas brancas estão presentes nos greisens e em zonas de alteração. Frantz (1997) identificou dois tipos de mica branca, ambos presentes em todas as zonas de alteração hidrotermal. O polítipo 2M1 é o mais comum, enquanto que o polítipo 3T ocorre substituindo a biotita. O autor também verificou algumas variações químicas na composição dessas micas em relação as várias minas e correlacionou esta variação à composição do protólito.

A cassiterita é encontrada apenas nas zonas com alteração hidrotermal, não é um mineral constituinte

dos protólitos graníticos, e pode ser indicativo de que permaneceu no magma residual associado aos voláteis (FRANCO, 1944). Ocorre nos pegmatitos, nos veios de quartzo hidrotermais, associados ou não a turmalinização e/ou greisenização. Os cristais de cassiterita são de coloração escura, localmente transparentes; geralmente geminados, com hábitos piramidais a bipiramidais. Os cristais foram encontrados desde microscópicos a amostras de muitos quilos. Como por exemplo, nas regiões próximas ao Paredão, os pegmatitos continham cassiterita como cristais negros, perfeitos com geminação habitual e as massas cristalinas atingiam até 500 gramas (GUIMARÃES, 1926). (LEINZ; PINAGEL, 1945).

Frantz (1997) observou que as cassiteritas nos depósitos Cerro Branco e Campinas apresentam texturas e composições distintas. No entanto, a composição do núcleo dos cristais maiores da Mina Campinas é similar às cassiteritas da Mina Cerro Branco. Na mina Cerro Branco apresenta tamanho de grão de 4 a 10 mm com zonação regular uniforme, com indícios de recristalização nas bordas de alguns cristais. Na mina Campinas, os cristais maiores têm 5 a 15 mm e apresentam variação brusca de composição, enquanto que nos cristais menores de 1 a 3 mm a zonação é regular e uniforme. O autor observou que os núcleos das cassiteritas maiores apresentam muitas inclusões de quartzo e mica, com forte correlação negativa entre Sn e Fe e Ta e em menor grau com o Ti (Figura 147).

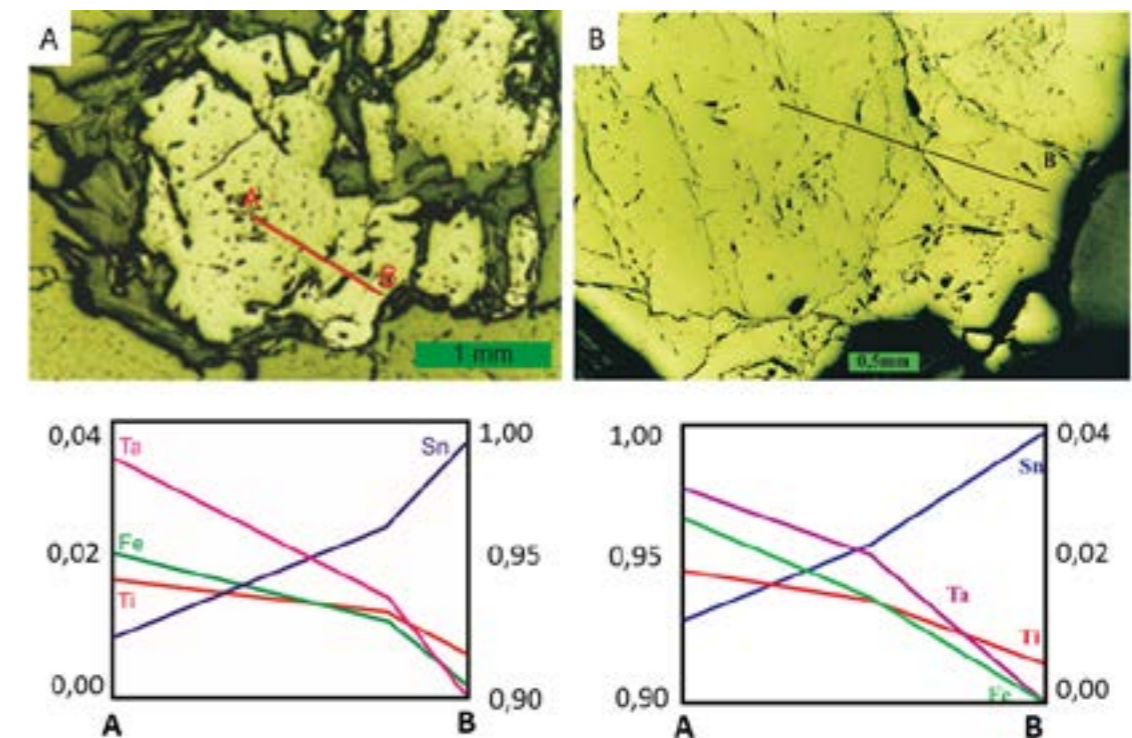


Figura 147 - Perfis químicos dos elementos Sn, Fe, Ta e Ti de cassiterita das minas Campinas (A) e Cerro Branco (B) (FRANTZ, 1997).

Nessa figura pode ser observado uma quebra abrupta no teor desses elementos, no contato entre o núcleo e a borda do mineral, o que provavelmente pode ser indicativo de limite entre o mineral primário e as porções recristalizadas. Os perfis químicos dos elementos indicam que a disponibilidade dos mesmos variou durante a formação da cassiterita, tanto no mineral primário, quanto na recristalização. Sendo que na fase recristalizada a variação na concentração dos elementos é mais acentuada.

Estudos de inclusões fluidas realizadas por (FRANTZ, 1997) indicam a mistura de fluidos magmático-meteorico na geração das zonas de alteração hidrotermal e de mineralização.

Frantz (1997) sugere que a gênese da cassiterita tenha como primeiro evento a intrusão do Granito Figueiras gerando alteração pervasiva com aporte de Sn formando depósitos com baixos teores. Posteriormente ocorreu a intrusão do Granito Campinas, remobilizando os elementos e gerando depósitos de mais alto teor. Entretanto, considerando a idade obtida neste Projeto para o Granito Campinas (U-Pb 644,1±3 Ma) e a idade do Granito Figueiras (U-Pb 605±8 Ma) (Frantz et al., 2003), torna o modelo genético sugerido por Frantz (1997), inconsistente do ponto de vista cronológico.

Da mesma forma, o modelo genético sugerido por Franco (1944) da cogeneticidade entre os granitos, com evolução do Campinas (biotita granito) para o Figueiras (muscovita granito), culminando com a fase de aplitos, pegmatitos, veios de quartzo, greisenização e turmalinização, somente essas fases tardias seriam mineralizadas fica inconsistente do ponto de vista cronológico.

Enquanto que, Lehmann (1990) coloca que a especialização de estanho nos granitos estaníferos seria uma consequência de sua evolução magmática por cristalização fracionada; e a espessura crustal seria importante por influenciar o tempo de residência do magma e sua evolução. O autor sugere que a origem do magma crustal ou mantélica é de importância secundária nos mecanismos de fracionamento, porque a razão do conteúdo de Sn da crosta e manto é de apenas 2 a 4.

7.2.2.2. Outras ocorrências de cassiterita

As concentrações de cassiterita estão distribuídas conforme a Figura 134 e pode ser observado que estão associados a contextos geológicos distintos. A sua distribuição ocorre contornando o Bloco Encruzilhada tanto no contato com o Terreno Tijucas quanto no Batólito Pelotas.

A região de Morrinhos apresenta concentrações anômalas de cassiterita em concentrados de bateia (Figura 134), e teve a exploração de um depósito aluvionar, no arroio dos Cachorros. Observa-se

também que a mineralização primária deve estar relacionada com as unidades da Suíte Dom Feliciano. A mineralização de cassiterita está associada com granitos pós-colisionais, alcalinos, fortemente diferenciados, também denominados de granitos tipo Morrinhos. Esse granito apresenta quatro fácies: regional (composição sienogranítica); granito porfirítico (composição monzogranítica); borda (composição sienogranítica); e microgranito porfirítico (biotita granito de composição sienogranítica) (DA ROSA et al., 2000). Segundo os autores, os greisens com estanho estão associados ao fácies microgranito porfirítico e ocorrem na forma de vênulas, veios, lentes ou bolsões controlados por fraturas. A mineralização está controlada por falhas e fraturas que limitam ou interceptam a intrusão e tem associação com monazita e topázio (RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997). As concentrações de estanho são do tipo *placer* nos terraços e leitos dos arroios Petim, Divisor, Cachorros e Ladrão, indicavam uma reserva geológica de 600 t de Sn contido (SILVA; RAMGRAB, 1986). O cascalho mineralizado apresenta uma cobertura areno-argilosa de 3,5 a 5 m com teor de 800 g/m³ de cassiterita (CORRÊA, 1986). Segundo esse autor a reserva mínima seria de 1.000 t de cassiterita.

Outras pequenas ocorrências estão associadas aos granitos da Suíte Cordilheira, ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu. A Suíte Cordilheira é formada por granitos fortemente peraluminosos indicando origem a partir de fusão parcial de rochas sedimentares, formado em zonas de colisão. Foram encontradas cassiterita em várias estações amostrais, à leste da Suíte Granítica Encruzilhada, e em contato com o Batólito Pelotas, porém em proporções menores que as já citadas (Figura 134). As ocorrências de cassiterita estão associadas a granitoides a duas micas, talvez produto do processo de greisenização e relacionadas aos pegmatitos com muscovita e turmalina, podendo ter ainda berilo e columbita. Para Ramgrab, Wildner e Camozzato (1997), a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu pode ter sido responsável pela geração de ampla faixa de alteração hidrotermal (greisenização, turmalinização), favorecendo a presença de mineralizações associadas a pegmatitos e do tipo Sn-W-Mo.

Na folha Pedro Osório 1:250.000, na região sudoeste do Batólito, a cassiterita também é proveniente de rochas peraluminosas hidrotermalizadas pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (RAMGRAB; WILDNER, 2000). Os autores delimitaram duas pequenas áreas anômalas com indícios de cassiterita em concentrado de bateia (1% e < 5% do volume total de concentrado), onde são observadas faixas de alteração hidrotermal, com greisenização e turmalinização dos granitos da Suíte Cordilheira (GRAZIA et al., 1995).

Associados à essa mineralização ocorre indício de ouro (< 13 pintas/bateia), fluorita, e também concentrações anômalas de barita, scheelita, columbita-tantalita, turmalina e granada (GRAZIA, et al. 1995; RAMGRAB; WILDNER, 2000).

7.2.3. Cobre

O Rio Grande do Sul sempre foi conhecido por suas ocorrências de cobre. Na área do projeto merecem destaques àquelas relacionadas ao Terreno Tijucas, no Batólito Pelotas, onde aparecem apenas indícios de calcopirita em concentrados de bateia e uma ocorrência encaixada no mármore da pedra

Matarazzo, no sul do Batólito. No Terreno Tijucas, dois contextos tectônicos estão relacionados as ocorrências de cobre, o Sienito Piquiri, no contato com as rochas do Complexo Porongos e nas coberturas neoproterozoicas, relacionadas às rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres, da Bacia do Camaquã (Figuras 119 e Figura 148) (TESSARI; PICADA, 1966; RIBEIRO, 1978). A Figura 148 apresenta duas áreas com diversas ocorrências conhecidas no Terreno Tijucas. Diversas empresas trabalharam nestas áreas, e merecendo destaque, por deixarem algum registro, por exemplo: CBC, SHELL, Votorantim, além do DNPM e CPRM.

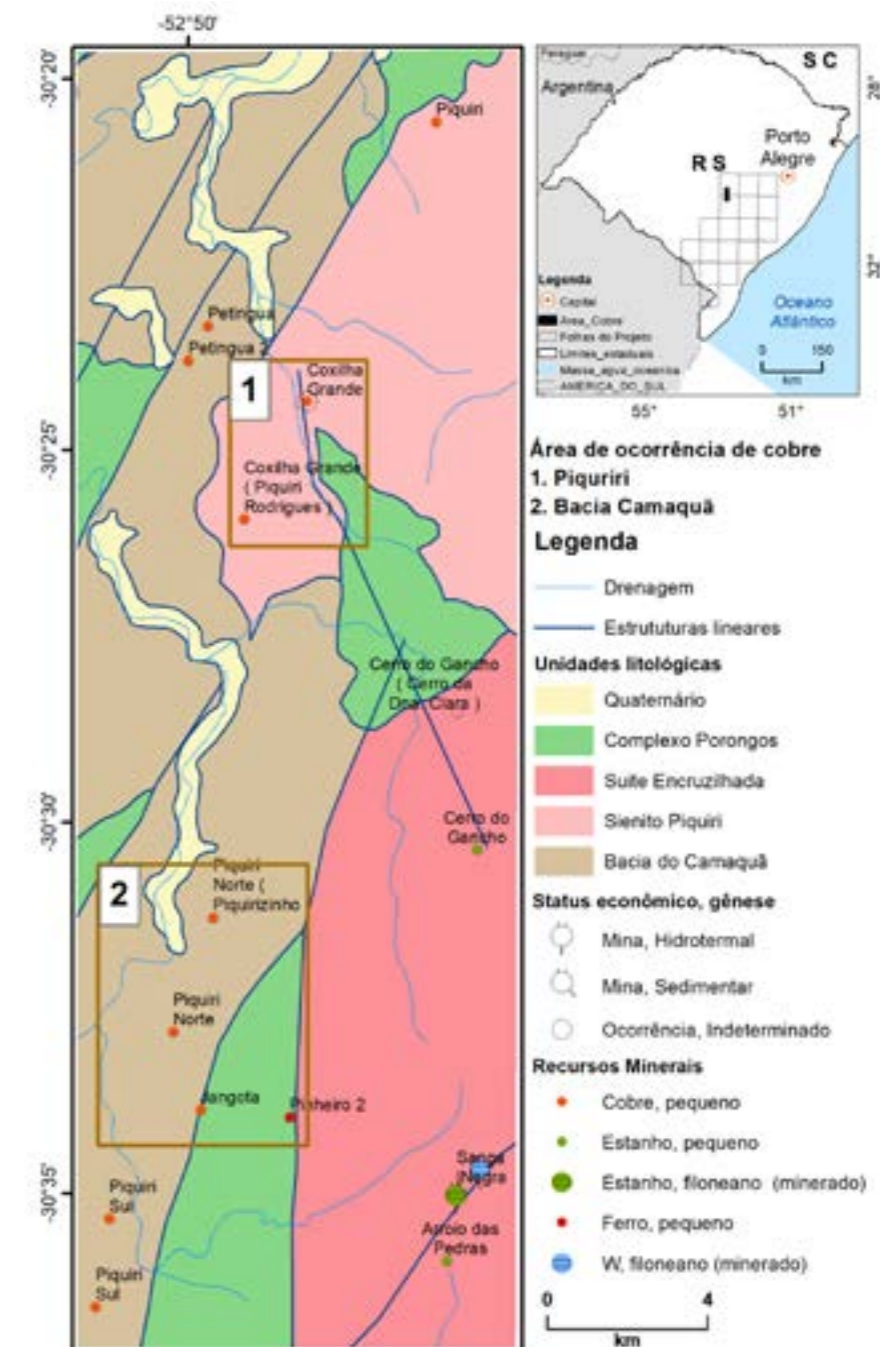


Figura 148 - Mapa esquemático com as ocorrências de cobre No Terreno Tijucas.

No Sienito Piquiri foram reconhecidas a presença de pirita, molibdenita e calcopirita, além de magnetita e malaquita ((LEINZ; PINAGEL, 1945); RIBEIRO, 1978). Na região sudeste do Sienito Piquiri é conhecida uma área mineralizada denominada de Coxilha Grande, são seis locais com antigos trabalhos mineiros (trincheiras, galerias, poços), realizados nos anos 1930 e 1940 (RIBEIRO, 1978). O autor aponta uma anomalia localizada a cerca de 650 m de profundidade, possivelmente de um corpo de rocha mais básico que o Sienito Piquiri, e o responsável genético pela mineralização.

Uma das seis áreas da Coxilha Grande (área 1 da Figura 148), na margem esquerda do arroio Papagaio encontra-se uma galeria (galeria do Armazém) (Figura 149). Nesta área, as mineralizações são de calcopirita e bornita com pirita e hematita em veios quartzo brechados (Figura 150A), de forma subordinada ocorre malaquita, cobre nativo e azurita (Figura 150B). Neste projeto, foram observados ainda stockworks de quartzo e quartzo com estrutura em pente (Figura 150C), presença de *gossan* (Figura 150D), diques de rocha granítica fina associada à alteração potássica e presença biotita e clorita mais restrita (Figura 150E). Também foi verificada alteração propilitica dada pela associação clorita-epidoto no sienito Piquiri (Figura 150F), e massas de óxidos de ferro em veios de quartzo e carbonato. Várias são as ocorrências de cobre associadas a Bacia do Camaquã. Muitas

delas tornaram-se importantes nos anos 1970, pois o modelo vigente para as Minas do Camaquã, a principal mina de cobre do Brasil, na época, e balizador de toda as pesquisas de cobre na região, era o modelo sedimentar.

O trabalho de Ribeiro (1978) onde foram hierarquizadas as ocorrências de Cu da Bacia do Camaquã, como as que ocorrem na área do projeto, levava em conta este modelo. Este autor cita três ocorrências de Cu na sub-bacia Piquiri-Boici (área 2 da Figura 148, Figura VII.34): Petinguá, Piquiri Norte e Piquiri Sul. Estas áreas mostram a presença localizada de malaquita em camadas de pelitos (Figura 151). Não há a presença de falhas, vulcanismo e/ou alteração hidrotermal associados a estas ocorrências, os indícios de malaquita são restritos e sem continuidade, requisitos essenciais para o modelo hidrotermal magmático para o cobre da Bacia do Camaquã. Há informações que em duas destas áreas houve a execução de furos de sondagem, mas não foi possível acessar os relatórios de pesquisa.

Nas proximidades das ocorrências de malaquita no Grupo Santa Bárbara, nas rochas do Complexo Porongos (Figura 152) foi encontrada uma área de 30 metros de largura por 150 metros (aproximadamente) de hematita (Figura 153A), turmalina e quartzo (Figura 153B) substituindo a rocha original, com textura semelhante aos encontrados em depósitos exalativos de baixa temperatura (Figura 153).

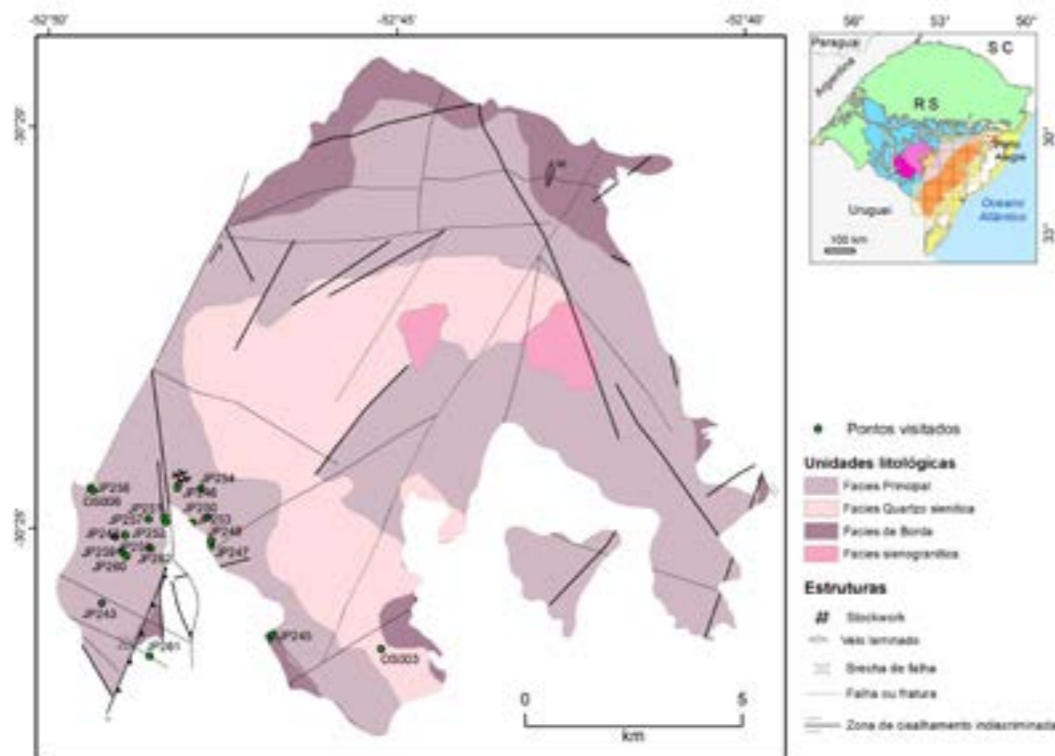


Figura 149 - Mapa com as ocorrências de cobre na Região do Sienito Piquiri e os pontos visitados. Geologia a partir do trabalho de Sbaraini (2012).



Figura 150 - Fotos da mineralização de Cobre na região de Coxilha Grande, no sienito Piquiri. (A) ponto JP 242; (B) ponto JP 261; C – perfil próximo ao ponto JP 242; D – ponto JP 247; E – ponto 246; e F – ponto 256.

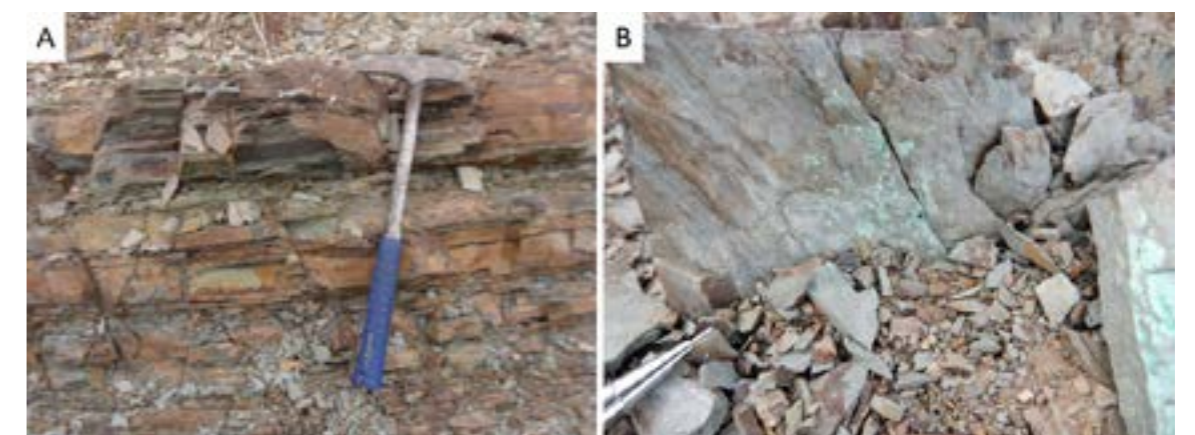


Figura 151 - Ocorrências de cobre encontradas na Bacia do Camaquã, malaquita nas camadas de pelitos. A – ponto OS 106; B – OS 012.

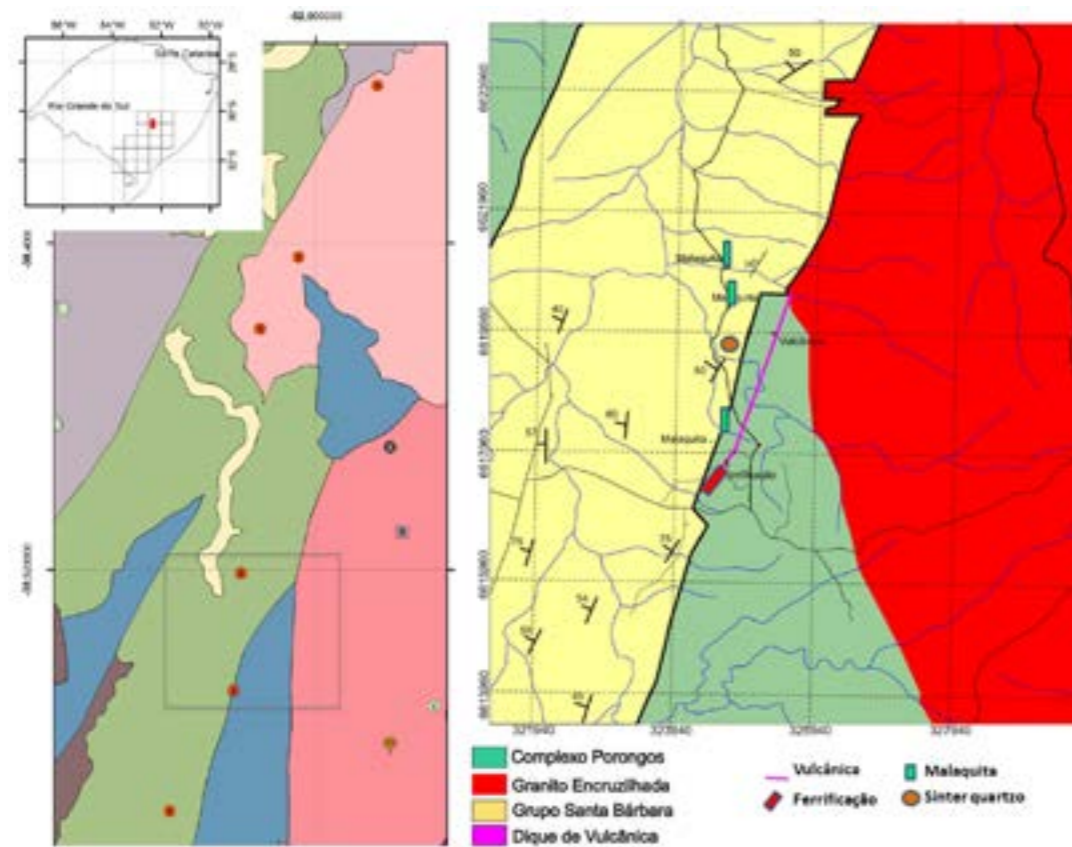


Figura 152 - Mapa com as ocorrências de cobre da Bacia do Camaquã e detalhe da área de interesse associado ao Complexo Metamórfico Porongos.

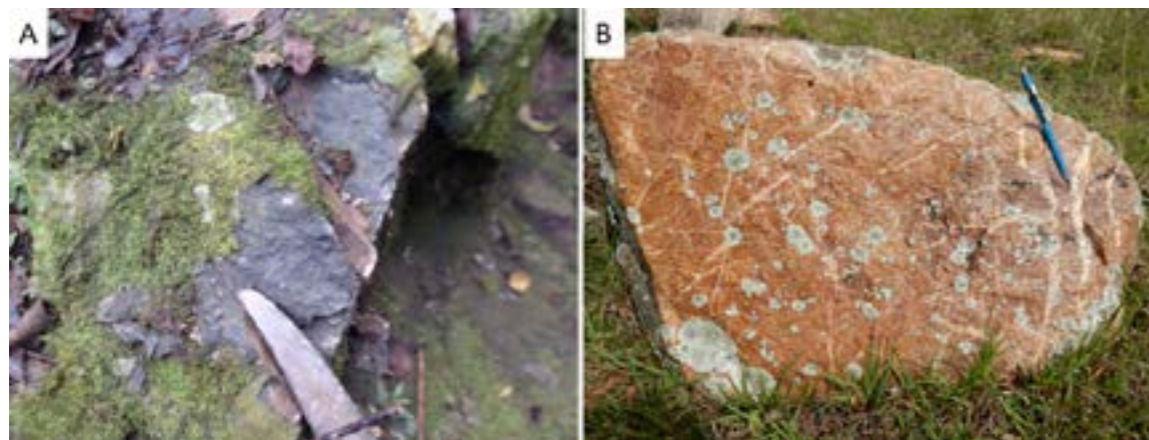


Figura 153 - (A) Fotos de hematita (OS 113) e (B) sílica ou quartzo (OS 013) que ocorrem na porção intermediária do Complexo Metamórfico Porongos, adjacentes a área de ocorrência de cobre da Bacia do Camaquã.

O Complexo Porongos (Figura 154), neste contexto, foi caracterizado como predominantemente vulcânico (Figura 154A). Dique de vulcânica ácida (Figura 154B) corta as rochas do Complexo Porongos onde ocorre a hematitização, sendo o provável responsável por remobilização de sílica para veios e de filmes de malaquita para fraturas das rochas encaixantes (Figuras 154C e D).

Além da dispersão de hematita, de forma resrita, para outras áreas. Também deve ser o responsável pela grande quantidade de malaquita presente

na Bacia do Camaquã, adjacente a esta área, pois onde a presença desta vulcânica parece ter relação com indícios de cobre.

A sul, no Complexo Metamórfico Porongos há a presença de *gossans* (Figura 155A) e de *boxworks*, relacionados com veios de quartzo, são encontrados também níveis decamétricos a métricos ricos em grafite nos xistos (Figura 155B) e que podem ser indicativos de sulfetação. Estas ocorrências podem ser uma zonação de um sistema rico em ferro a norte até um rico em sulfeto a sul, no Complexo Porongos.

Na Folha Pedro Osório 1:250.000, porção Sul do Batólito Pelotas, foram catalogados onze indícios de cobre concentrados na região do alto do Cerro da Vigia e uma ocorrência em Pedras Altas e um indício na Estancia São Francisco (RAMGRAB; WILDNER, 2000). No entanto, apenas a ocorrência de cobre de Pedras Altas está inserida na área de trabalho, a ocorrência está encaixada nas litologias do

Subgrupo Cambaí e apresentam anomalias magnéticas (RIBEIRO, 1978). O autor observa que essa mineralização ocorre associada com brechas em zonas de falha de direção N40°E.

A mineralização de cobre encontrada são malaquita, azurita, e calcosina disseminados em rocha granítica milonitizada e brechada (RAMGRAB; WILDNER, 2000).

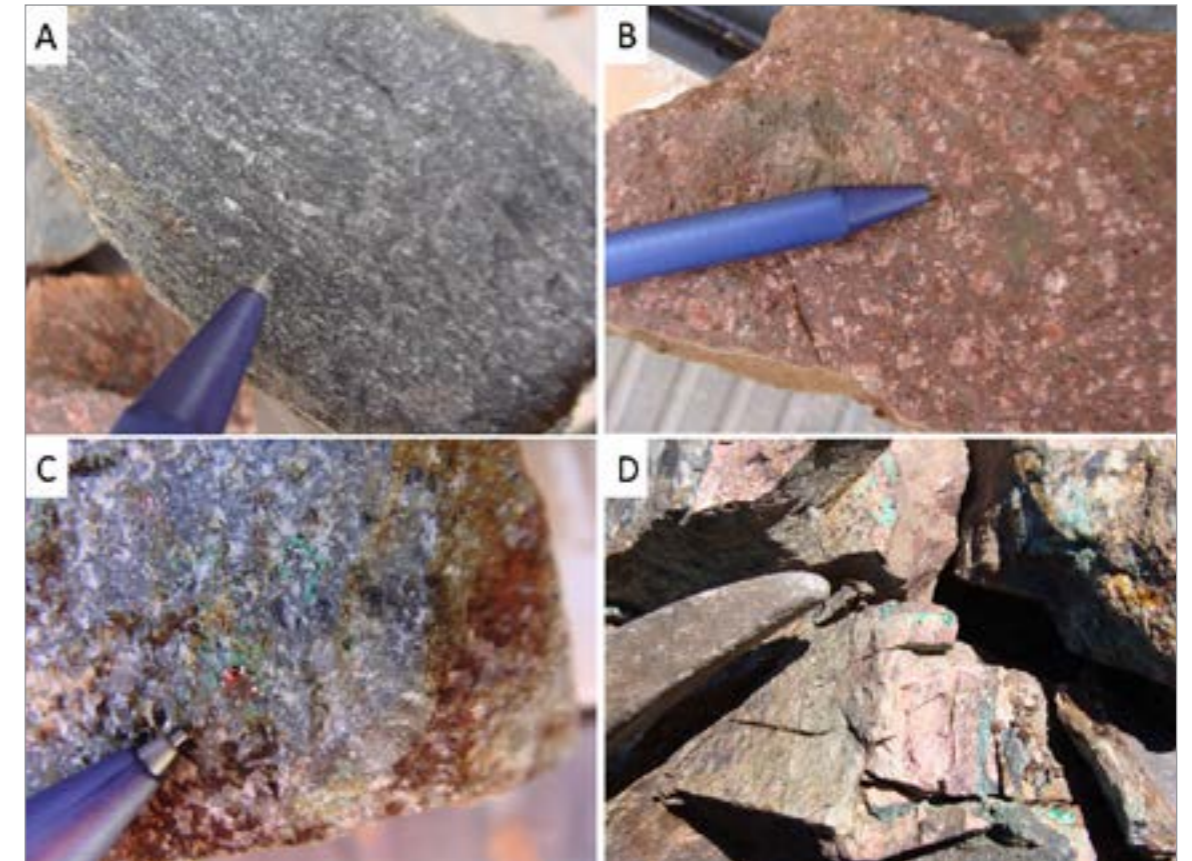


Figura 154 - Rochas do Complexo Metamórfico Porongos na área de estudo com as rochas vulcânicas encontradas nos pontos (A) OS109; (B) OS 112) e as ocorrências de cobre (C) OS 126 e (D) OS 129.

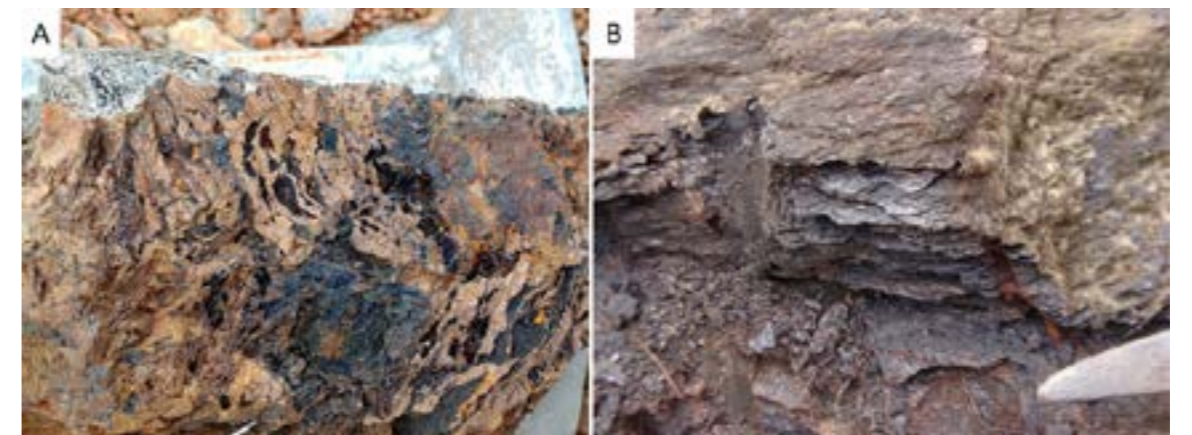


Figura 155 - Feições indicativas de possíveis mineralizações sulfetadas que ocorrem na porção sul do Complexo Metamórfico Porongos, próximo à mina Campinas. A – LC 155; B – OS 107.

7.2.4. Tungstênio

A Suíte Encruzilhada do Sul, dos granitos Encruzilhada e Pinheiros, é conhecida pelas ocorrências de W do Rio Grande do Sul. Duas áreas mineralizadas são conhecidas, as antigas minas Cerro d'Árvore (ou Mina Velha) e Sanga Negra (Figuras 119 e 138). Os primeiros registros remontam aos anos de 1890 a 1914 apesar de ser uma área bastante conhecida, há pouca informação sobre os depósitos. (LEINZ; PINAGEL, 1945).

A Mina Sanga Negra está localizada na fazenda homônima, a sul da Vila Pinheiros a cerca de 25 km a oeste de Encruzilhada do Sul e ainda preserva algumas trincheiras e galerias, assim como ruínas da estrutura usada para beneficiamento do minério e de galpões utilizados para armazenagem do material fundido (Figura 157). O minério foi extraído em filões, sendo também explorado o minério aluvionar, concentrado no arroio das Pedras que corta a

Fazenda Sanga Negra. Ao longo de suas encostas existem dezenas de trincheiras e galerias (Figura 158), grande parte destas aterradas ou recobertas por vegetação. Os dados de produção não são conhecidos. Para (GUIMARÃES, 1926), o início da exploração de tungstênio na área, deve ter começado na Mina Cerro d'Árvore.

A Mina Cerro d'Árvore está localizada a cerca de 8 km a sul da Fazenda Sanga Negra e durante a realização desse projeto não nos foi permitido acessar a área. A região foi importante produtora de tungstênio no início do século XX até a Segunda Guerra Mundial, desde então paralisada. Segundo Leonardos (1942) a produção mensal de concentrado de wolfrâmio era de 3 mil kg, com o minério em veios de quartzo com até 50 cm de espessura.

As estruturas principais são subverticais com direção preferencial NE (N10°-30°E) e raras vezes NW (N30°-40°W), caso de Sanga Negra (LEINZ; PINAGEL, 1945).

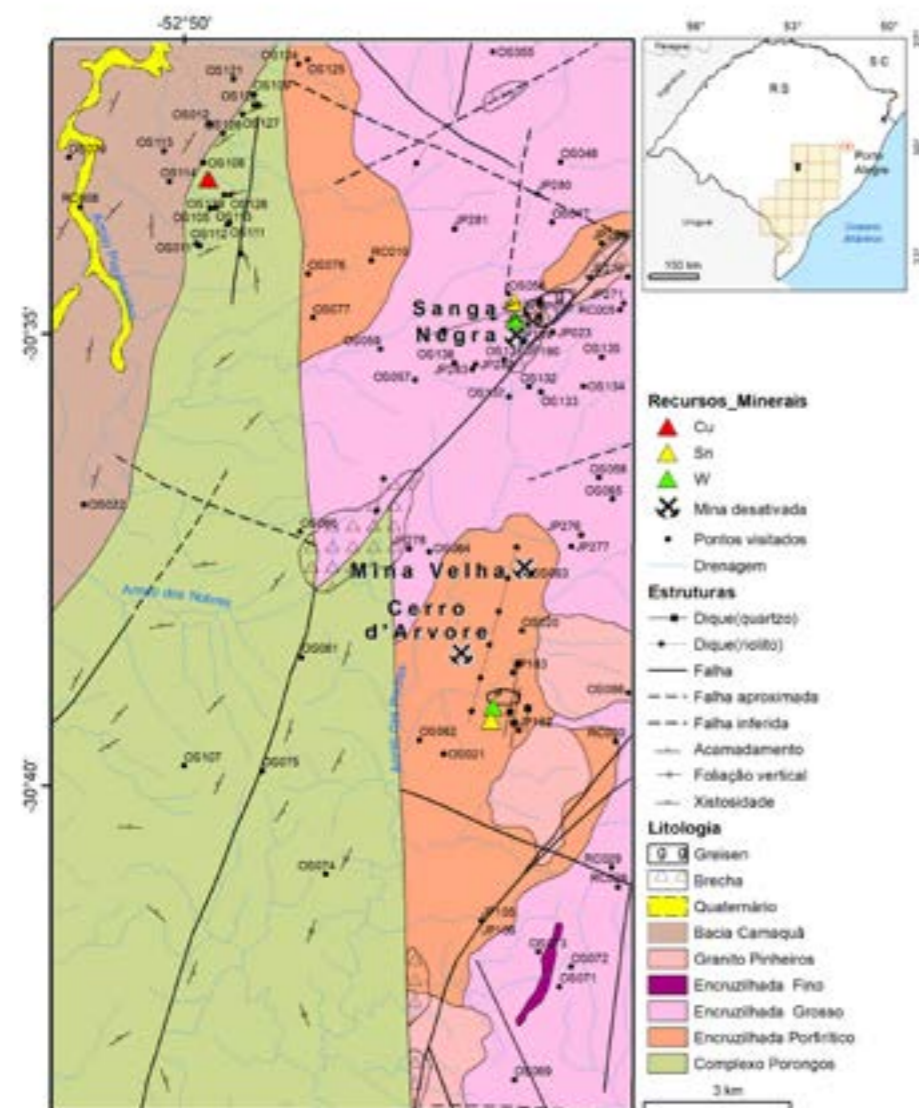


Figura 156 - Mapa simplificado com a localização das minas desativadas de W na região de Encruzilhada do Sul.

Os autores observam que os veios podem atingir 15.00 m de comprimento na mina do Cerro d'Árvore, geralmente com centenas de metros. No contato dos veios com o granito, há formação de salbanda greisenizada com 10 a 30 cm de espessura, que podem conter até 0,5% de cassiterita, conforme encontrada nos veios NE da mina Cerro d'Árvore (LEINZ; PINAGEL, 1945). Os autores também observaram que o granito é cortado por veios de greisens de direções variadas, em zigue-zague e espessuras variadas.

O granito, dentro das galerias, é de granulação grossa, porfírico e avermelhado, comumente apresentando fenocristais com textura rapakivi (Figura 158), e as estruturas associadas à mineralização do

tungstênio são essencialmente rúpteis com direção principal N0°-15°E com mergulho subvertical e E-W com 20° de mergulho para norte como estrutura secundária (Figura 158).

Os veios possuem espessuras milimétricas a decimétricas retilíneas e apresentam moderada a leve interação de borda com a encaixante. As direções N30°-40°E são associadas principalmente a veios aplíticos e diques subvulcânicos que cortam as rochas graníticas da área dos depósitos. O trend N-S é marcado por faixas cataclásticas. Enquanto que as estruturas NW-SE são coincidentes com os lineamentos magnéticos registrados pelo levantamento aerogeofísico de 2010 (CPRM, 2010).



Figura 157 - Fotografia panorâmica da Fazenda Sanga Negra com a antiga estrutura utilizada para beneficiar e tratar o minério de tungstênio. Foto tirada da colina onde são encontradas algumas galerias e trincheiras, o Arroio das Pedras fica na parte mais baixa entre essas duas colinas.



Figura 158 - Galerias que foram mineradas na Fazenda Sanga Negra, com indicação dos veios de quartzo cortando o granito Encruzilhada.

O bloco diagrama da Figura 159 apresenta a descrição de (LEINZ; PINAGEL, 1945) com a relação entre as diferentes estruturas e formas de ocorrência da wolframita. Normalmente ela ocorre na forma de “ninhos e buchos” com cristais prismáticos negros maiores que 1 cm e podem atingir até 10 cm (Figura 160).

A presença de volfrâmio foi confirmada pelas leituras realizadas com fluorescência de raios X portátil que indicou 0,34% de W em veios de quartzo. A wolframita ocorre como cristais subédricos, prismáticos de cor preta, levemente estriados (Figura

160). Diante das descrições dos autores pioneiros e das observações nas galerias e trincheiras acessadas pela equipe do projeto, deduz-se que os veios mais espessos e promissores no conteúdo de wolframita próximo da superfície e aflorantes tenham sido lavrados. O potencial mineral da área em profundidade está aberto, visto que não há trabalhos de sondagens na área. Trabalhos de geologia exploratória, com mapeamento de detalhe e a utilização de métodos indiretos (geofísica), podem indicar alvos com concentração de *greisens* e filões em profundidade para posterior verificação por sondagem.



Figura 159 - Tipos de estruturas e as suas direções principais com as formas de ocorrências da wolframita na área de estudo (LEINZ; PINAGEL, 1945).

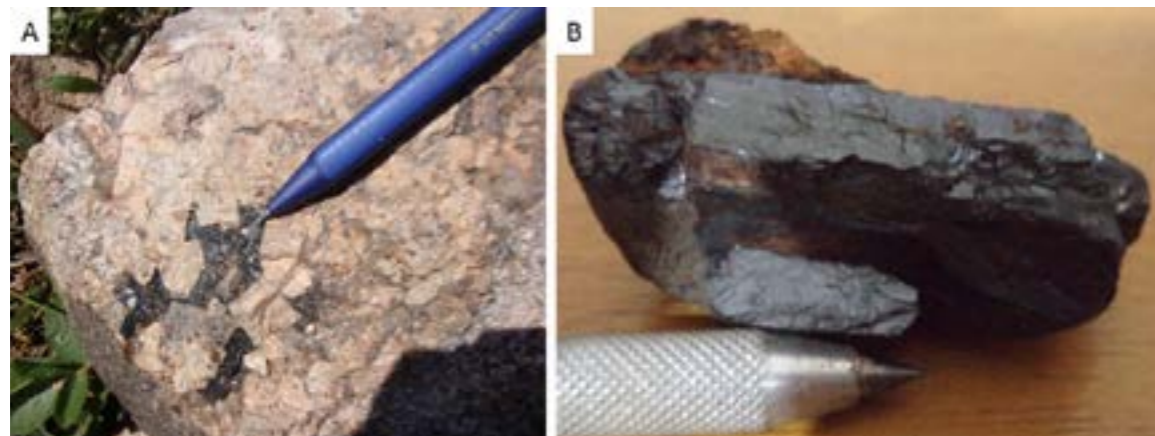


Figura 160 - Modo de ocorrência de wolframita área de estudo. (A) como em pegmatito na mina Sanga Negra - ponto OS 137; e (B) Cristal prismático da Mina Cerro d'Árvore (Mina Velha), ponto JP 182.

Na superfície da zona mineralizada ocorrem blocos de granito grosso porfirítico e de brecha quartzosa (Figuras 161A e B, respectivamente). O primeiro é formado por fenocristais de feldspato potássico, comumente manteado por plagioclásio, quartzo e biotita. A brecha apresenta uma matriz de sílica porosa e clastos angulosos de quartzo, está entrecortada por uma série de veios e vênulas de quartzo com frequente *boxwork* de sulfeto (Figura 161C).

Na zona mineralizada também ocorrem hidrotermalitos formados por fenocristais de quartzo e biotita em meio a matriz completamente sericitizada (Figura 161D). Os hidrotermalitos estão cortados por veios de quartzo e wolframita e apresentam forte silicificação e sulfetação (Figura 161C).

As zonas mineralizadas estão associadas com rochas subvulcânicas ácidas que ocorrem na forma de diques NE-SW.

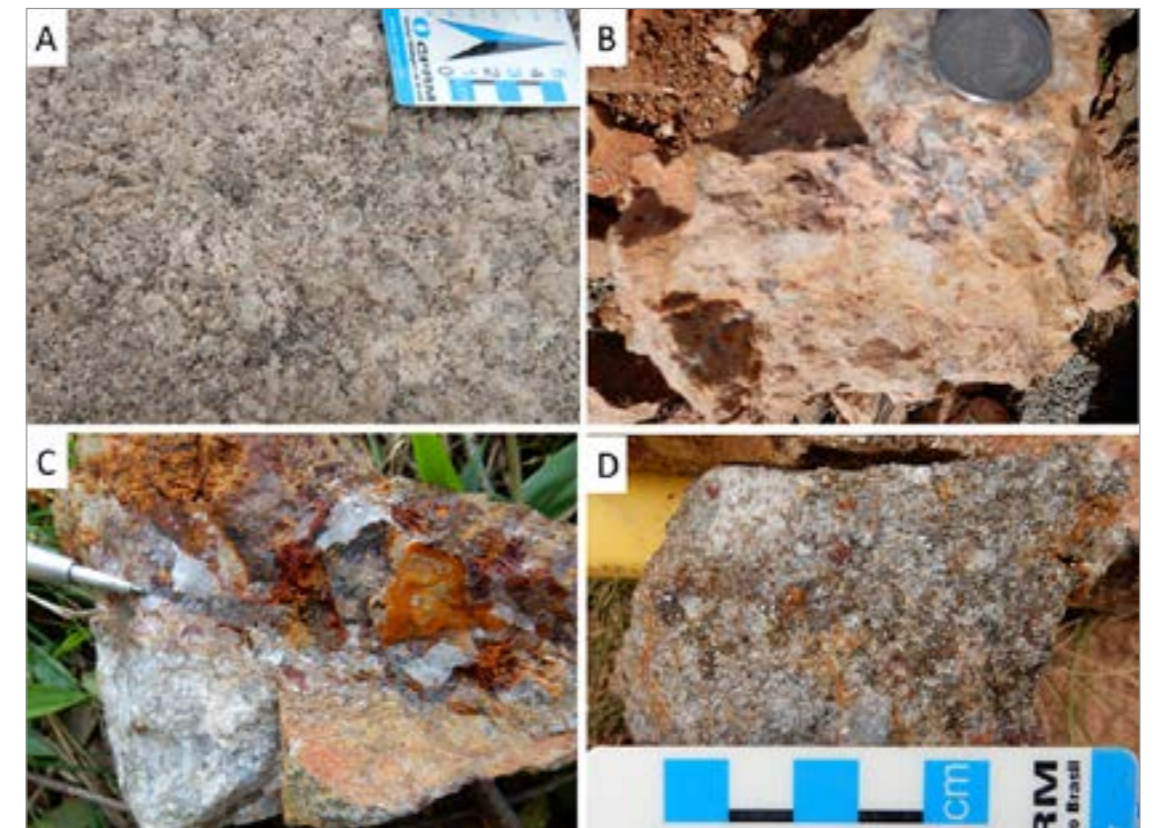


Figura 161 - (A) Granito Encruzilhada porfirítico, (B) Brecha quartzosa; ambas amostras ocorrem nas proximidades das galerias encontradas na Fazenda Sanga Negra, e (C) Veio de quartzo com boxworks e wolframita, ponto JP023; e (D) Veios de quartzo com muscovita nas proximidades da Mina Cerro d'Árvore (Mina Velha) JP 182.

A rocha subvulcânica encontrada na sede da Fazenda Sanga Negra é um riolito peralcalino de textura porfirítica (Figura 162). Os fenocristais subédricos de quartzo (5 a 2 mm) apresentam inclusões orientadas de albita (?) segundo as faces de crescimento do cristal (inclusões de Frasl, um tipo de crescimento epitaxial). De forma semelhante ocorrem fenocristais de microclínio, de grão médio a fino (2,5 a 0,8 mm), com as mesmas inclusões orientadas. Estes fenocristais estão envolvidos por uma matriz fina, tamanho inferior a 0,5 mm, alotriomórfica, de quartzo e feldspato. Os máficos estão cloritizados e nas clivagens dilatadas ocorrem epidoto e fluorita. O zircão ocorre em formas equidimensionais, desenvolvem fortes halos pleocróicos. A clorita (resultante da alteração da biotita), e a muscovita [muscovitização (?)], que ocorre sempre nos bordos da clorita ou acompanhando a clorita, completam a paragênese.

Para Tessari e Picada (1966), o método de extração do minério, principalmente na forma de garimpos e galerias, poços e trincheiras dificultou um melhor conhecimento/entendimento da mineralização. Embora a referência de Leinz e Pinagel (1945) da pouca informação sobre os depósitos, os mesmos sugerem que as mineralizações de W e Sn poderiam fazer parte do mesmo sistema mineral. Os autores distinguiram duas províncias, a do norte, denominaram

“Província Cerro d'Árvore, Sanga Negra e arredores” relacionadas às mineralizações de W e Sn subordinado; e a do sul, de “Província do Cerro Branco, Campinas e arredores do Rio Camaquã” relacionadas à mineralização de Sn (Figura 134). Dados preliminares de campo destacam como diferenças principais, entre os dois sistemas minerais, a rocha encaixante, a mineralização, o hidrotermalismo e a estruturação.

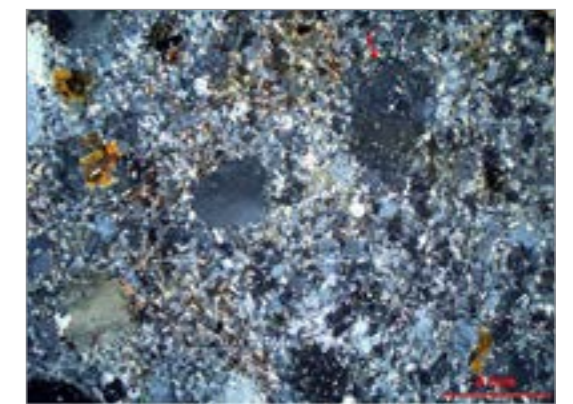


Figura 162 - Riolito peralcalino que ocorre na sede da Fazenda Sanga Negra, O23B em luz polarizada cruzada, com aumento de 7X, escala gráfica de 2 mm, onde se destacam os fenocristais de quartzo (seta) e feldspatos alcalinos com inclusões orientadas mergulhados em matriz fina de composição quartzo-feldspática.

O sistema mineralizador destes depósitos definido como “Província Cerro d’Árvore, Sanga Negra e arredores” (LEINZ; PINAGEL, 1945), apresenta as seguintes características (Figura VII.45):

- Associados a granitos peralcalinos pós-tectônicos da Suíte Encruzilhada do Sul.
- Estruturas associadas à mineralização são essencialmente N-S e E-W.
- As mineralizações tungstênio estão relacionadas (ocorrem juntas ou é a geradora?) ao fácies subvulcânico (Figura 163A), que são encontradas cortando o granito cinza porfirítico da Suíte Intrusiva

Encruzilhada do Sul (Figura 163B), juntamente com veios de quartzo.

- A wolframita ocorre associada aos veios de quartzo leitoso como mineral centimétrico (Figura VII.45C) e também como clusters dispersos de cristais menores radiais em microgranito (Figura 163D). E podem estar acompanhados ou não de pirita e calcopirita (Figura 163E), com berilo, topázio, turmalina e fluorita como minerais subordinados (Figura 163F).
- A turmalinização deste sistema mineral é restrita às bordas dos veios de quartzo.

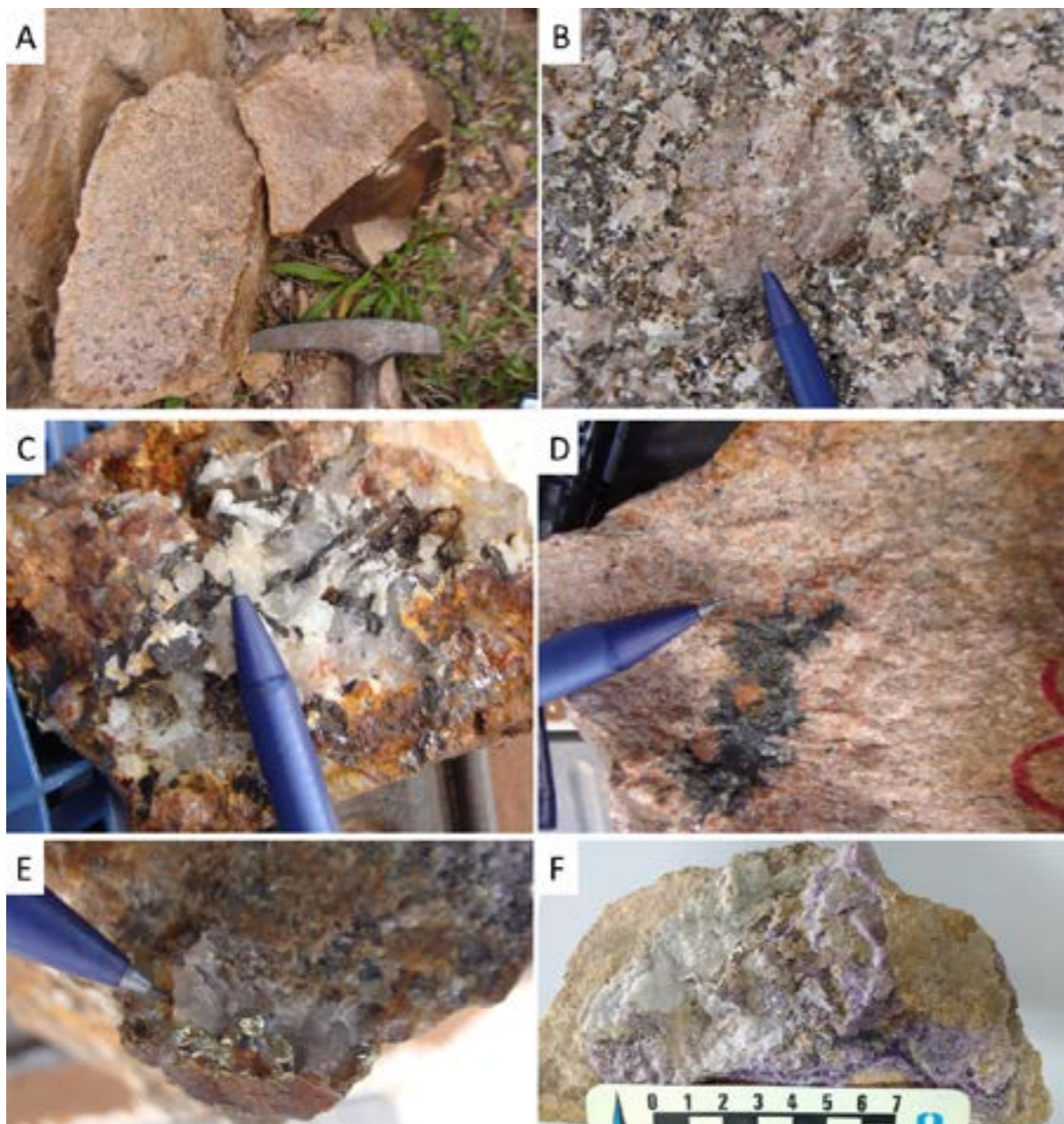


Figura 163 - Características do sistema mineralizador relacionada à “Província Cerro d’Árvore, Sanga Negra e arredores” (LEINZ; PINAGEL, 1945). (A) Rochas subvulcânicas associadas; (B) Granito Encruzilhada porfirítico; (C) cristais de wolframita nos veios de quartzo; (D) Agregados de wolframita formando buchos em granito fino/aplito; (E) Minerais de sulfetos associados ao minério em veios de quartzo; e (F) Ocorrência de fluorita associado aos veios de quartzo. Amostras dos pontos OS 131 a OS137.

Um modelo que se aplica a esse sistema mineral é o apresentado na Figura 164, onde as áreas proximais mineralizadas essencialmente por wolframita, representaria o depósito da Fazenda Sanga Negra, caracterizando a porção proximal da fonte magmática, enquanto que as áreas distais, mineralizadas com wolframita e cassiterita, representariam porções mais distais, que poderiam conter quantidades menores de calcopirita e esfarelita (Figura 164). As fases de minerais hidrotermais, minerais de minério, forma e dimensão dos corpos mineralizados são plenamente compatíveis com um sistema mineralizador magmático-hidrotermal conforme o modelo de Sn-W em veios e stockwork (Figura 164) (SINCLAIR, 1996).

Nas proximidades desse distrito mineiro são conhecidas ocorrências de Cu, Pb e Zn, localizadas em um raio de 15 km das minas Cerro d’Árvore e Sanga Negra possam indicar uma zonação metalogenética (Figura VII.47) (SZUBERT; KIRCHNER; GRAZIA, 1976; CAMOZZATO, 1987). É provável que essas ocorrências estejam condicionadas em estruturas semelhantes àquelas que controlam as mineralizações de W e Sn (Figura 164), que podem ter sido alterada tectonicamente, semelhante a depósitos como Cornwall e Devon (SINCLAIR, 1996).

A Figura 165 apresenta um diagrama esquemático de uma cúpula granítica com aureola de veios radiais e zonação de depósitos metálicos. Este pode ser um modelo para zonação regional aplicável aos veios mineralizados que ocorrem nesse distrito mineiro Cerro d’Árvore - Sanga Negra (modificado de Nédélec e Bouchez, 2015).

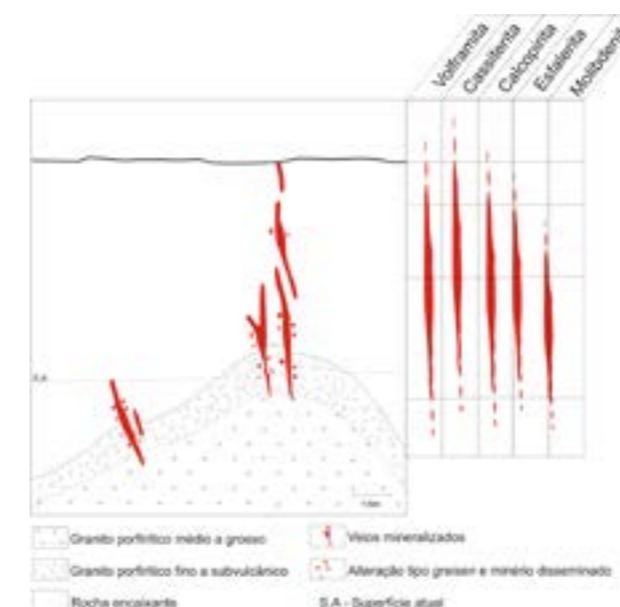


Figura 164 - Modelo esquemático que representa a mineralização de tungstênio no distrito minério de Sanga Negra e Cerro d’Árvore, modif de. (SINCLAIR, 1996).

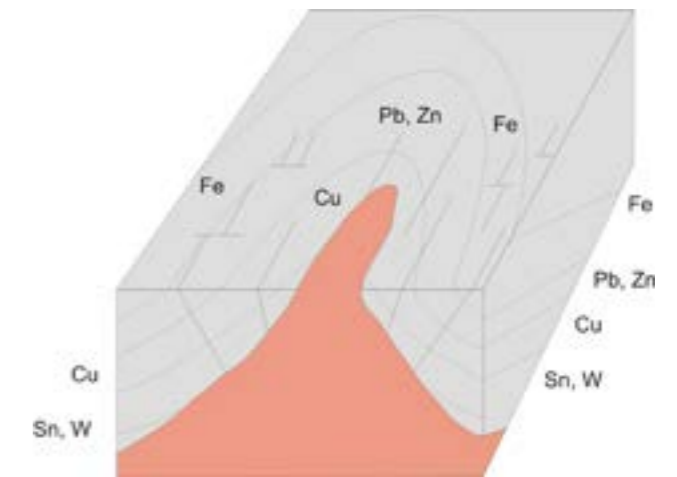


Figura 165 - Modelo esquemático da zonação mineralógica que pode ser associado ao mesmo sistema mineral do que distrito mineiro de Sanga Negra e Cerro d’Árvore, modificado de Nédélec e Bouchez, (2015).

7.2.5. Ouro

Alguns indícios de ouro são encontrados na porção sul do Batólito Pelotas e ao longo do lineamento magnético que corta o Terreno Tijucas na direção NE-SW (Figura 166).

No Batólito Pelotas, a área com maior ocorrência de indícios, pintas de ouro em concentrados de bateia, ocorre próximo às localidades de Morro Redondo e Vista Alegre, conforme observado no Projeto Pedro Osório. Essa mineralização ocorre associada aos granitos porfiríticos a equigranulares sin- a pós-transcorrentes, com enclaves dioríticos a tonalíticos e a leucogranitos a magnetita (GRAZIA, 1997). Os minerais associados nestes concentrados são columbita-tantalita, monazita e pirita oxidada.

As mineralizações que ocorrem na região de Hulha Negra no Terreno Tijucas ocorrem associados a granitos, enquanto que na sua porção norte, região de Palmas, Cerro do Vigia, estão associados com minerais de cobre, chumbo e barita (GRAZIA, 1997).

A ocorrência de ouro também foi observada nos aluviões do Rio Camaquã, entre o Vau dos Prestes e Amaral Ferrador, por furos de sondagem Banka, associado com cassiterita e monazita presente em quantidades significativas em mais de 50% das amostras, enquanto que a xenotima, pirocloro e columbita/tantalita, ocorrem mais raramente (< 5% das amostras) (KAUL; RHEINHEIMER, 1974). As maiores concentrações de ouro são encontradas nas camadas de areia grossa com cascalho que ocorrem acima dos siltitos argilosos da Formação Caneleiras (KAUL; RHEINHEIMER, 1974). A fonte destes indícios estaria rios que cortam as suítes Dom Feliciano e Viamão e podem estar relacionadas com as diversas zonas de cisalhamento da região.

Se assim for, a gênese do minério pode ser caracterizada como ouro orogênico erodido e depositado nos aluviões do Rio Camaquã. No entanto, estes autores

sugerem que o minério poderia estar associado com a mineralização aurífera de Lavras do Sul e seria transportado por suspensão.

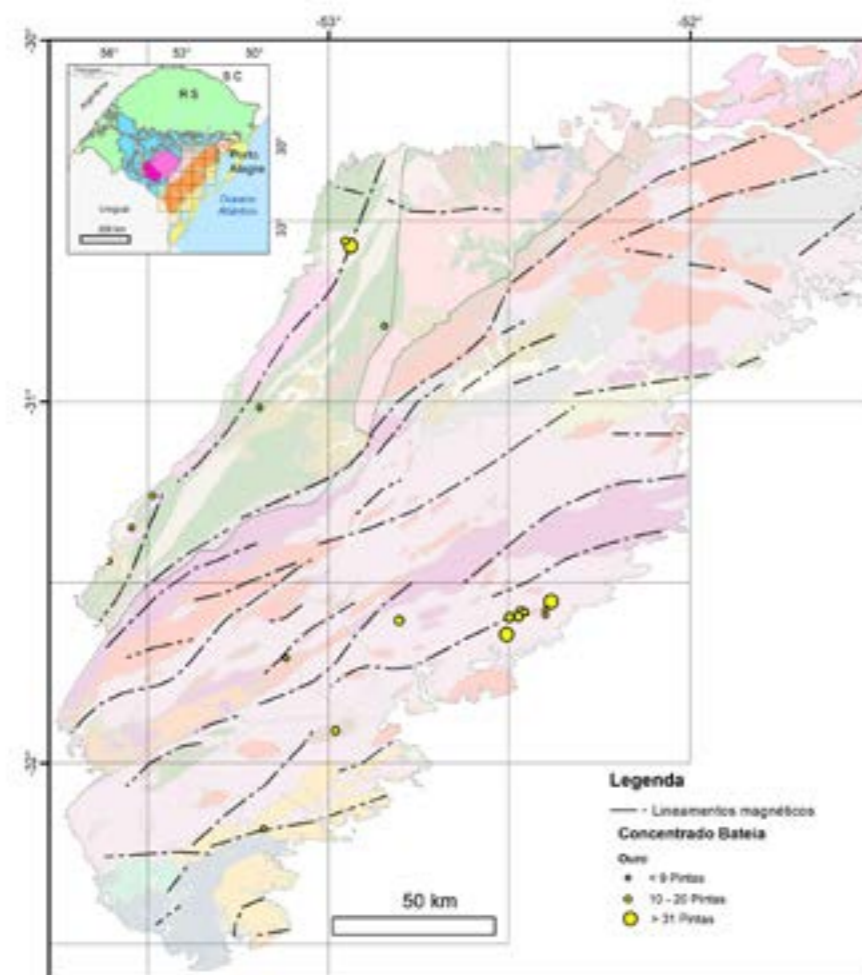


Figura 166 - Mapa de distribuição de pintas de ouro na área de estudo.

7.2.6. Cromo

As ocorrências e indícios de cromita na área de estudo estão representadas na Figura VII.49. As ocorrências estão registradas na Antiforme Capané, Terreno Tijucas (UNISINOS, 1977) e na Pedreira Matarazzo em Arroio Grande, no Batólito Pelotas (RAMOS, 2011). Os indícios foram obtidos por concentrados de bateia em coletas realizadas por diversos projetos pela CPRM e encontram-se, preferencialmente, no norte do Batólito e a sul do Terreno Tijucas.

Na porção norte do Terreno Tijucas, foram identificadas a ocorrência de espinelos (até 10% em composição modal) na forma de cromoespelió, ferrocromita e magnetita dispersos ou em aglomerados

com cristais de até 1,5 cm de diâmetro (MARQUES, 1996). A autora identificou a presença de *podcs* de cromoespelió maciços ricos em Al e Mg em lentes da charneira do Antiforme Capané, com predomínio de textura cumulática e rara textura nodular, estas características sugerem uma origem a partir de acumulação por cristalização fracionada. As características químicas e as texturas da cromita associadas às rochas metaultramáficas, permitiram à autora interpretar a mineralização como provenientes de fragmentos de ofiolitos, gerados no ciclo Brasileiro (793±0,9 Ma; Arena et al., 2017). Esses fragmentos são lentes de serpentinitos, xistos magnesianos, talco xisto e rodingitos orientados na direção NE-SW, onde a cromita ocorre na forma de bolsões de até 20 cm ou disseminada nos serpentinitos (UNISINOS, 1977).

Na região de Arroio Grande também foi identificada a presença de cromita associado com rochas máficas e ultramáficas (RAMOS, 2011).

A cromita ocorre disseminada nessas rochas como um mineral acessório, cujos cristais têm granulção fina a média e forma anédrica a subédrica. A sua presença foi utilizada como indicativo para interpretar que estas rochas fazem parte de um complexo ofiolítico.

Os dados de concentrados de bateia coletados pela CPRM em levantamentos geoquímicos mostram presença de cromita em diversos pontos (Figura 167). No entanto, a presença desses minerais em concentrados de bateia precisa ser investigado, visto que, tanto no Batólito Pelotas, quanto no Terreno Tijucas, não foram identificadas rochas máficas ou ultramáficas em quantidade significativa que justifiquem estes indícios.

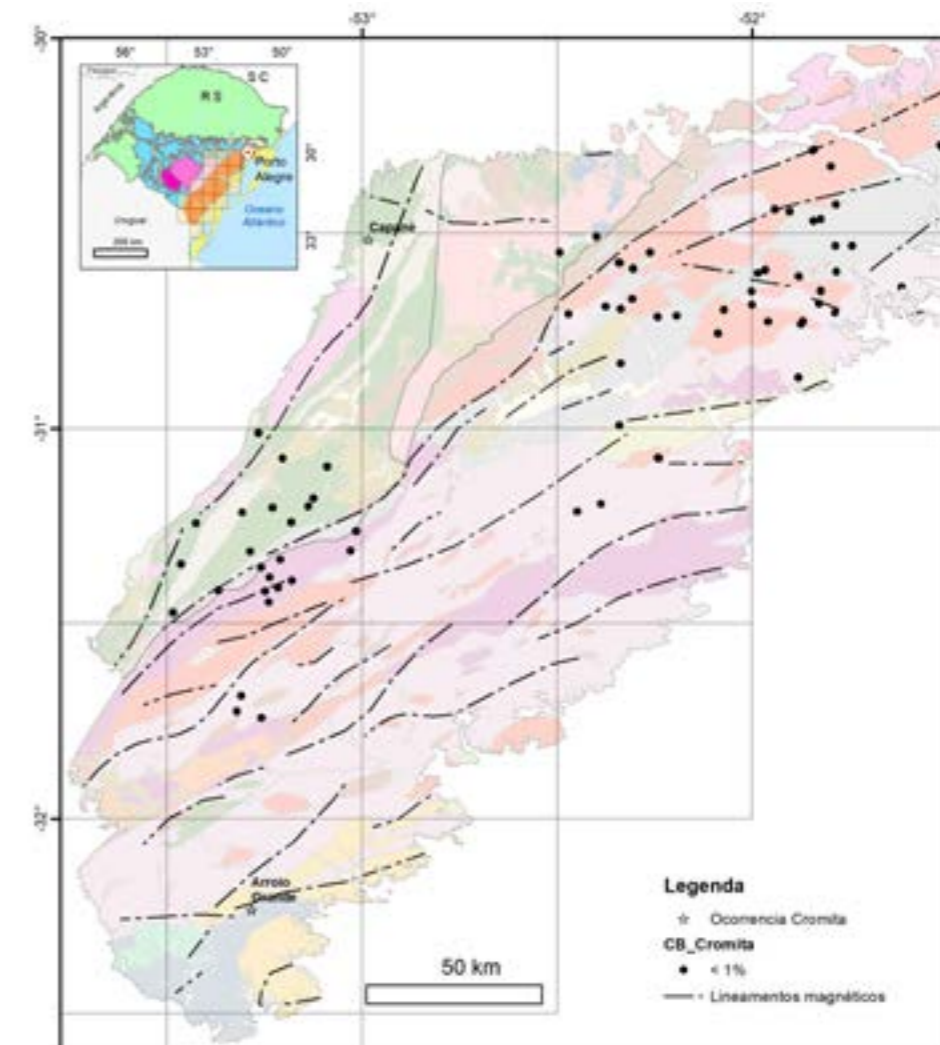


Figura 167 - Mapa com as ocorrências e indícios de cromita na área de estudo.

7.2.7. Molibdenita

Poucos são os indícios de molibdenita na área de estudo. A molibdenita foi descrita na região da Mina Campinas associada a alteração tipo *greisen* junto as ocorrências de cassiterita. No Batólito Pelotas a ocorrência mais significativa está na região do município de Cerro Grande, onde ocorre disseminada ou em veios associados a uma faixa de intensa turmalinização e muscovitização, desenvolvidas sobre rochas milonitizadas ao longo das falhas transcorrentes do Sistema Vigia-Roque

(RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997). Em Amaral Ferrador, a molibdenita foi encontrada junto com pirita e calcopirita na Mina Galena (TUBINO, 2003).

7.3. BENS MINERAIS ENERGÉTICOS

Carvão e turva ocorrem no Rio Grande do Sul como bens minerais energéticos não renováveis. No Rio Grande do Sul estão situados os maiores depósitos de carvão fóssil do país, perfazendo 88% dos recursos identificados (RAMGRAB; WILDNER, 2000).

As jazidas distribuem-se pela borda da Bacia do Paraná, desde o litoral nordeste do estado até a região fronteira com o Uruguai (Figura 168). A turfa ocorre nos sedimentos cenozoicos da Planície Costeira do estado.

7.3.1. Carvão

O carvão é o principal recurso mineral explorado no Rio Grande do Sul, estão associados às litologias da Bacia do Paraná que ocorrem nas bordas do Escudo Sul-Rio-Grandenses (Figura 168). As sete grandes jazidas de carvão no estado são: Santa Terezinha, Morungava-Chico Lomã, Charqueadas, Leão, Iruí, Capané e Candiota. A Jazida de Candiota é a maior jazida de carvão conhecida, concentrando 40% do recurso nacional (RAMGRAB; WILDNER, 2000). Os depósitos são estratiformes, com grande distribuição horizontal em relação a sua espessura (CAMOZZATO, 1987) e apresentam mais de uma camada de carvão explotável economicamente (SILVA; RAMGRAB, 1986). As camadas de carvão indicam sistema deposicional cíclico a partir de turfeiras de ambiente continental litorâneo (SILVA; RAMGRAB, 1986). As camadas de carvão ocorrem intercaladas

nos sedimentos terrígenos e transicionais do topo da Formação Rio Bonito de idade Permiana (SILVA, RAMGRAB, 1986). Os limites desses depósitos são determinados pelo afinamento das camadas, linhas de erosão, ou ainda pelo basculamento destas camadas.

As jazidas do Capané e Iruí, que ocorrem na porção norte da área, eram passíveis de serem exploradas por mineração a céu aberto e subterrânea (CAMOZZATO, 1987). O principal limitante da utilização dos carvões das jazidas brasileiras está relacionado ao seu baixo grade, devido ao teor de cinzas presente e em alguns casos a lavabilidade do carvão, como no caso da mina de Candiota (RAMGRAB; WILDNER, 2000).

A produção bruta + beneficiada do estado representa 54,9% da produção nacional de 2014, que foi da ordem de 7,57 Mt de carvão energético, compreendendo 0,1% da produção mundial (BRASIL, 2016a). Os principais municípios produtores em 2014 foram: Candiota, Butiá, Minas do Leão e Cachoeira do Sul; e tem 5.617.614.421 t de reserva medida, 10.937.291.589 t de reserva indicada e 7.279.323.307t de reserva inferida (BRASIL, 2016b).

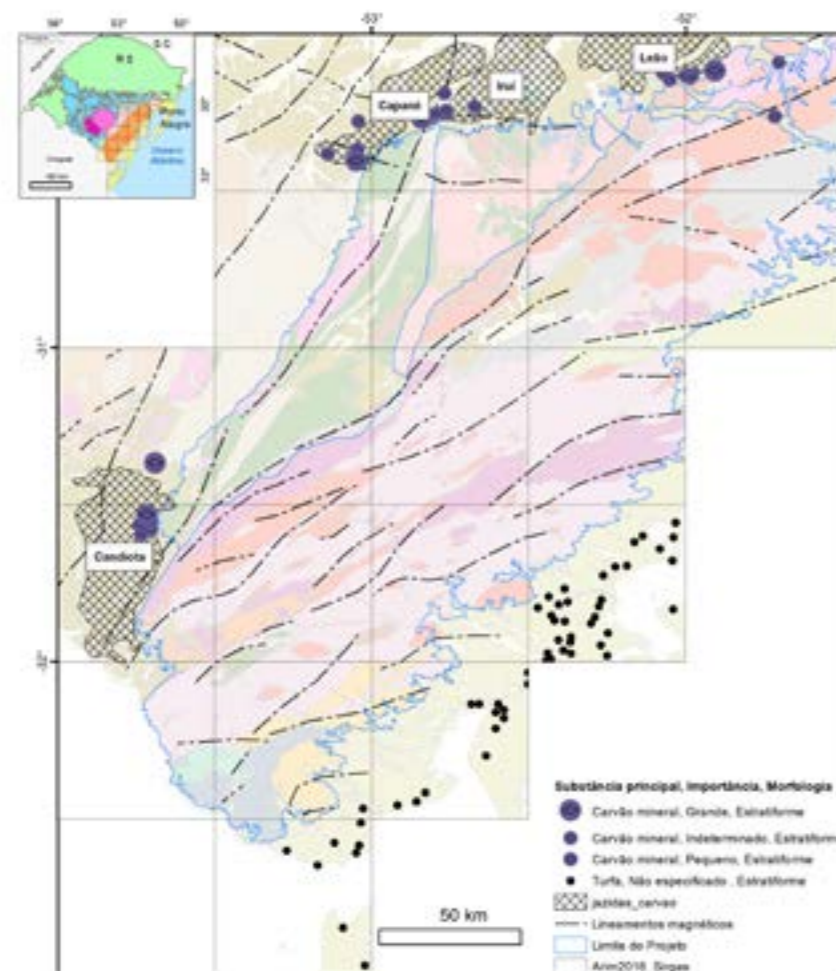


Figura 168 - Mapa de distribuição de bens minerais energéticos na área de estudo.

7.3.2. Turfa

Inúmeras ocorrências de turfa estão presentes na área do projeto e são relacionadas aos sedimentos cenozoicos da Planície Costeira do estado (Figura 168). As turfás ocorrem como lentes dentro de um pacote de sedimentos gerados por sucessivos eventos transgressivos-regressivos, relacionados com os processos glacio-eustáticos iniciados no final do Terciário (Plioceno) e que terminaram na transgressão Flandriana (WILDNER et al., 1988). Dentre as associações que compõem a Planície Costeira, os autores definiram a Associação de Adição e Retrabalhamento como área de maior potencial para ocorrência de turfa, pois caracteriza-se por sistemas lagunares restritos. Segundo Wildner et al. (1988), a qualidade das turfás encontradas, de modo geral, apresenta: (i) alto grau de humificação; (ii) teores altos de cinzas; e (iii) teores de carbono fixo moderados. Em termos de explotabilidade do minério, os depósitos possuem as áreas aflorantes adequadas, profundidade consistente, boa drenagem e acessos fácil. As principais ocorrências conhecidas, no âmbito do projeto, estão localizadas entre Barra do Ribeiro e Tapes, nos arredores de Pelotas e no norte

de Santa Vitoria do Palmar (WILDNER et al., 1988). O estado apresenta reservas de turfa de 73.979.791 t reserva medida, 93.532.992 t de reserva indicada e 9.001.273 t de reserva inferida (BRASIL, 2016b).

7.4. OUTROS BENS MINERAIS NÃO METÁLICOS

Na área de estudo são encontrados alguns bens minerais não metálicos na área de estudo, sua localização e seus respectivos status econômico são mostrados na Figura 169. Dentre esses bens minerais, pode ser destacado as jazidas de calcários, argila e caulim que são explorados comercialmente e são importantes para a economia local e estadual. Além desses, são explotados também, a areia e brita, normalmente de comercialização local, e as rochas ornamentais cuja principal alvo de exploração é o sienito Piquiri, denominado comercialmente de Marrom Guaíba, produto que atende o mercado brasileiro e o exterior. Pontualmente, ocorrem extração de feldspatos e quartzo. Os demais bens minerais são ocorrências e depósitos conhecidos que ainda não apresentaram potencial econômico. Muitos desses bens demandam mais pesquisa para determinar sua viabilidade.

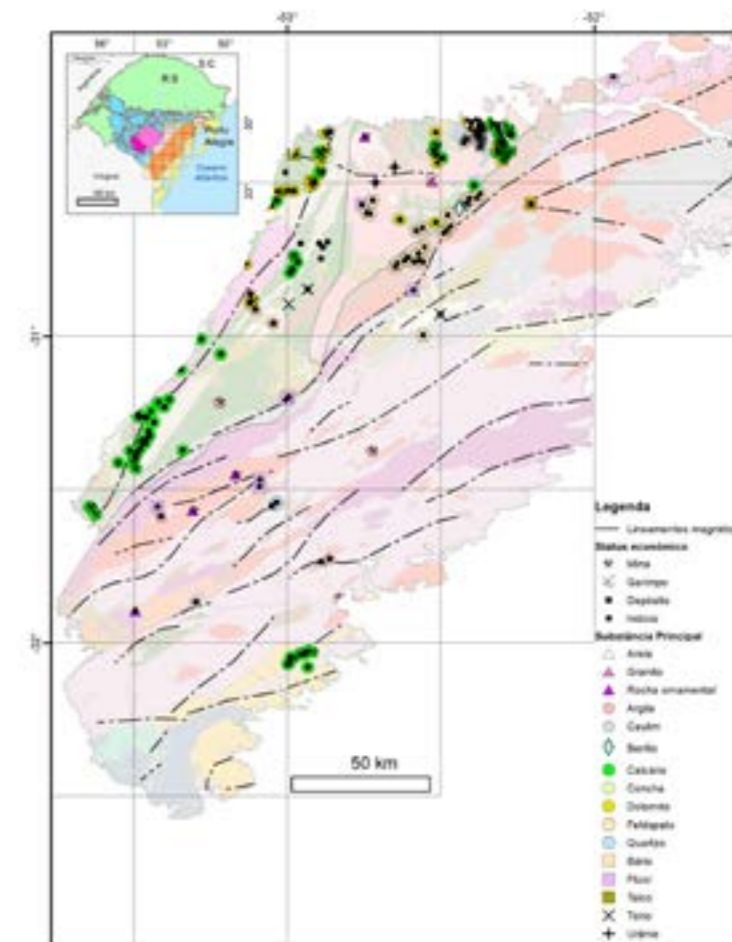


Figura 169 - Mapa de distribuição de bens minerais não metálicos na área de estudo, com os seus respectivos status econômico.

7.4.1. Berilo

Na região de Vigia, Encruzilhada do Sul, há registros de ocorrência de berilo associado a corpos pegmatíticos (Figura 169). A orientação dos corpos pegmatíticos é NW e a sua colocação, no contato do Granito Cordilheira com o Granito Quitéria sugere duas gerações de pegmatitos na região (RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997). Os pegmatitos são formados por cristais grandes de muscovita e microclínio, sendo que o pegmatito da Granja Edite apresenta dimensões de 500 metros de comprimento por 30 m de largura, e foi objeto de garimpagem (PICADA, 1966). O pegmatito na Granja Edite apresentava cristais de berilo com até 15 cm de diâmetro e ocorria associado com columbita, ambas ocorriam de forma descontínua na zona central desse. A paragénese mineral tem quartzo e feldspato alcalino como minerais principais e berilo, columbita, muscovita e turmalina como acessórios (PICADA, 1966).

7.4.2. Calcários

O calcário é considerado o segundo recurso mineral mais importante do Rio Grande do Sul e é extraído principalmente para uso como corretivo de solo, com uma fração menor para fabricação de cal. A extração de calcário é a atividade de mineração mais intensa no âmbito da área do projeto. As áreas de ocorrência são a região dos arroios Piquiri-Irapuazinho, e nos municípios de Santana da Boa Vista, Encruzilhada do Sul, Pinheiro Machado e Arroio Grande (Figura 169). Em todo o estado do Rio Grande do Sul a produção do calcário agrícola representa 8,4% do mercado nacional (BRASIL, 2016a).

Os depósitos, na área do projeto, ocorrem vinculados ao Complexo Porongos e constituem lentes de mármore que se intercalam com os xistos, quartzitos, gnaisses e anfibolitos que compõem esse complexo (RAMGRAB; WILDNER, 2000). Também estão vinculados à Suíte Várzea do Capivarita, compreendendo lentes de mármore intercaladas em gnaisses pelíticos, quartzo-feldspáticos e calcissilicáticos (RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997). Szubert e Presotto (1974) evidenciaram algumas características principais das rochas calcárias: (i) forma lenticular quase sempre presente; (ii) pequena envergadura da maioria dos corpos; (iii) aqueles situados próximos às falhas regionais são mais silicosos e magnesianos, com textura mais grossa e cores mais claras.

Na região do Piquiri, os corpos são pequenos no comprimento, mas ocorrem no mesmo horizonte estratigráfico por mais de 20 km de extensão e ocorrem de forma semelhante na região de Pedro Osório e Arroio Grande (SZUBERT; PRESOTTO, 1974). Os autores observaram que na região de Santana da Boa Vista e Rio Pardo (Pantano Grande-emancipado de

Rio Pardo) – Dom Feliciano, o calcário ocorre intercalado com as rochas encaixantes ao longo de três ou mais faixas paralelas.

Na região de Encruzilhada do Sul, os jazimentos estão restritos a lentes de metacalcários dolomíticos intercalados em paragneisses do embasamento (SILVA; RAMGRAB, 1986). Os depósitos da região dos arroios Piquiri - Irapuazinho compreendem camadas lenticulares encaixadas em quartzo-sericita xistos e quartzitos micáceos do Complexo Porongos, geralmente com orientação NE e mergulho variando de SE para NW (SZUBERT; PRESOTTO, 1974).

Em Santana da Boa Vista e Encruzilhada do Sul os depósitos ocorrem de formas e tamanhos variados. Na região de Encruzilhada, de forma geral, os jazimentos são restritos as lentes de calcários dolomíticos intercalados com os paragneisses da Suíte Várzea do Capivarita, ou formam megaenclaves nas rochas graníticas da Suíte Encruzilhada do Sul.

Em Arroio Grande o calcário ocorre na forma de mármore, predominantemente calcíticos foliados (NE-SW/SE) com clastos de rochas metamáficas (GERHARD, 2015).

O teor do magnésio é utilizado para definir o uso do calcário produzido. Para a fabricação de cimento *Portland*, o calcário deve conter baixo teor de magnésio (< 4% de MgO); enquanto que para outros usos, como corretivo, fabricação de cal, etc., não há essa restrição.

Os jazimentos, principalmente de calcário dolomítico, apresentam grande volume de reservas e considerável valor de produção. As reservas minerais em 2014 são de 302,6 Mt de reserva medida, 141,5 Mt de reserva indicada e 171,9 Mt de reserva inferida e os principais municípios produtores são Caçapava do Sul, Pinheiro Machado, Candiota, Dom Feliciano e Pantano Grande (BRASIL, 2016b).

7.4.3. Caulim

Os jazimentos de caulim ocorrem predominantemente na porção norte da área do projeto (Figura 169), e apresentam duas gêneses distintas de acordo com a sua localização. A exploração é efetuada por processos simples em diversas minas de pequeno porte.

Ao norte de Encruzilhada, as ocorrências de caulim apresentam maior viabilidade econômica e sua gênese é atribuída a processos de alteração supergênica das rochas anortosíticas do Anortosito Capivarita (SCHENATO; TEDESCO; FORMOSO, 1992). Os depósitos seriam formados pelo soerguimento tectônico parcial do maciço metanortosítico na sua porção central, originando situações topográficas distintas e contrastantes que permitiu a sua alteração homogênea para caulinita (SCHENATO; TEDESCO; FORMOSO, 1992).

Os depósitos formam corpos de espessura superior a 30 metros com extensão lateral variável, distribuídos nos contatos das rochas anortosíticas com as rochas graníticas intrusivas da Suíte Encruzilhada do Sul (SILVA; RAMGRAB, 1986).

Na região do arroio Piquiri, os jazimentos estratiformes de siltito argiloso são originados a partir da alteração de rochas areno-argilosas da Formação Rio Bonito e de xistos do Complexo Metamórfico Porongos.

As reservas de caulim no estado são provenientes de dois municípios: Pantano Grande e Rio Pardo. São de tamanho médio a micro. A produção bruta, em 2014 foi de 240,1 mt e 26,3mt de argila beneficiada (BRASIL, 2016b). As jazidas apresentam 23,4 Mt de reserva medida, 18,4 Mt de reserva indicada, 11, 8 Mt de reserva inferida e reserva lavrável de 4,6 Mt (BRASIL, 2016b).

7.4.4. Fluorita

Os jazimentos de fluorita são ocorrências e indícios encontrados em disseminações ou filonetes, preenchendo as fraturas em rochas graníticas (Figura 169). Normalmente, esse mineral ocorre associado com veios de calcedônia que ocupa a porção central dos veios revestidos por fluorita e podem também apresentar calcita, quartzo e epidoto associados (RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997; RAMGRAB; WILDNER, 2000). Para Sallet et al.(1990) as características dos veios de calcedônia e fluorita são similares aos que ocorrem no distrito de Fluorita de Santa Catarina e poderiam ser uma extensão desse distrito. Segundo o autor, o flúor seria proveniente de soluções hidrotermais profundas e depositados ao longo de fraturas abertas ou reativadas durante o evento distensivo da abertura do Oceânico Atlântico. As concentrações observadas não são econômicas, mas mostram a potencialidade dos granitos tardi a pós-transcorrentes como fonte de flúor (RAMGRAB; WILDNER, 2000).

7.4.5. Quartzo-feldspato

Para Ramgrab, Wildner e Camozzato (1997), o quartzo e feldspato ocorrem como ocorrência e indício na área de estudo (Figura 169), sendo que apenas o feldspato foi explorado de forma rudimentar para aproveitamento na indústria cerâmica. Esses minerais ocorrem associados aos corpos pegmatíticos encaixados nos granitoides sin transcorrentes da Suíte Cordilheira e podem estar controladas pelas falhas N-S que deslocam a zona de cisalhamento Vigia-São Roque. Os pegmatitos são de pequeno porte e constituídos essencialmente por quartzo e feldspatos, com muscovita e turmalina como minerais acessórios. Na região da vila Várzea do Capivarita, ocorre um jazimento de quartzo, filoniano com 2 km de

comprimento por 8 m de largura, que corta as rochas anortosíticas. No entanto, não possui qualidade adequadas para seu aproveitamento econômico.

7.4.6. Materiais de construção

Na região estudada os commodities que vem sendo produzidos atualmente são: 1) Rocha ornamental em Cachoeira do Sul (região do Piquiri) e Sertão Santana com 10.599 t e 253 t de quantidade comercializada em 2014, respectivamente; 2) materiais de construção (areia, saibro, brita e cascalho): Capão do Leão (1.558.161 t de quantidade comercializada de brita e cascalho e 906.110 t de quantidade comercializada de saibro), Camaquã (403.032 t de quantidade comercializada de saibro) e Pelotas (770.724 t de quantidade comercializada de areia); 3) argilas comuns: Capão do Leão (123.914 t de quantidade comercializada) (BRASIL, 2016b).

A areia para construção é um bem mineral produzido por todas unidades da federação do Brasil, sendo a produção do Rio Grande do Sul representa 5% do mercado Nacional. Devido às características de seu mercado ser essencialmente regional, visto ser um produto de baixo valor unitário, onde o frete influencia no seu valor final. As empresas produtoras normalmente estão próximas aos centros urbanos (BRASIL, 2016a). Os principais municípios produtores de areia na área de estudo são: Charqueadas, Pelotas e Rio Pardo; e as respectivas quantidades comercializadas são: 3.852 mt, 770,7 mt e 665,6 mt (BRASIL, 2016b). As argilas produzidas na área de estudo para utilização na indústria cerâmica provêm da cidade de Capão do Leão com produção de 123,9 mt em 2014 (BRASIL, 2016b). As argilas são de origem residual ou transportadas, as residuais são produtos de alteração das rochas sedimentares, principalmente das unidades inferiores do Grupo Irati e da Formação Rio Bonito; ou de rochas graníticas e de diques básicos. As primeiras podem formar corpos tabulares de 5 m de espessura, enquanto a segunda ocorre como bolsões de argilas de geometria irregular encontradas de forma localizada. As argilas transportadas constituem a maior parte dos depósitos e são formadas pelos depósitos terciário-quadernários de leques e planícies aluviais atuais (RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997; RAMGRAB; WILDNER, 2000). Os formados a partir de leques aluviais apresentam bolsões argilosos de extensão variadas de cores variegadas, com frequentes grãos de quartzo e fração tamanho areia e baixa a média plasticidade. Àqueles presentes em planícies aluviais estão melhor selecionadas e as lentes de argilas tem menor concentração de grãos de areia. Esses horizontes argilosos tornam-se gradativamente mais arenoso em profundidade, limitando a extração com o aparecimento de horizonte de areia fina subjacente (RAMGRAB; WILDNER, 2000).

A extração de rochas ornamental tem grande parte da produção destinada à exportação e parte para extração de placas para revestimento. No município de Pinheiro Machado é lavrado o sienogranito róseo equigranular média a grosso, isótropo do tipo tardi a pós-transcorrência denominado comercialmente de Granito Royal Red (RAMGRAB; WILDNER, 2000). No entanto, o município com maior produção de rocha ornamental é Cachoeira do Sul com produção de 10.599 t, seguido de Sertão Santana 253 t. A rocha extraída em Cachoeira do Sul é a denominada comercialmente de Marrom Guaíba, que é o sienito

Piquiri. Na região de Cerro Grande do Sul a rocha explorada é o monzogranito de granulação grossa, porfirítico de cor cinza-rosado a amarelado, pertencente à Suíte Cerro Grande denominado de Granito Ouro Gaúcho.

Brita, pedra de talhe e o saibro são bens minerais que não serão abordados neste relatório. São exploradas em toda a área de estudo, sempre próximos aos centros consumidores. Esses produtos são abundantes, podem ser explorados a partir de diversos tipos de rochas de acordo com as características geológicas e as necessidades locais (BRASIL, 2016a).

O Projeto Batólito Pelotas começou em meados de 2015 como um projeto ARIM (Área de Relevante Interesse Mineral) e com o objetivo de caracterizar as mineralizações metálicas presentes na área, sua hierarquização, controles e indicação de áreas potenciais. Antes do final do primeiro ano, houve uma readequação com o acréscimo da realização de um mapa de integração geológico-geofísico do Batólito em escala 1:750.000. No início do segundo ano houve a inclusão da porção leste do Terreno Tijucas, onde áreas com indícios de cobre eram conhecidos na sub-bacia Piquiri, encaixados em sedimentos da Bacia do Camaquã (RIBEIRO, 1978) e uma readaptação na escala de apresentação dos resultados para 1:500.000. Estas modificações tornaram necessária uma mudança na sistemática de amostragem e isso fez com que muitas das amostras coletadas no início do projeto não pudessem ser aproveitadas para a integração geológico-geofísico, por se tratarem de amostras com feições de alterações hidrotermais ou com mineralização associada.

A partir do segundo ano iniciou-se a amostragem de rochas para serem utilizadas em litoquímica, sendo no total analisadas 147 amostras (incluindo as com mineralizações e alterações hidrotermais), que foi integrado a base recuperada da bibliografia existente, cerca de 1.345 amostras, feitas em diversas épocas, laboratórios e metodologias. O que faz com que as amostras analisadas, mesmo incluindo as amostras da literatura, não representem todas as possibilidades e opções de rochas que compõem as suítes do Batólito Pelotas e do Terreno Tijucas. Além disto, devido a variações de nomenclatura dada por cada autor e por não apresentarem localização, não há como garantir que os dados de trabalhos anteriores têm a mesma classificação stratigráfica usada neste projeto. Diante desse fato, muitas destas análises foram descartadas, sendo usadas aquelas com localização e as que apresentaram melhores correlações com as amostras coletadas no projeto. Isso foi feito para garantir uma melhor interpretação em relação ao entendimento atual das rochas do Batólito.

O uso dos levantamentos aerogeofísicos de alta resolução (CPRM, 2010) foi importante no auxílio do mapeamento geológico. Isto porque, as unidades geológicas apresentaram boas respostas em relação às assinaturas geofísicas medidas. No entanto,

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

recomenda-se que a correlação seja mais acurada com uma sistemática de mapeamento superficial da geologia com distribuição de pontos de forma que todas as variantes sejam amostradas. Em determinadas áreas, os perfis realizados perpendiculares as estruturas tectônicas regionais da área de estudo, com visitas a afloramentos para verificação da interpretação geofísica e coleta de amostras, mostraram ser insuficientes para uma perfeita correlação entre geologia e assinaturas geofísicas, principalmente naquelas áreas em que a resolução fornecida pela aerogeofísica, principalmente os dados radiométricos (eTh, eU e K), não foram suficientes para diferenciar corpos de granitos presentes no Batólito Pelotas. Por outro lado, foi possível estabelecer as grandes unidades pela geofísica e algumas relações de campo com as unidades litológicas presentes e integrar o mapa resultante com os modelos tectônicos existentes.

A área do projeto apresenta diversos estudos, que foram feitos, geralmente, de forma localizada, com poucos trabalhos de integração, dentre os quais destacam-se Philipp (1998); Wildner et al. (2008). A maioria dos trabalhos desenvolvidos apresentam informações fragmentadas com níveis de detalhamento diferentes. O que dificulta a integração desses dados pretéritos devido tanto as nomenclaturas diferentes das unidades, bem como de seu posicionamento geotectônico, a questão cartográfica ainda foi mais difícil devido a pequenas áreas com escala muito detalhada de alguns trabalhos. Este problema foi contornado com a generalização/aglutinação de unidades para serem incluídas na escala desse trabalho.

Contudo, foi possível estabelecer uma ordem cronológica das diferentes unidades litotectônicas e correlacioná-las ao contexto geotectônico até então estabelecido com ressalvas. As divergências que devem ser esclarecidas e são:

1. Todas as construções de modelos tectônicos do Complexo Porongos baseiam-se em um sistema contínuo, sempre usando a Antiforme Capané (MARQUES et al., 1998) como peça chave, neste quebra-cabeça, na evolução do mesmo. Nesse local estaria a parte mais profunda da bacia, com uma zona de *rift*, os Gnaisses Capané, rochas alcalinas compatíveis com ambiente extensional precursor da bacia vulcanossedimentar (MARQUES, 1996; MARQUES et al., 1998).

Esses mesmos autores indicam a presença de rochas ultramáficas, que seriam parte de uma crosta oceânica (ofiolito) (≈ 790 Ma, Arena et al. 2007) com vulcanismo básico associado, de caráter geoquímico transicional de toleito para cálcico-alcálico. Para leste estaria a sedimentação marinha, com depósitos clásticos e químicos, marcando uma plataforma continental (JOST; BITENCOURT, 1980; JOST et al., 1984; FRAGOSO-CESAR et al., 1984). Como os dados de proveniência de Pertille et al. (2016) e Silveira (2016) têm indicado que, pelo menos em parte, as rochas presentes na Antiforme Capané não pertencem ao Complexo Porongos, todas as conclusões usando este local como referência, precisam ser vistas com cautela. Além disto, as vulcânicas associadas as sequências vulcanossedimentares, a leste, são eminentemente clásticas, subaéreas e de ambiente continental (≈ 790 Ma, Porcher et al. 1999), dificultando os modelos de depósitos preditivos propostos, como VMS.

2. A execução das seções regionais realizadas para o projeto, permitiram melhorar a cartografia geológica de forma pontual, auxiliando no entendimento geológico. Os resultados obtidos dos dados litoquímicos e petrográficos mostram que para o entendimento geotectônico da área estudada é

necessário que seja realizada um mapeamento sistemático, com amostragem para geocronologia e geoquímica isotópica.

3. Na porção nordeste da Folha Canguçu 1:100.000 as assinaturas gamaespectrométricas, magnetométricas e gravimétricas mostram valores elevados. Além dos resultados de concentrados de bateia apresentarem zonas anômalas de monazita, principalmente, e os resultados analíticos de sedimentos de corrente indicarem fatores de correlação tanto para rochas graníticas diferenciadas quanto para rochas de associações máficas (Fatores 1 e 2, Capítulo Geoquímica Prospectiva). Os afloramentos visitados nesta porção do Batólito revelaram que se trata de uma área que apresenta intersecção de estruturas com diferentes direções (NE-SW, N-S e NW-SE), que possibilitou forte percolação de fluidos constatado por forte alteração hidrotermal. Veios de pegmatito e aplitos são bastante comuns, assim como a presença de rochas máficas alcalinas. As zonas hidrotermalizadas são confinadas, mas ocorrem com relativa frequência. Em certos casos é possível esquematizar a formação de uma zonation com: zona de brecha com sulfetação, zona de intensa lixiviação (zona caulinizada) e veios quartzo-feldspáticos com sulfetação (Figura 170).

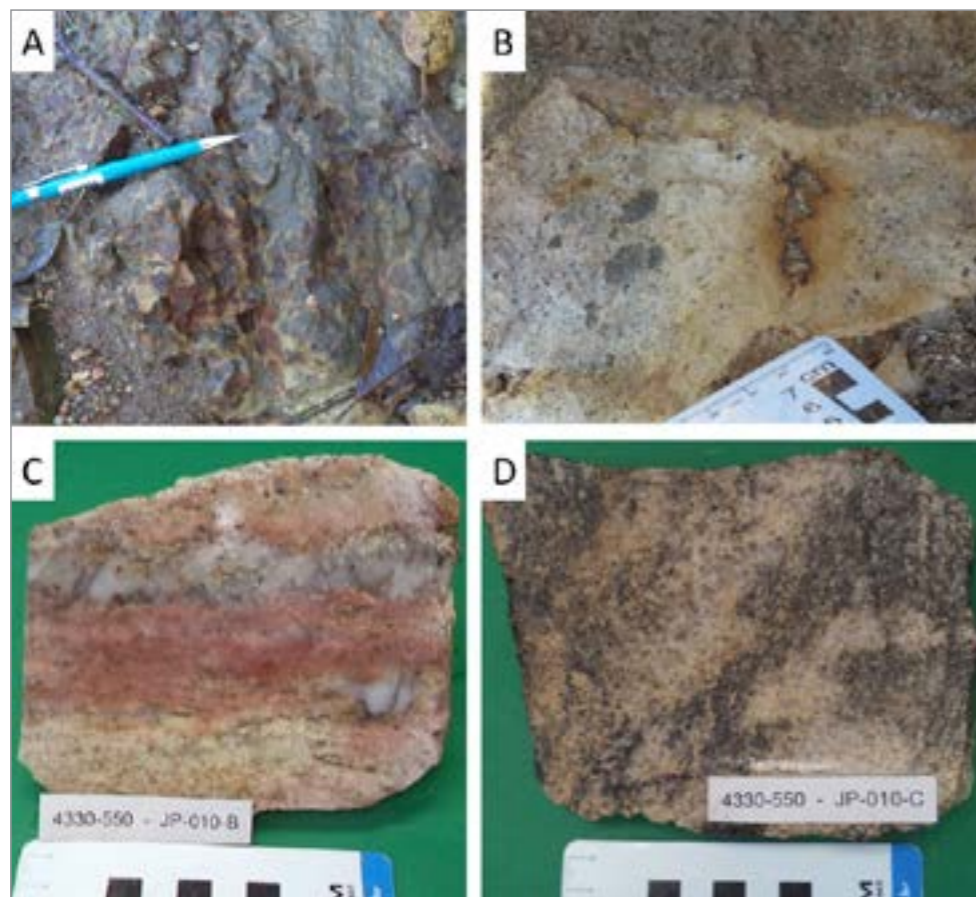


Figura 170 - Amostras de afloramentos que ocorrem na Folha de Canguçu 1:100.000. (A) Ocorrências de rochas máficas; (B) sulfetos associados a aplitos que cortam as rochas graníticas; (C) e (D) granito hidrotermalizado com veios de quartzo.

Os dados obtidos pelo projeto permitiram formular as seguintes considerações:

- Há entendimentos divergentes quanto ao posicionamento do denominado Bloco Encruzilhada, no Batólito de Pelotas ou no Terreno Tijucas. Neste projeto foi estabelecido que a separação das unidades do Escudo Sul-Rio-Grandense respeitaria a proposta feita por Costa (1990), onde a separação entre o Batólito e o terreno Tijucas se dá pela Anomalia Magnética de Porto Alegre. Nesta definição o Bloco Encruzilhada encontra-se sobre o Terreno Tijucas. O Batólito Pelotas foi separado em cinco suítes, de acordo com suas características geológicas, geocronológicas e geofísicas: (i) Suíte Vião possui idades até 630 Ma, há um predomínio de monzogranitos, compostos por rochas com características sin-colisionais; (ii) Suíte Pinheiro Machado representa o plutonismo de arco continental, com idades entre 630 e 610 Ma, com rochas variando de dioritos a granodioritos e septos de embasamento ou de arcos anteriores; (iii) Suíte Cordilheira está representado por granitos a muscovita ou a duas micas, com idades próximas a 610 Ma, formadas na colisão entre o Batólito e o Terreno Tijucas, para este projeto foi datado o Granito Campinas com $644,1 \pm 3$ Ma; (iv) Suíte Cerro Grande representado predominantemente por monzogranitos com características tardi-colisionais e idades ao redor de 585 Ma; e (v) Suíte Dom Feliciano onde predominam sienogranitos com características pós-tectônicas. As quatro primeiras suítes são cálcico-alcálicas e a última alcalina.
- No Bloco Encruzilhada, provavelmente originado na colisão entre o Batólito Pelotas e o Terreno Tijucas, foram mantidas as suítes Encruzilhada do Sul e Piquiri, com plutonismo tardi-colisional e pós-tectônico. Para este projeto foi datado o Granito Pinheiro da Suíte Encruzilhada do Sul com idade de $598,2 \pm 1,1$ Ma.
- Para este projeto também foi adotada a separação do Terreno Jaguarão, na parte sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, composto por rochas vulcanossedimentares, rochas máficas e ultramáficas tidas como restos de ofiolitos (RAMOS, 2011), com idades ao redor de 575 Ma (VIEIRA; KOESTER; BERTOTTI, 2016; CRUZ, Inédito).
- A assinatura isotópica das amostras disponíveis do Batólito, com poucas análises e dispersas em área, mostra dois padrões de valores de TDM, um ao redor de 2,0 Ga e outro de 1,7 Ga, mostrando uma assinatura de mistura de fontes para estas rochas, uma placa oceânica com uma provável fonte juvenil (1,1 Ga) e outra arqueana ($\approx 3,0$ Ga) ou com uma mistura destas duas fontes.

Os aspectos relacionados aos recursos minerais da área de estudo podem ser destacados os seguintes pontos:

- A ausência de minas ativas de minerais metálicos e a forma de extração rudimentar a garimpo nas suas explorações, não permitiram visualizar os controles metalogenéticos de forma efetiva. Mesmo os autores que tiveram acesso aos depósitos durante a exploração tiveram dificuldades de fazer trabalhos sistemáticos [vide Franco (1944); Leinz e Pinagel (1945); Tessari e Picada, (1966)]. Durante os trabalhos de campo, foi possível identificar os *trends* dos veios explorados, alguns com processo de alteração hidrotermal (greisenização, turmalinização, epidotização), mas sem os minerais de minério associados. Devido ao processo de exploração ter sido sempre artesanal e sem pesquisas exploratórias consistentes, o potencial da região está em aberto.
- As mineralizações de bens metálicos que ocorrem no Terreno Tijucas estão restritas as sequências vulcanossedimentares, principalmente nos xistos grafitosos do Complexo Porongos. Exploração mineral executados pela Shell (década de 1970 e 1980) e Votorantim (década de 2000-2010) tinham como foco principal depósitos de Pb e Zn tipo VMS. Os estudos realizados apontam que a região poderia ter potencial para Cu, Zn, Pb, associados principalmente com as unidades do Complexo Metamórfico Porongos. Neste contexto as diversas áreas potenciais identificadas por Ribeiro (1978) na sub-bacia Piquiri, que recobrem parte do Terreno Tijucas, utilizando como critério os controles litológicos, estruturais, entre outros, merecem ser melhor conhecidas e cartografadas em detalhe apropriado.
- As unidades sedimentares, da Bacia do Camaquã, aflorantes na área do Projeto apresentam “manchas” de malaquita entre os acamamentos de pelitos da Bacia do Camaquã, que recobrem o Terreno Tijucas.
- A área tem o cobre, como o *commodity* mais conhecido, principalmente em função da produção das Minas do Camaquã que, por décadas no século passado, foi a maior Mina de cobre do Brasil. Os modelos propostos para esta mineralização, tais como magmático-hidrotermal, hidrotermal-sedimentar, sedimentar-hidrotermal, epitermal, entre outros (LAUX et al., 2005), suportam a possibilidade de encontrar áreas potenciais. A exemplo do Projeto Santa Maria, prospecto de chumbo e zinco conduzido pela empresa Votorantim. No entanto, a área de estudo não engloba o *graben* da Bacia do Camaquã e na área foram encontradas apenas “manchas” de malaquita entre os acamamentos dos sedimentos relacionadas às unidades sedimentares pelíticas da Bacia do Camaquã, que recobrem o Terreno Tijucas.
- Na região entre Pelotas e Pedro Osório, são conhecidos indícios de ouro, onde são conhecidas

diversas zonas anômalas de ouro em concentração de bateia (> 100 pintas). Na área dessas zonas anômalas tem a presença de granitos a magnetita (PINTO et al., 2016), com feições de mistura de magmas, com presença de enclaves de rochas máficas a intermediárias, com moderada a forte sulfetação (pirita, pirrotita e calcopirita) em vênulas e fraturas preenchidas por calcita e malaquita (Figura 171A).

- As pedreiras de calcário da localidade de Pedreiras no município de Arroio Grande são tidas como sepos/restos de uma paleobacia encaixados em granitos brasileiros. A presença de inúmeros clastos de rochas básicas a intermediárias em meios aos mármores (Figura 171B), assim como presença de rochas calcissilicáticas e sulfetação com pirrotita, pirita e bornita, chamam a atenção para possíveis mineralizações associadas à escarnitos.

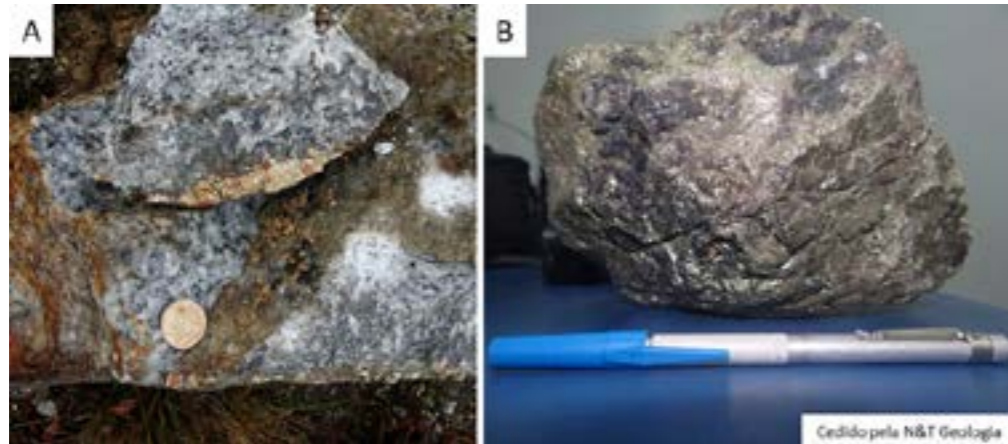


Figura 171 - (A) Granitos a magnetita com vênulas e fraturas preenchidas por calcita, pirita e malaquita; (B) Clastos de rochas básicas a intermediárias em meio aos mármores e a rochas calcissilicáticas.

- Além dos descritos acima, deveriam ser mais bem avaliados as ocorrências de molibdenita presentes na região de Porto Alegre, demarcadas por *greisen*; As mineralizações exploradas no Batólito Pelotas e Bloco Encruzilhada estão relacionadas a pelo menos três suítes diferentes, conforme observadas abaixo:
 - O ouro está associado a Suíte Pinheiro Machado, provavelmente ligado a rochas mais primitivas originadas em zonas de subducção com fusão crosta mais antiga e alojadas em zonas de descontinuidade do Tipo Ouro Orogênico, com localização restrita. É possível verificar ocorrência de Au no cruzamento de estruturas regionais NE-SW e NW-SE na porção sul da área de estudo (Suíte Pinheiro Machado); relacionando dados de geoquímicos de sedimentos de corrente e geofísica, foi possível estabelecer que em áreas com anomalias gravimétricas e magnéticas possuem anomalias geoquímicas para a maioria dos elementos analisados.
 - A cassiterita mostra uma íntima associação com rochas geradas em zonas de colisão, ligadas a Suíte Cordilheira, com exceção das ocorrências próximas ao Granito Morrinhos, rocha da Suíte Dom Feliciano. Entretanto, a mineralização primária não foi encontrada, nem a presença de rochas da Suíte Cordilheira, por outro lado é observada a presença de pequenos *stocks* subvulcânicos, que pode ser indicativo de fase apical do processo de granitogênese. Este tipo de vulcânica também mostra uma relação de proximidade com as ocorrências de chumbo, em Amaral Ferrador e nas ocorrências de volfrâmio, nas minas Sanga Negra e Cerro da Árvore. Os dados de geoquímica prospectiva apresenta amostras anômalas para Sn nos sedimentos de corrente na região próxima aos concentrados com maiores porcentagens de cassiterita; ao estabelecer relação entre as estruturas regionais, informação dos dados geoquímicos de sedimento e concentrados de minerais pesados.
- As mineralizações de volfrâmio estão encaixadas nas rochas da Suíte Encruzilhada do Sul e com rochas subvulcânicas e/ou fases apicais de granitos. A indicação que seriam as partes distais das mineralizações de cassiterita, e.g. Mina Campinas, não mostrou ser verdadeira, no modelo proposto, visto que as encaixantes do minério de volfrâmio, são mais novos que as rochas geradas na zona de colisão, Suíte Cordilheira.
- A ocorrência de chumbo em Amaral Ferrador está encaixada em rochas das suítes Pinheiro Machado e Dom Feliciano, com características de depósitos epitermais e sua ligação com rochas vulcânicas é evidente. Estas apresentam características de vulcânicas com características peralcalinas, cuja idade não foi definida ainda.

É importante ressaltar que o mapeamento geoquímico realizado para este projeto conseguiu fornecer informações que podem, além de fomentar novos estudos de prospecção mineral na região do Terreno Tijucas e Batólito Pelotas, podem fornecer novas informações sobre a geologia regional. Portanto, para o refinamento deste trabalho, sugere-se que haja um tratamento específico dos dados geoquímicos com os dados geofísicos e de estruturas predominantes em cada microbacia de drenagem, além de etapas de *follow-up* em áreas onde há coincidências entre anomalias geoquímicas e geofísicas,

o que pode fornecer informações mais detalhadas sobre possíveis novas mineralizações.

As informações sobre o comportamento geoquímico dos elementos analisados são cruciais também para a gestão das atividades agropecuárias da região, bem como para saúde e meio-ambiente, principalmente para as áreas próximas às mineralizações. Ao determinar o *background* de determinados elementos, principalmente metais, pode-se estabelecer tipos de cultivo ou criação de animais mais adequada para a região, além de possibilitar a melhor gestão de bacias hidrográficas.

9. REFERÊNCIAS

- AGNEW, P. Micro-analytical innovation for indicator mineral exploration. In: INTERNATIONAL APPLIED GEOCHEMISTRY SYMPOSIUM, 27., 2015. Tucson, Arizona. **Application of indicator mineral methods to mineral exploration: short course sc02.** Tucson, Arizona: AAG, 2015.
- AITCHISON, J. **The statistical analysis of compositional data.** London: Chapman & Hall, 1986.
- ALBUQUERQUE, L. F. F. de. **Projeto Encruzilhada do Sul:** relatório final de pesquisa, alvarás 1189/86 a 1191/86, DNPM 810.041/85 a 810.043/85. Porto Alegre: CPRM, 1989. 11 f.
- ANDRIOTTI, J. L. S. et al. **Levantamento Geoquímico do Escudo do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CPRM, s.d.
- ARENA, K. R., HARTMANN, L. A., LANA, C. U-Pb-Hf isotopes and trace elements of metasomatic zircon delimit the evolution of Neoproterozoic Capané ophiolite in the southern Brasiliano Orogen. **International Geology Review**, v. 60, n. 7, p. 911 – 928, 2017.
- BABINSKI, M. et al. Juvenile accretion at 750 - 700 Ma in southern Brazil. **Geology**, v. 24, p.439-442, 1996.
- BABINSKI, M. et al. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, p. 263-273, 1997.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, v. 46, p.605-626, 1999.
- BARBARIN, B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. **Geology**, v.24, p.295-298, 1996.
- BARBOSA, L. **Petrografia e geoquímica das rochas intrusivas básicas da porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS.** Orientador: Edinei Koester. 2017. 77f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017. Disponível em: <http://hdl.handle.net/10183/153358>. Acesso em: 18 set. 2017.
- BASEI, M. A. S. et al. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. **Precambrian Research**, v.13, n.3-4, p.195-221, 2005.
- BASEI, M. A. S. et al. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguau 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. et al. (Ed.) **Tectonic evolution of South America.** Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 311-334.
- BATCHELOR, R.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameter. **Chemical Geology**, v. 48, p.43-55, 1985.
- BECKER, E. L. S. **Solos do Rio Grande do Sul e sua relação com o clima.** Orientador: Nereu Augusto Streck. 2008. 95 f. (Tese) - Doutorado em Agronomia e Produção Vegetal, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2008.
- BELOUSOVA, E. et al. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace element compositions and their relationship to host rock type. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 76, p.45-06, 2002.
- BERGMANN, M. **Caracterização estrutural e genética de depósitos sulfetados a galena no município de Amaral Ferrador, RS.** Porto Alegre: s.n., 1997. 6 p. (Relatório interno)
- BICCA, M. M. et al. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 173-192, 2013.
- BITENCOURT, M. de F.; NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian shear belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p. 186-189, 2000.
- BITENCOURT, M. de F. et al. Idades U-Pb e a duração do magmatismo ultrapotássico do maciço sienítico Piquiri. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9., 2015, Florianópolis. **Boletim de Resumos[...]** Florianópolis: SBG; UFSC, 2015.
- BLACK, R.; LIÉGEOIS, J. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. **Journal of Geological Society**, v.150, p. 89-98, 1993.
- BONIN, B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? a review. **Lithos**, v. 78, p.1-24, 2004.
- BORBA, A. W. de **Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozoico e Paleozoico Inferior do Escudo Sul-Riograndens, RS, Brasil: uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.** Orientador: Ana Maria Pimentel Mizusaki. 2006. 1 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Anuário Mineral Estadual - Rio Grande do Sul.** Brasília: DNPM, 2016b.
- BRASIL. Departamento nacional de Produção Mineral. **Processo DNPM nº2164/35-3 de 06 de setembro de 1976.** Autorização de lavra de cassiterita no município de Encruzilhada do Sul, RS. Porto Alegre, [1976]. (Material de arquivo permanente)
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Sistemas de Informações geográficas da Mineração – SIGMINE.** [Brasília], 2017. Disponível em: <http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap/>. Acesso em: 18 set. 2017.
- BRASIL. DNPM. **Sumário mineral 2015.** Brasília, 2016a.135 p.
- CAMOZZATO, E. **Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais:** Folha SH.22-Y-A, Cachoeira do Sul, Região Sul. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1987. 1 v.
- CAMOZZATO, E.; PHILIPP, R. P.; CHEMALE JUNIOR, F. Idades esterearianas e calimianas no Domo da Vigia: o Complexo Vigia, o Metagranito Seival e o Anfibólito Tupi Silveira, Bagé, RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 14., 2013, Chapada dos Guimarães, MT. **Resumos Expandidos[...]** Cuiabá, MT: SBG, 2013. 1 CD ROM
- CARAVACA, F. **Estratigrafia, faciologia e proveniência dos Alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS:** uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã. Orientador: Luis Alberto D'ávila Fernandes 1998. 135 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.
- CARRANZA, E. J. M. **Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS.** Amsterdam: Elsevier, 2009. (Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry).
- CARRANZA, E. J. M. Analysis and mapping of geochemical anomalies using logratio- transformed stream sediment data with censored values. **Journal of Geochemical Exploration**, v.110, p.167-185, 2011.
- CARVALHO, P. **Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul.** Rio de Janeiro: Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, 1932. 71 p. (Boletim nº 66)
- CENTENO, A. **Os granitóides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo arroio dos Ratos, na região de Quitéria, RS.** Orientador: Lauro Valentim Stoll Nardi. 2012. 66 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.
- CHAPPELL, B.; WHITE, A. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p. 173-174, 1974.
- CHEMALE JUNIOR, F. et al. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 84, n. 2, p. 275-295, 2012.
- CHEMALE JUNIOR, F. et al. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. **Precambrian Research**, v.186, p.117-126, 2011.
- CHEMALE JUNIOR, F.; BABINSKI, M. U-Pb zircon dating of deformational events from Neoproterozoic rocks in eastern Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado RS. **Boletim de resumos expandidos[...]** Porto Alegre: SBG. Núcleo RS, 1995.
- CHEMALE JUNIOR, F. **Evolução Geológica do Escudo Sul-riograndense.** In: HOLZ, M; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: UFRGS-CIGO, 2000, p. 13-52.
- CHEMALE JUNIOR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. da. Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v.44, p. 1-111, 1995.
- COLLINS, W.; RICHARDS, S. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. **Geology**, v.36, p. 559-562, 2008.
- CORRÊA, J. A. **Projeto seleção de áreas para estanho no Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CPRM, 1986. (Inédito)
- COSTA, A. F. U. **Teste e Modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas precambrianas do Escudo Sul-rio-grandense.** Orientador: Luis Alberto D'Avila Fernandes. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM. **Manual técnico da área de geoquímica: versão 6.0.** Rio de Janeiro: CPRM, 2010.
- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM.. **Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul:** relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções, 2010. v. 1. 83 f., il. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- DA ROSA, M. et al. **Granito Morrinhos e os greises mineralizados em estanho.** Porto Alegre: UFRGS-PIBIC, 2000. 53 p. (Trabalho nº 156)
- DAVIS, J. C. **Statistical and data analysis in geology.** 2. ed. New York: John Willey & Sons, 1986.
- DE LA ROCHE, H. et al. Classification of volcanic and plutonic rocks using R1,R2-diagrams and major element analysis - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p.183-210, 1980.
- DEER, W.; HOWIE, R.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals.** 2.ed. London: Pearson Education, 1992.
- DRUMMOND, D. **Prospecção mineral nos municípios de Caçapava do Sul e Encruzilhada do Sul:** relatório final de pesquisa Porto Alegre: DNPM, 1986. 52 p.
- ELLIS, R. Quantitative Analysis of MVI. In: INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 24., 2015, Perth, Western Australia. Perth, Western **Abstracts[...]** Australia: AGE-PESA, 2015.
- FAMBRINI, G. L. **O Grupo Camaquã (transição proterozóico-fanerozóico) na região das Minas do Camaquã, RS:** análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes. Orientador: Antonio Romalino Fragoso-Cesar. 1998. 182 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- FAURE, G. **Principles and applications of geochemistry.** Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 1998.
- FERNANDES, L. A. D. et al. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.25, n. 4, p.224-233, 1995.
- FERNANDES, L. A. D. et al. Mapa geológico da Parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS. **Pesquisas**, Série Mapas, Mapa 14, 1988.
- FERNANDES, L. A. D.; KOESTER, E. The Neoproterozoic dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, v.29, n.1, p.3-24, 1999.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Esboço Estrutural de Parte do Batólito Pelotas – Região de Quitéria-Capivarita. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v.30, p. 117-138, 1990.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. Deformation patterns in the southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. **Journal of South America Earth Science**, v.5, p.77-96, 1992.
- FERRARI, V. C. **Relatório Preliminar do tratamento dos dados de geoquímica prospectiva.** São Paulo: s.n., 2015. (Relatório Interno).
- FILZMOSER, P.; HRON, K.; REIMANN, C. Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: Problems and possibilities. **Science of the Total Environment**, v.407, p.6100-6108, 2009.
- FLIPKE, C. et al. The development of advanced technology to distinguish between productive diamondiferous and barren diatremes. **Geological Survey of Canada Open File Report**, n. 2124, 1989.
- FLIPKE, C.; GURNEY, J.; MORE, R. Diamond exploration techniques emphasizing indicator mineral geochemistry and Canadian examples. **Geological Survey of Canada Bulletin**, n. 423, 1995.
- FONTANA, E. et al. Caracterização geoquímica epetrogenética dos granitóides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, Geologia USP, Série Científica, v.12, n.3, p.33-56, 2012.
- FRAGOSO CESAR, A. R. **Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã (RS):** uma introdução. Orientador: Hardy Jost.1983. 103 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1983.
- FRAGOSO CESAR, A. R. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro:** as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Orientador: Mário Sérgio Heredia Figueiredo. 1991. 1 v. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- FRAGOSO CESAR, A. R. et al. O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eo-Paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais[...]** Goiânia: SBG, 1986. v.3, p.1322-1343.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. et al. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1983, Rio de Janeiro. **Anais[...]** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.7, p.3372-3283.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. et al. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n.2, p.438-441, 2000.
- FRAGOSO-CÉSAR, A. R. O craton do Rio de La Plata e o cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – Sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. **Anais[...]** Balneário de Camboriú: SBG, 1980. p.2879-2892.
- FRANCO, R. **A faixa estanífera do Rio Grande do Sul.** São Paulo: Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 1944. 53 p. (Boletim 54)
- FRANTZ, J. C. **Petrologia e hidrotermalismo dos granitóides estaníferos do Rio Grande do Sul.** 1997. 1 v. Tese (Doutorado em Prospecção e Geologia Econômica) - Universidade de Brasília, Brasília, 1997.
- FRANTZ, J. C. et al. A mineralização do distrito estanífero do Rio Grande do Sul. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (Ed.). **50 anos de Geologia:** Instituto de Geociências, contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007. p. 161-175.
- FRANTZ, J. C. et al. Contribuição à geologia da Região de Encruzilhada do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1983, Rio de Janeiro. **Anais[...]** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.6, p.2407-2416.
- FRANTZ, J. C. Tipologia e controles dos Depósitos Estaníferos da Região de Encruzilhada do Sul - RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., 1985, Florianópolis. **Anais[...]** Florianópolis: SBG, 1985. p.116-123.
- FRANTZ, J. C.; FERNANDES, L., Os granitóides tardi a pós-orogênicos do ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos[...]** SBG, 1994. p. 150-152.
- FRANTZ, J. et al. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.29, n.2, p. 227-232, 1999.
- FRANTZ, J. et al. Shrimp U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu, Transcurrent Shear Zone and the Eastern Dom Feliciano Belt.. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers[...]** Salvador: CBPM, 2003. p.174-177.
- FRANTZ, J.; JOST, H. Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. **Anais[...]** Porto Alegre: SBG, 1985. p.49-67.
- FRANTZ, J.; REMUS, M. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais[...]** Goiânia: SBG, 1986. v.2. p. 931-948.
- FRANTZ, J.; REMUS, M.; HARTMAN, L. Geological units, ages and tectonic evolution of the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, southernmost Brazil - a review. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.55-57, 2000.
- FROST, C. et al. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v.12, p.2033-2048, 2001.
- GARCIA, F. **Construção de um sistema geográfico de informação voltado à prospecção mineral na região da Mina Galena, Amaral Ferrador – RS.** Orientador: Juliana Charão Marques. 2013. 76 f. (Trabalho de Conclusão) Graduação em Geologia – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.
- GASTAL, M. The alkaline and shoshonitic intrusives in the region of the Taquembó Plateau, Southern Brazil: Are they genetically related? **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.29, n.1, p.85-98, 1999.
- GEOSOFT. **Montaj MAGMAP Filtering. Technical Documentarion:** tutorial. Toronto, Canada, 2011. Disponível em: <http://www.geosoft.com/products/gm-sys/>. Acesso em: 09 abr. 2017.
- GERHARD, N. **Aspectos de campo e petrográficos das intrusões máficas e fílicas nos mármores Matarazzo, Sudeste do cinturão Dom Feliciano, RS.** Orientador: Edinei Koester e Carla Cristine Porcher. 2015. 65 f. (Trabalho de Conclusão) Graduação em Geologia – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.
- GOLLMANN, K. **Litoquímica e geoquímica isotópica das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS.** 2007. 83 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.
- GOÑI, J. **Origine des roches ultrabásiques et serpentines du Précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil).** Mode de gisement et mineralizations. Porto Alegre: UFRGS- Escola de Geologia, 1962. 62 p.
- GRAZIA, C. **Prospecção aluvionar por concentrados de minerais detríticos na Folha Pedro Osório (SH.22-**

- Y-C). Porto Alegre: CPRM, 1997. 56 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- GRAZIA, C.; RAMGRAB, G. ; CAMOZZATO, E. Prospecção por concentrados de bauxita na área da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), RS: resultados preliminares. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO GEOLOGIA, 6., e 1 ENCONTRO GEOLOGIA DO CONE SUL, 1., 1995, Porto Alegre. **Boletim de Resumos Expandidos[...]** Porto Alegre : SBG/Núcleo RS, 1995. v. 1. p.148-151.
- GREEN, J. Geochemical table of the elements for 1959. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 70, p.1127-1184, 1959.
- GROSS, A.O. M. et al. Neoproterozoic low-pressure/high-temperatura colisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Termobarometric and Sm/Nd evidence. **Precambrian Research**, v.147, p.41-64, 2006.
- GRUBER, L. et al. Isotope geochemistry and geochronology of syn-depositional volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana da Boa Vista antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: onset of an 800 ma continental arc. **Journal of Sedimentary Environments**, v.1, n.2, p.202-222, 2016.
- GRUBER, L. **Geologia isotópica e Geocronologia do complexo Metamórfico Porongos e Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Sul do Brasil**: implicações para a evolução do gondwana em sua margem ocidental. Orientador: Carla Cristine Porcher. 2016. 117 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- GRUNSKY, E. C. The interpretation of geochemical survey data. **Geochemistry Exploration and Environmental Analysis**, v.10, p.27-74, 2010.
- GUIMARÃES, D. **Wolframita e cassiterita**, município de Encruzilhada, RS. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1926.
- GURNEY, J. A correlation between garnets and diamond in kimberlite. In: KIMBERLITE occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration. Western Australia: Geology Department and University Extension University of Western Australia, 1984. P. 143-166.
- HANCOCK, P. L. Brittle microtectonics: principles and practice. **Journal of structural geology**, v. 7, p. 437-457, 1985.
- HARTMANN, L. A. Deepest exposed crust of Brazil: geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. **Gondwana Research**, v.1, n.3/4, p.331-341, 1998.
- HARTMANN, L. A. et al. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 47, p.829-844, 2000.
- HARTMANN, L. A. et al. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. **Pesquisas**, Porto Alegre, v.26, n.2, p.45-63. 1999.
- HARTMANN, L. A. et al. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. **Gondwana Research**, v. 19, p. 84-99, 2007.
- HARTMANN, L. A.; CHEMALE JUNIOR., F.; PHILLIP, R. P. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (Ed.). **50 anos de Geologia**: Instituto de Geociências, contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007. p.96-123.
- HARTMANN, L. A.; NARDI, L. Os granitos Santo Afonso, Sibro e Vauthier da região de Dom Pedrito, RS: geologia, petrografia e geoquímica de elementos maiores, com interpretação geotectônica. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v.12, p.153-178, 1992.
- HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. et al.(Org.) **Geologia do continente sul-americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004.. São Paulo: Beca, p. 203-234.
- HEINECK, C. A. et al. **Projeto Geoquímica do Bambuí**: levantamento regional, etapa 1, Minas Gerais, relatório final. Belo Horizonte: CPRM, 1977.
- HENRICH, I. A. **Caracterização do sistema hidrotermal da Mina Galena, Amaral Ferrador - RS**. Orientador: José Carlos Frantz e Juliana Marques Charão. 2010. 64 f. (Trabalho de Conclusão) – Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.
- HORBACH, R. et al. Geologia. In : IBGE. **Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiana e SI. 22 Lagoa Mirim**. Rio de Janeiro, 1986. v.33. p.9-312. (Levantamento de Recursos Naturais, 33)
- HUTTON, D. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v.79, p. 245-255, 1988.
- HUTTON, D.; SIEGESMUND, S. The Ardar Granite: reinflating the balloon hypothesis. **Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften**, v.152, n. 2-4, p. 309-323, 2001.
- IGLESIAS, C. M. da F.; CAMOZZATO, E.; KLEIN, C. **Curral de Pedras, Folha SI.22-V-A-I, estado do RS**. Porto Alegre: CPRM, 2014. Carta Geológica, Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Mapa de clima do Brasil**: nota explicativa. [Brasília], 2002 .
- IRVINE, T.; BARAGAR, W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p.523-548, 1971.
- ISSLER, R. S. Evento geodinâmico Brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos cratons Rio de la Prata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais[...]** Salvador: SBG, 1982. v.1, p. 24 - 39.
- ISSLER, R. S. Granitos e granitóides da Região Sul - Sistema Molibdenita Granito. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., 1987, Porto Alegre. **Anais[...]** Porto Alegre : SBGq, 1987. v.1, p.153-169.
- JACOBS, M. **Enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas com os granitóides da Suíte Encruzilhada do Sul, RS**. Orientador: Edinei Koester. 2012. 125 f. (Trabalho de Conclusão) Graduação em Geologia – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.
- JACOBS, M. **Magmatismo máfico associado ao Granito Encruzilhada do Sul, RS**: significado tectônico e importância para a geração do magmatismo granítico. Orientador: Ruy Paulo Philipp. 2017. 88 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.
- JAMES, C.H. The use of terms “primary” and “secondary” dispersion in geochemical prospecting. **Economic Geology**, v. 62, p. 997-999, 1967.
- JOST, H. et al. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do sienito Piquiri (Proterozoico Superior), Rio Grande do Sul. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., 1985, Florianópolis. **Anais[...]** Florianópolis: SBG - Núcleo RS/SC, 1985. p. 63-81.
- JOST, H. **Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, southern Brazil**. Orientador: Gilles O. Allard. 1981. 1 v. Tese (Doutorado) - University of Athens, EUA, Georgia, 1981.
- JOST, H.; BITENCOURT, M., Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, v.11, n.7, p.27-59, 1980.
- JOST, H.; FRANTZ, J. C.; WERNICK, E. Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitóides do ciclo Brasileiro do Escudo sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1983, Rio de Janeiro. **Anais[...]** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p.2978-3000.
- JOST, H.; HARTMANN, L. A. Província Mantiqueira Setor Meridional. In: ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. p.345-367.
- KAUL, P.; RHEINHEIMER, D. **Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina**: relatório final. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1974. 4v.
- KEMP, A. H. C. et al. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. **Science**, v.315, p.980-983, 2007.
- KNIJNIK, D. et al. Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. **Geol. USP, Sér. Cient.**, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 11-38, abr. 2012.
- KNIJNIK, D. et al. U-Pb (SHRIMP) zircon geochronology of the Cruzeiro do Sul granodiorite - Post-collisional shoshonitic magmatism from Southern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010, Brasília, DF. **Resumos[...]** San Brasília, DF, 2010. 1 CD ROM
- KOESTER, E. et al. Crustal accretion at 800 Ma in the eastern domain of the dom Feliciano Belt. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 8., 2012, Medelin. **Resúmenes[...]** Medelin, 2012. 1 CD ROM
- KOESTER, E. et al. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). **Pesquisas**, Porto Alegre, v.24, n.11-12, p.67-77, 1997.
- KOESTER, E. et al. Petrologia dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.31, n.2, p.131-140, 2001a.
- KOESTER, E. et al. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.14, p.91-99, 2001b.
- KOESTER, E. et al. U-Pb ages of granitoides from Eastern Sul-riograndense shield. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 2008, San Carlos de Bariloche, Argentina. **Resúmenes[...]** San Carlos de Bariloche, Argentina, 2008. 1 CD ROM

- KOESTER, E. **Petrologia e geocronologia dos granitoides sintectônicos à zona de cisalhamento dorsal de Canguçu**. 1995. 240 f. Dissertação - (Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.
- KÖPPEN, W., GEIGER, R., POHL, A. **Klima der Erde (mapa)**. Germany: American Distributor, 1953.
- KRAUSKOPF, K. B.; BIRD, D. K. **Introduction to geochemistry**. Boston: WCB McGraw-Hill, 1995.
- LAPWORTH, D. J. et al. Geochemical mapping using stream sediments in west-central Nigeria: Implications for environmental studies and mineral exploration in West Africa. **Applied Geochemistry**, v.27, p.1035-1052, 2012.
- LAUX, J. H. et al. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v.26, p.71-89, 2005.
- LAWRIE, K.; MERNAGH, T. Hydrothermal zircon: a resistate mineral with potential use as an indicator/pathfinder in exploration. In: INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 21., 2003, Dublin, Ireland. **Abstracts[...]** Dublin, Ireland, 2003. 1 CD ROM.
- LE MAITRE, R.W. **Numerical petrology**. Amsterdam: Elsevier, 1982.
- LECUMBERRI-SANCHES, P. et al. Fluid-rock interaction is decisive for the formation of tungsten deposits. **Geology**, v.45, n.7, p. 579-582, 2017.
- LEHMANN, B. Model of tin ore formation. In: BHATTACHARJI, S. et al. (Ed.) **Metallogeny of tinlecture notes in earth Sciences**. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. p. 146-177.
- LEINZ, V.; PINAGEL, H. (Ed.) **Estanho e tungstênio no Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: DNPM-DFPM, 1945.
- LEITE, J. et al. SHRIMP U-Pb Zircon geochronology of Neoproterozoic Juvenile and crustal reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Reviews**, v.40, n.8, p.688-705, 1998.
- LEITE, J. et al. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p.739-750, 2000.
- LENZ, C. **Evolução do magmatismo Neoproterozoico registrado nos ortognaisses Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai**. Orientador: Luis Alberto D'Ávila Fernandes. 2010. 195f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.
- LEONARDOS, O. Minérios de tungstênio no Brasil. **Mineração e Metalurgia**, v.6, p.237-241, 1942.
- LEVINSON, A. A. **Introduction to exploration geochemistry**. Maywood: Applied Publ, 1974.
- LICHT, O. A. B. **Prospecção geoquímica: princípios, técnicas e métodos**. Rio de Janeiro: CPRM, 1998.
- LIÉGEOIS, J. et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: the use of sliding. **Lithos**, v. 45, p. 1-28, 1998.
- LIMA, E. F.; PORCHER, C.; WILDNER, W. Granulitos da região de Várzea do Capivarita Bloco Encruzilhada do Sul, RS. **Pesquisas**, Porto Alegre, v.25, p.27-34, 1998.
- LOUREIRO, P. **Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na Reigão de Monte Bonito, Pelotas, RS**. Orientador: Edinei Koester e André Sampaio Mexias. 2013. 75f. (Trabalho de Conclusão) Graduação em Geologia – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.
- LUFT JUNIOR, J. **Evolução crustal do Vale do Rio Hoanib, Cinturão kaoko, NW da Namíbia**. Orientador: Farid Chemale Júnior. 2005. 187 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- MACHADO, R.; FRAGOSO-CÉSAR, A. R.; FACCINI, U. F. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia? In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas[...]** Curitiba: SBG/Núcleo RS/SC/PR, 1987. v.1 p. 167-182.
- MANIAR, P.; PICCOLI, P. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v.73, p.279-316, 1989.
- MANLY, B. F. J. **Multivariate statistical methods: a primer**. London: Chapman & Hall, 1986.
- MANTOVANI, M.; HAWKESWORTH, C.; BASEI, M.A. S. Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São paulo, v.17, n.3, p.263-268, 1987.
- MARQUES, J. et al. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suite Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do sul - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.28, p.467-472, 1998.
- MARQUES, J. **Petrologia e metalogênese da sequência metaultramáfica da Antiforme Capané, Suite metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul - RS**. Orientador: Ari Roisemberg. 1996. 1 v. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.
- MCCLLENAGHAN, B.; HALL, G. Introduction to Indicator Mineral (IM). **Geochemistry, Exploration, Environment and analysis**, v. 11, n. 4 p.249, 2011.
- MCCLLENAGHAN, M. Indicator mineral methods in mineral exploration. **Geochemistry, Exploration Environment and Analysis**, v.5, n.3, p.233-245, 2005.
- MCDONOUGH, W.; SUN, S.-S. Composition of the Earth. **Chemical Geology**, v.120, n.1, p.223-253, 1995.
- MESQUITA, M. J. M. **Petrografia dos granitoides deformados na zona de cisalhamento dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)**. Orientador: Luis Alberto D'Ávila Fernandes. Porto Alegre, mar.1991. 241 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.
- MESQUITA, M. J.; FERNANDES, L. A. D. Petrografia dos granitoides deformados na zona de cisalhamento dorsal de Canguçu (região de Quitéria – Capivarita). **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v. 13, n, 30, p.55-74, 1990
- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental**. Orientador: Victor Alberto Ramos. Porto Alegre, 1997. 2 v. Tese (Doutorado em Ciências)-Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 1997.
- MOREIRA, C. A.; LOPES, S. M.; SCHWEIG, C. Polarização induzida aplicada no estudo de ocorrência de cobre localizada a nordeste de Caçapava do Sul (RS). **Geociências**, UNESP, São Paulo, v. 31, n.3, p.321-330, 2012.
- NARDI, L. V. S. **Geochemistry and petrology of the Lavras granite complex, RS, Brasil**. Orientador: R. A. Howie. London, 1984. 268 f. Tese (Doutorado) - University of London, Department of geology, London, 1984.
- NARDI, L. V. S. et al. Geochemistry and petrogenesis of pos-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 80, n.2, p.353-371, 2008.
- NARDI, L. V. S.; FRANTZ, J. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8, n.1, p.55-63, 1995.
- NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. Estudo geoquímico de rochas granulíticas do oeste do Escudo Sul-riograndense. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v. 8, p.3-18, 1980.
- NÉDÉLEC, A.; BOUCHEZ, J.-L. **Granites: petrology, structure, geolocial setting, and metallogeny**. London: Oxford University, 2015.
- OLIVEIRA, D. et al. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal os South American Earth Sciences**, v. 63, p. 84-100, 2015.
- ORLANDI FILHO, V. et al. **Folha Piratini - SH.22-Y-C-II**. Brasília: CPRM, [2009]. 1 CD ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- OVERSTREET, W. **The geologic occurrence of monazite**. Washington: USGS, 1967.
- OYHANTÇABAL, P. et al. The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580 - 550 Ma. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)**, v.100, p.379–390, 2011.
- PADILHA, D.; BITENCOURT, M. de F.; NARDI, L. V. S. Estudo petrológico e geoquímico comparativo do magmatismo sienítico neoproterozoico no Batólito Pelotas: sienitoides Arroio do Silva e maciço sienítico Piquiri, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48., 2016, Porto Alegre. **Anais[...]** Porto Alegre: SBG, 2016. Disponível em: <http://sbg.sitepessoal.com/anais48cbg/>. Acesso em: 25 set. 2017.
- PAIM, P.; CHEMALE JUNIOR, F.; LOPES, R. da C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS-CIGO, 2000. p.232-274.
- PAIM, P.; CHEMALE JUNIOR, F.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). **Ciência e Natura**, Santa Maria, RS, v.36, p.183-193, 2014.
- PAIM, P.; LOPES, R. da C. Geologia da Região das Minas do Camquã. In: RONCHI, L. H.; LOBATO, A. O. C. (Org.). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: UNISINOS, 2000. p.111-132.
- PAIM, P.; SCHERER, C. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: O exemplo do alogrupo guaritas na Região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: ARENITOS eólicos. s.l.:s.n., 2003. p. 38-58.
- PASSCHIER, C.; TROUW, R. **Microtectonics**. 2.ed. Nova York: Springer-Verlag, 2005.
- PEARCE, J. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D. (Ed.) **Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration**. s.l.:Geological Association of Canada, 1996. p. 79-113. (Short Course Notes, v. 12)
- PEARCE, J.; HARRIS, N. ; TINDLE, A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic

- interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v.25, p.956-983, 1984.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.58, p. 63-81, 1976.
- PEREIRA, J. G. et al. Inversão do Vetor de Magnetização, Com e Sem o Uso de Vínculo Geológico, Nas Regiões de Araxá e Tapira, Minas Gerais – Brasil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 14., 2015, Rio de Janeiro. **Anais[...]** Rio de Janeiro:SEG, 2015. p. 294-299. Disponível em: <http://library.seg.org/doi/10.1190/sbgf2015-058>. Acesso em: 22 set. 2017.
- PERTILLE, J. et al. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and UePb, LueHf isotopes. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 64, p. 69-93, 2016.
- PERTILLE, J. et al. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. **International Geology Review**, v. 59, n.12, p.1-29, 2017.
- PHILIPP, R. P. **A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul**. Orientador: Rômulo Machado. São Paulo, 1998. 2 v. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar)-Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- PHILIPP, R. P. et al. Geoquímica do granito Bela visa, Piratini-RS: uma contribuição do conhecimento do magmatismo alcalino no setor oriental do escudo. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v.14, n.34, p. 95-122, 1991.
- PHILIPP, R. P. et al. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita complex: Implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of south American Earth Sciences**, v.66, p.196-207, 2016.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. Suites graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.31, n.3, p.257-266, 2001.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JUNIOR, F. A geração dos granitóides neoproterozoicos do Batólito Pelotas: Evidências de isótopos de Sr e nd e Implicações para o crescimento continental da Porção Sul do Brasil. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (Ed.). **50 anos de Geologia**: Instituto de Geociências, contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007. p.59-77.
- PHILIPP, R. P.; MASSONNE, H.-J.; CAMPOS, R. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.43, p.8-24, 2013.
- PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M.; CHEMALE JUNIOR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationship and Y-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v.46(supl), p.83-104, 2016.
- PHILIPP, R.P.; MACHADO, R. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.19, p.461-478, 2005.
- PHILLIP, R. P. et al. O magmatismo granítico neoproterozoico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, n.2, p.277-290, 2002.
- PHILLIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JUNIOR, F. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. **Geol. USP**, Ser. Cient., São Paulo, v. 3, p. 71-84, ago., 2003.
- PICADA, R. ; TESSARI, R. Geologia da Folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, RS. **Boletim da Escola de Geologia**, UFRGS, Porto Alegre, n.15, 1970. 41 p.
- PICADA, R. Berilo em pegmatitos de Encruzilhada do Sul, RS. **Notas e Estudos**, UFRGS, Porto Alegre, v. 1, n.1, p.45-55, 1966.
- PICADA, R. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense caracterização dos sistemas de falhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1970, São Paulo. **Anais[...]** São Paulo: SBG, 1971. v.1, p. 168-191.
- PICADA, R. **Estudos preliminares sobre a evolução geoquímica e mineralógica do maciço granítico Encruzilhada**. Porto Alegre: UFRGS, 1967.
- PICADA, R. **Ocorrência de migmatitos, granitos e gneiss, controlados por fraturas regionais - Encruzilhada do Sul - (R.G.S.)**. Porto Alegre: UFRGS, 1965.
- PICADA, R. Sobre a ocorrência de rochas lambaníticas no complexo Encruzilhada (R.G.S.). **Notas e estudos**, UFRGS, Porto Alegre, v. 1, n. 2, p. 9-14, 1966.
- PICADA, R.; PINTO, P. **Geologia da Folha Figueiras, município de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do sul**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.
- PIMENTEL, M., FUCK, R.; ALVARENGA, C. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. **Precambrian Research**,v. 80, p.217-238, 1996.
- PINAGEL, H. Amostragem do minério eluvial da mina de estanho de Campinas, Encruzilhada - Rio Grande do Sul. In: LEINZ, V.; PINAGEL, H. (Ed.) **Estanho e tungstênio no Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: DNPM-DFPM, 1945. p.74-89.
- PORADA, H. The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. **Tectonophysics**, v. 57, p.237-268, 1979.
- PORCHER, C. A.; LOPES, R. da C. (Org.) **Cachoeira do Sul, Folha SH.22-Y-A**: estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- PORCHER, C. C. **Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS)**. Orientador: Luis Alberto D'Ávila Fernandes. Porto Alegre, 1992. 192 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1992.
- PORCHER, C. et al. Idade SHRIMP do vulcanismo ácido do complexo Metamórfico Porongos, RS. In: SIMPOSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de resumos[...]** Gramado, RS: CPRM/UFRGS, 1999. 1 CD ROM
- PORCHER, C.; FERNANDES, L. Relações embasamento/"cobertura" na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. **Pesquisas**, Porto Alegre, v. 17, n.1-2, p. 72-84, 1990.
- PROVENZANO, C. A. **Caracterização petrográfica, química mineral e petrogênese do kimberlito Alfeu I, Canguçu, RS e uma revisão conceitual do magmatismo e rochas kimberlíticas**. Orientador: Rommulo Vieira Conceição. 2016. 216 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W. (Org.) **Pedro Osório, Folha SH.22-Y-C**: estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1999. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W.; CAMOZATO, E. (Org.). **Porto Alegre, folha SH.22-Y-B**: estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- RAMOS, R. **Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, RS**. Orientador: Edinei Koester. 2011. 95 f. (Trabalho de Conclusão) – Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- RAMOS, R.; KOESTER, E. Litho geochemistry of the meta-igneous units from arroio grande Ophiolitic Complex, Southernmost Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v.45, n.1, p.65-78, 2015.
- RAMSDEN, A.; GRIFFIN, W.; FRENCH, D. Application of resistate indicator mineralogy to metalliferous exploration: tourmaline. **CSIRO Exploration and Mining, Research Review**, p.49-52, 1999.
- REIMANN, C. et al. **Statistical data analysis explained**. Chichester, England: John Wiley & Sons, 2008.
- REIMANN, C.; FILZMOSER, P.; GARRETT, R. G. Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. **Appl. Geochem.**, v.17, p.185-206, 2002.
- REIS, C. **Os sienitóides Arroio do Silva: caracterização petrográfica, geoquímica e estrutural**. Orientador: Lauro Valentim Stoll Nardi. 2006. 75 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- REMUS, M. V. D. et al. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das relações com as supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista/RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais[...]** Natal: SBG, 1990. p.2356-2370.
- REMUS, M. V. D. et al. Evolução estrutural dos metamorfitos da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas[...]** Curitiba: SBG, 1987. v.1, p.223-243, 1987.
- REMUS, M. V. D.; FACCINI, U. F., TEDESCO, M.; PHILIPP, R. P. Evolução estrutural dos metamorfitos da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas[...]** Curitiba:SBG, 1987. v.1, p. 223-243.
- RIBEIRO, M. Geossuturas do escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31.,1980, Balneário Camboriú. **Anais[...]** Balneário Camboriú: SBG, v.5, p.2709-2718.
- RIBEIRO, M. J. **Mapa previsual do cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense**: nota explicativa. Brasília: DNPM, 1978. (Geologia, 3; Seção Geologia Econômica, 1).
- RIBEIRO, M.; FANTINEL, L. Associações petrotectônicas do Escudo sul-Riograndense:

- I Tabulação e distribuição das associações petroectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Ilheringia, Série Geologia**, Porto Alegre, v.5, p.19-54, 1978.
- RIBEIRO, M.; LICHTENBER, E. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais[...]** Recife: SBG, 1978. v.4, p. 1893-1905.
- RIDLEY, J. **Ore deposits geology**. Cambridge, UK: Cambridge University, 2013. 398p.
- ROSE, A. W.; HAWKES, H. E., WEBB, J. S. **Geochemistry in mineral exploration**. London: Academic Press, 1979.
- ROST, M. **Caracterização estrutural e petrográfica do paleossistema hidrotermal de Amarel Ferrador, RS**. 2006. 74 f. (Trabalho de Conclusão) – Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- SAALMANN, K. et al. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v.100, p.355-378, 2006.
- SAALMANN, K., HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D. The Assembly of West Gondwana - The view from the Rio de la Plata craton. In: LINNEMANN, U. et al. (Ed.) The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision **Geological Society of America Special Paper**, v 423. p.1-26, 2007.
- SAALMANN, K., REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L. A. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. **Geol. Mag.**, v.143, n.1,p.59-68, 2006.
- SALLET, R. et al. O arcabouço granítico transalcalino tardi-orogênico do Batólito Pelotas e sua potencialidade para mineralizações de fluorita. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, v. 13, n.30, p.213-228, 1990.
- SANTOS, J. O. S. et al. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb Shrimp geochronology of La Plata craton, Uruguay. **International Geology Review**, v.45, p.27-48, 2003.
- SAYEG, H. **Evolução geológica brasileira da região do Arroio Boici, RS**. Orientador: Romulo Machado. 1993. 101 f Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- SBARAINI, S. **Dados de anisotropia de susceptibilidade magnética na modelagem tridimensional do maciço sienítico Piquiri**. Orientador: Maria de Fátima Bitencourt. 2012. 66 f. (Trabalho de Conclusão) - Graduação em Geologia-Insitute de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.
- SCHENATO, F.; TEDESCO, M.; FORMOSO, M. O caolim de Capivarita: uma proposição de gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos[...]**. São Paulo: SBG. Núcleo de São Paulo, 1992. v.1, p. 262-264.
- SCOTT, K. Rutile geochemistry as a guide to mineralization at the Northparkes porphyry copper deposit, New South Wales, Australia. In: INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 2003. **Programme and Abstract[...]** New South Wales, Australia, 2003.
- SHAND, S. **Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite**. New York: John Wiley & Sons, 1943. 444p.
- SILVA, A. et al. Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capiarita (RS): Embasamento do cinturão Dom Feliciano. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, p.419-432, 2002.
- SILVA, L. C. da et al. 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, p.203-240, 2005.
- SILVA, L. C. da. SHRIMP U/Pb Zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. **Internation Geology Review**, v.41, p.531-551, 1999.
- SILVA, M. A. S. da; RAMGRAB, G. **Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais: Folha SH.22-Y-B, Porto Alegre, Escala 1:250.000**. Porto Alegre: CPRM, 1986. 2 v.
- SILVEIRA, D. **Sequências Porongos I e II: depósitos Ediacaranos sinorogênicos do Complexo Porongos (RS) e as implicações para o SW Gondwana**. Orientador: Juliana Marques Charão. 2016. 1 v. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- SINCLAIR, W. Vein-stockwork tin, tungsten. In: ECKSTRAND, O.; SINCLAIR, W. D.; THORPE, R. I. (Ed.) **Geology of canadian Mineral Deposit Types**. s.l.: Geological Survey of Canada, 1996. p. 409-420.
- SOLIANI JUNIOR, E. **Os dados geocronológicos do escudo sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica**. Orientador: Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo, 1986. 450 f. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.
- SPEARMAN, C. E. "General intelligence" objectively determined and measured. **Am. J. Psychol.** v.15, p.201-293, 1904.
- STABEL, L. **Química mineral e evolução petrológica do sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozoico, pós-colisional no sul do Brasil**. Orientador: Lauro Valentim Stoll Nardi. 2000. 1 v. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.
- STABEL, L.; NARDI, L.; PLÁ CID, J. Química mineral e evolução petrológica do sienito Piquiri magmatismo shoshonítico, Neoproterozoico, pós-colisional no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.31, n.2, p. 211-222, 2001.
- STEENKEN, A.; SIEGSMUND, S.; HEINRICHS, T. The emplacement of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Tyrol): constraints from field observations, magmatic fabrics and microstructures. **Journal of Structural Geology**, v. 22, n. 11, p.1855-1873.
- STENDAL, H. Geochemical trends for metals in inorganic sediment samples in an arctic area, east Greenland. In: DAVENPORT, P. (Ed.) **Prospecting in areas of glaciated terrain**. s.l.: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1982. p.160-178.
- STENDAL, H.; THEOBALD, P. Heavy-mineral concentrates in geochemical exploration. In: HALE, M; PLANT, J. A. (Ed.). **Drainage geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1994. p. 185-225. (Handbook of Exploration Geochemistry, 6)
- SUN, S.-S.; McDONOUGH, W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Societh, London, Special Publications**, v. 42, p.313-345, 1989.
- SYLVESTER, P. Post-collisional strongly peraluminous granites. **Lithos**, v.45, p. 29-44, 1998.
- SZUBERT, E. C.; PRESOTTO, C. A. **Projeto inventário de calcário no Rio Grande do Sul: relatório final da solicitação de serviços nº4**. Porto Alegre: CPRM, 1974. 2v.
- SZUBERT, E.; KIRCHNER, C.; GRAZIA, C. **Projeto levantamento geoquímico regional do Escudo Sul-Riograndense: relatório final, 1ª fase**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1976. 2v.
- TABACHNICK, B. G.; FIDELL, L. S. Using multivariate statistics. London: Allyn and Bacon, 2001.
- TAMBARA, G. **Gnaisses Piratini: magmatismo de 784 Ma no sudeste do Cinturao Dom Feliciano, RS**. Orientador: Edinei Koester. 2016. 52 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- TAYLOR, S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 28, p.1273-1286, 1964.
- TAYLOR, S.; McLENNAN, S. The geochemical evolution of the continental crust. **Reviews in Geophysics**, v. 33, p.241-265, 1995.
- TESSARI, R.; GIFFONI, L. E. Geologia da região Piratini - Pinheiro Machado - Bagé - Rio Grande do Sul. **Boletim DGM**, Rio de Janeiro, n.246, 1970.
- TESSARI, R.; PICADA, R. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul. **Boletim DFPM**, Rio de Janeiro, n.124, p. 1-147, 1966.
- THOMPSON, M.; HOWARTH, S. R. A new approach to the estimation of analytical precision. **Journal of Geochemical Exploration**, v 9, p. 23-30, 1978.
- TRAVASSOS, R. P. **Interpretação estrutural regional do Escudo Sul-riograndense - Rio Grande do Sul - Brasil, com base em aeromagnetometria**. Orientador: Elton Luiz Dantas. 2014. 64 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 2014.
- TUBINO, L. **Desenvolvimento do segmento de minerais industriais - Projeto Estratégico 0006**. Porto Alegre: Empresa Galena Mineração, 2003. (Relatório Interno)
- UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS. **Projeto de Mapeamento da Cabeceiras do Arroio Capané, 1: 50.000**. 1977. 1 v. (Mapeamento) Graduação em Geologia– Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS, 1977.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL. **Relatório Geológico do Projeto: Encruzilhada do Sul - Delfino**. 1992. 1 v. (Mapeamento) Graduação em Geologia– Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1992.
- VASQUEZ, M. **Evolução petrogenética dos granitos da suíte intrusiva Encruzilhada do Sul – RS**. Orientador: Enio Soliani Junior. 1997. 1 v. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- VASQUEZ, M. et al. Caracterização Petrológica das rochas graníticas da folha Cerro da Árvore, município de encruzilhada do Sul - RS. **Acta Geologia Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v. 12, p.171-184, 1989.
- VAUCHEZ, A.; PACHECO NEVES, S.; TOMMASI, A. Transcurrent shear zones and magma emplacement in neoproterozoic belts of Brazil. In: BOUCHEZ, J.; HUTTON, D.; STEPHENS, W. (Ed.) **Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics**. Norwell, MA,; Kluwer Academic, 1997. p. 275-293.

- VIEIRA JUNIOR, N. et al. Enclaves microgrnauares do maciço sienítico de Piquiri - RS. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v. 12, n. 29, p.185-206, 1989.
- WANG, X. et al. Magmatic evolution and Crustal recycling for Neoproterozoic strongly peraluminous granitoids from southern China: Hf and O isotopes in zircon. **Earth and Planet. Science Letters**, v.366, p.71-82, 2013.
- WEDEPOHL, K. H. **Handbook of Geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 1978.
- WEDEPOHL, K. H. The composition of the continental crust. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v.59, p.1217-1232, 1995.
- WEINBERG, R.; SIAL, A.; MARIANO, G. Close spatial relationship between plutons and shear zones. **Geology**, v.32, n. 5, p.377-38, 2004.
- WHALEN, J.; CURRIE, K.; CHAPPEL, B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.95, p.407-418, 1987.
- WILDNER, W. et al. **Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2008. 1 DVD. Escala 1:750.000; Programa Geologia do Brasil; Mapas geológicos Estaduais.
- WILDNER, W. et. al. Rochas vulcanogênicas do cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, Região do Passo da Cuia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1-6 set. 1996, Salvador. **Anais[...]**. Salvador: SBG. Núcleo da Bahia, 1996. v.2. p. 146-148.
- WILDNER, W.; LOPES, R.; CAMOZZATO, E. Turfa na província costeira do Brasil meridional, do Chuí à Laguna. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais[...]** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1988. v.6. p.2514-2527.
- WILDNER, W.; NARDI, L. V. S. Características geoquímicas e de posicionamento tectônico do magmatismo neoproterozoico aflorante no Platô do Taquarembó - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, n. 2, p.169-174, 2002.
- WILDNER, W.; RAMGRAB, G. Diorito Capim Branco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos[...]** Balneário Camboriú: SBG; DNPM; CPRM, 1994. v.3. p.61-62
- YARIV, S.; CROSS, H. **Geochemistry of colloids systems for earth scientists**. Berlin: Springer, 1979.
- ZANTOP, H.; NESPEREIRA, J. Heavy-mineral panning techniques in the exploration for tin and tungsten in NW Spain. In: WATTERSON, J.; THEOBALD, P. (Ed.) **Geochemical Exploration**. s.l.:Assocaition of Exploracion Geochemists, 1978. p.329-336.

INFORMES DE RECURSOS MINERAIS

SÉRIE METAIS DO GRUPO DA PLATINA E ASSOCIADOS

- Nº 01 - Mapa de Caracterização das Áreas de Trabalho (Escala 1:7.000.000), 1996.
 Nº 02 - Mapa Geológico Preliminar da Serra do Colorado - Rondônia e Síntese Geológico-Metalogenética, 1997.
 Nº 03 - Mapa Geológico Preliminar da Serra Céu Azul - Rondônia, Prospecção Geoquímica e Síntese Geológico-Metalogenética, 1997.
 Nº 04 - Síntese Geológica e Prospecção por Concentrados de Bateia nos Complexos Canabrava e Barro Alto - Goiás, 1997.
 Nº 05 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Migrantinópolis - Rondônia, 2000.
 Nº 06 - Geologia e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Corumbiara/Chupinguaia - Rondônia, 2000.
 Nº 07 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Serra Azul - Rondônia, 2000.
 Nº 08 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Rio Branco/Alta Floresta - Rondônia, 2000.
 Nº 09 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Santa Luzia - Rondônia, 2000.
 Nº 10 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Nova Brasilândia - Rondônia, 2000.
 Nº 11 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Rio Madeirinha - Mato Grosso, 2000.
 Nº 12 - Síntese Geológica e Prospectiva das Áreas Pedra Preta e Cotingo - Roraima, 2000.
 Nº 13 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Santa Bárbara - Goiás, 2000.
 Nº 14 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Barra da Gameleira - Tocantins, 2000.
 Nº 15 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Córrego Seco - Goiás, 2000.
 Nº 16 - Síntese Geológica e Resultados Prospectivos da Área São Miguel do Guaporé - Rondônia, 2000.
 Nº 17 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Cana Brava - Goiás, 2000.
 Nº 18 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Cacoal - Rondônia, 2000.
 Nº 19 - Geologia e Resultados Prospectivos das Áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné - Mato Grosso, 2000.
 Nº 20 - Geologia e Resultados Prospectivos das Áreas Serra dos Pacaás Novos e Rio Cautário - Rondônia, 2000.
 Nº 21 - Aspectos Geológicos, Geoquímicos e Potencialidade em Depósitos de Ni-Cu-EGP do Magmatismo da Baciado Paraná - 2000.
 Nº 22 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Tabuleta - Mato Grosso, 2000.
 Nº 23 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Rio Alegre - Mato Grosso, 2000.
 Nº 24 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Figueira Branca/Indiavaí - Mato Grosso, 2000.
 Nº 25 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar das Áreas Jaburu, Caracaraí, Alto Tacutu e Amajari - Roraima, 2000.
 Nº 26 - Prospecção Geológica e Geoquímica no Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - Pará, 2001.
 Nº 27 - Prospecção Geológica e Geoquímica nos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté - Pará, 2001.
 Nº 28 - Aspectos geológicos, Geoquímicos e Metalogenéticos do Magmatismo Básico/Ultrabásico do Estado de Rondônia e Área Adjacente, 2001.
 Nº 29 - Geological, Geochemical and Potentiality Aspects of Ni-Cu-PGE Deposits of the Paraná Basin Magmatism, 2001.
 Nº 30 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Barro Alto - Goiás, 2010.

SÉRIE MAPAS TEMÁTICOS DE OURO - ESCALA 1:250.000

- Nº 01 - Área GO-09 Aurilândia/Anicuns - Goiás, 1995.
 Nº 02 - Área RS-01 Lavras do Sul/Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul, 1995.
 Nº 03 - Área RO-01 Presidente Médici - Rondônia, 1996.
 Nº 04 - Área SP-01 Vale do Ribeira - São Paulo, 1996.

- Nº 05 - Área PA-15 Inajá - Pará, 1996.
 Nº 06 - Área GO-05 Luziânia - Goiás, 1997.
 Nº 07 - Área PA-01 Paru - Pará, 1997.
 Nº 08 - Área AP-05 Serra do Navio/Cupixi - Amapá, 1997.
 Nº 09 - Área BA-15 Caripará - Bahia, 1997.
 Nº 10 - Área GO-01 Crixás/Pilar - Goiás, 1997.
 Nº 11 - Área GO-02 Porangatu/Mara Rosa - Goiás, 1997.
 Nº 12 - Área GO-03 Niquelândia - Goiás, 1997.
 Nº 13 - Área MT-01 Peixoto de Azevedo/Vila Guarita - Mato Grosso, 1997.
 Nº 14 - Área MT-06 Ilha 24 de Maio - Mato Grosso, 1997.
 Nº 15 - Área MT-08 São João da Barra - Mato Grosso/Pará, 1997.
 Nº 16 - Área RO-02 Jenipapo/Serra Sem Calça - Rondônia, 1997.
 Nº 17 - Área RO-06 Guaporé/Madeira - Rondônia, 1997.
 Nº 18 - Área RO-07 Rio Madeira - Rondônia, 1997.
 Nº 19 - Área RR-01 Uraricaá - Roraima, 1997.
 Nº 20 - Área AP-03 Alto Jari - Amapá/Pará, 1997.
 Nº 21 - Área CE-02 Várzea Alegre/Lavras da Mangabeira/Encanto - Ceará, 1997.
 Nº 22 - Área GO-08 Arenópolis/Amorinópolis - Goiás, 1997.
 Nº 23 - Área PA-07 Serra Pelada - Pará, 1997.
 Nº 24 - Área SC-01 Botuverá/Brusque/Gaspar - Santa Catarina, 1997.
 Nº 25 - Área AP-01 Cassiporé - Amapá, 1997.
 Nº 26 - Área BA-04 Jacobina Sul - Bahia, 1997.
 Nº 27 - Área PA-03 Cuiapucu/Carará - Pará/Amapá, 1997.
 Nº 28 - Área PA-10 Serra dos Carajás - Pará, 1997.
 Nº 29 - Área AP-04 Tumucumaque - Pará, 1997.
 Nº 30 - Área PA-11 Xinguara - Pará, 1997.
 Nº 31 - Área PB-01 Cachoeira de Minas/Itajubatiba/Itapetim - Paraíba/Pernambuco, 1997.
 Nº 32 - Área AP-02 Tartarugalzinho - Amapá, 1997.
 Nº 33 - Área AP-06 Vila Nova/Iratapuru - Amapá, 1997.
 Nº 34 - Área PA-02 Ipitinga - Pará/Amapá, 1997.
 Nº 35 - Área PA-17 Caracol - Pará, 1997.
 Nº 36 - Área PA-18 Vila Riozinho - Pará, 1997.
 Nº 37 - Área PA-19 Rio Novo - Pará, 1997.
 Nº 38 - Área PA-08 São Félix - Pará, 1997.
 Nº 39 - Área PA-21 Marupá - Pará, 1998.
 Nº 40 - Área PA-04 Três Palmeiras/Volta Grande - Pará, 1998.
 Nº 41 - Área TO-01 Almas/Natividade - Tocantins, 1998.
 Nº 42 - Área RN-01 São Fernando/Ponta da Serra/São Francisco - Rio Grande do Norte/Paraíba, 1998.
 Nº 43 - Área GO-06 Cavalcante - Goiás/Tocantins, 1998.
 Nº 44 - Área MT-02 Alta Floresta - Mato Grosso/Pará, 1998.
 Nº 45 - Área MT-03 Serra de São Vicente - Mato Grosso, 1998.
 Nº 46 - Área AM-04 Rio Traíra - Amazonas, 1998.
 Nº 47 - Área GO-10 Pirenópolis/Jaraguá - Goiás, 1998.
 Nº 48 - Área CE-01 Reriutaba/Ipu - Ceará, 1998.
 Nº 49 - Área PA-06 Manelão - Pará, 1998.
 Nº 50 - Área PA-20 Jacareacanga - Pará/Amazonas, 1998.
 Nº 51 - Área MG-07 Paracatu - Minas Gerais, 1998.
 Nº 52 - Área RO-05 Colorado - Rondônia/Mato Grosso, 1998.
 Nº 53 - Área TO-02 Brejinho de Nazaré - Tocantins, 1998.

- Nº 54 - Área RO-04 Porto Esperança - Rondônia, 1998.
 Nº 55 - Área RO-03 Parecis - Rondônia, 1998.
 Nº 56 - Área RR-03 Uraricoera - Roraima, 1998.
 Nº 57 - Área GO-04 Goiás - Goiás, 1998.
 Nº 58 - Área MA-01 Belt do Gurupi - Maranhão/Pará, 1998.
 Nº 59 - Área MA-02 Aurizona/Carutapera - Maranhão/Pará, 1998.
 Nº 60 - Área PE-01 Serrita - Pernambuco, 1998.
 Nº 61 - Área PR-01 Curitiba/Morretes - Paraná, 1998.
 Nº 62 - Área MG-01 Pitangui - Minas Gerais, 1998.
 Nº 63 - Área PA-12 Rio Fresco - Pará, 1998.
 Nº 64 - Área PA-13 Madalena - Pará, 1998.
 Nº 65 - Área AM-01 Parauari - Amazonas/Pará, 1999.
 Nº 66 - Área BA-01 Itapicuru Norte - Bahia, 1999.
 Nº 67 - Área RR-04 Quino Maú - Roraima, 1999.
 Nº 68 - Área RR-05 Apiaú - Roraima, 1999.
 Nº 69 - Área AM 05 Gavião/Dez Dias - Amazonas, 1999.
 Nº 70 - Área MT-07 Araés/Nova Xavantina - Mato Grosso, 2000.
 Nº 71 - Área AM-02 Cauaburi - Amazonas, 2000.
 Nº 72 - Área RR-02 Mucajaí - Roraima, 2000.
 Nº 73 - Área RR-06 Rio Amajari - Roraima, 2000.
 Nº 74 - Área BA-03 Jacobina Norte - Bahia, 2000.
 Nº 75 - Área MG-04 Serro - Minas Gerais, 2000.
 Nº 76 - Área BA-02 Itapicuru Sul - Bahia, 2000.
 Nº 77 - Área MG-03 Conselheiro Lafaiete - Minas Gerais, 2000.
 Nº 78 - Área MG-05 Itabira - Minas Gerais, 2000.
 Nº 79 - Área MG-09 Riacho dos Machados - Minas Gerais, 2000.
 Nº 80 - Área BA-14 Correntina - Bahia, 2000.
 Nº 81 - Área BA-12 Boquira Sul - Bahia, 2000.
 Nº 82 - Área BA-13 Gentio do Ouro - Bahia, 2000.
 Nº 83 - Área BA-08 Rio de Contas/Ibitiara Sul - Bahia, 2000.
 Nº 84 - Área MT-05 Cuiabá/Poconé - Mato Grosso, 2000.
 Nº 85 - Área MT-04 Jauru/Barra dos Bugres - Mato Grosso, 2000.

SÉRIE OURO - INFORMES GERAIS

- Nº 01 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1996.
 Nº 02 - Programa Nacional de Prospecção de Ouro - Natureza e Métodos, 1998.
 Nº 03 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1998.
 Nº 04 - Gold Prospecting National Program - Subject and Methodology, 1998.
 Nº 05 - Mineralizações Auríferas da Região de Cachoeira de Minas – Municípios de Manaira e Princesa Isabel - Paraíba, 1998.
 Nº 06 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 2000.
 Nº 07 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Minas do Camaquã - Rio Grande do Sul, 2000.
 Nº 08 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Ibaré Rio Grande do Sul, 2000.
 Nº 09 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul, 2000.

- Nº 10 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Passo do Salsinho - Rio Grande do Sul, 2000.
 Nº 11 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Marmeleiro - Rio Grande do Sul, 2000.
 Nº 12 - Map of Gold Production and Reserves of Brazil (1:7.000.000 Scale), 2000
 Nº 13 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Cambaizinho - Rio Grande do Sul, 2001.
 Nº 14 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Passo do Ivo - Rio Grande do Sul, 2001.
 Nº 15 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Caçapava do Sul, Subárea Batovi – Rio Grande do Sul, 2001.
 Nº 16 - Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso – Goiânia, 2008.
 Nº 17 - Metalogenia do Distrito Aurífero do Rio Juma, Nova Aripuanã, Manaus, 2010.

SÉRIE INSUMOS MINERAIS PARA AGRICULTURA

- Nº 01 - Mapa Síntese do Setor de Fertilizantes Minerais (NPK) no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1997.
 Nº 02 - Fosfato da Serra da Bodoquena - Mato Grosso do Sul, 2000.
 Nº 03 - Estudo do Mercado de Calcário para Fins Agrícolas no Estado de Pernambuco, 2000.
 Nº 04 - Mapa de Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
 Nº 05 - Estudo dos Níveis de Necessidade de Calcário nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
 Nº 06 - Síntese das Necessidades de Calcário para os Solos dos Estados da Bahia e Sergipe, 2001.
 Nº 07 - Mapa de Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais de Rondônia, 2001.
 Nº 08 - Mapas de Insumos Minerais para Agricultura nos Estados de Amazonas e Roraima, 2001.
 Nº 09 - Mapa-Síntese de Jazimentos Minerais Carbonatados dos Estados da Bahia e Sergipe, 2001.
 Nº 10 - Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados do Pará e Amapá, 2001.
 Nº 11 - Síntese dos Jazimentos, Áreas Potenciais e Mercado de Insumos Minerais para Agricultura no Estado da Bahia, 2001.
 Nº 12 - Avaliação de Rochas Calcárias e Fosfatadas para Insumos Agrícolas do Estado de Mato Grosso, 2008.
 Nº 13 - Projeto Fosfato Brasil – Parte I, Salvador, 2011.
 Nº 14 - Projeto Fosfato Brasil – Estado de Mato Grosso – Áreas Araras/Serra do Caeté e Planalto da Serra, 2011.
 Nº 15 - Projeto Mineralizações Associadas à Plataforma Bambuí no Sudeste do Estado do Tocantins (TO) – Goiânia, 2012.
 Nº 16 – Rochas Carbonáticas do Estado de Rondônia, Porto Velho, 2015.
 Nº 17 – Projeto Fosfato Brasil – Parte II, Salvador, 2016.
 Nº 18 – Geoquímica Orientativa para Pesquisa de Fosfato no Brasil, Salvador, 2016.
 Nº 19 – Projeto Fosfato Brasil – Parte III - Bacia dos Parecis, Manaus, 2017.
 Nº 20 – Avaliação do Potencial do Fosfato no Brasil – Fase III: Bacia Sergipe-Alagoas, Sub-bacia Sergipe, Recife, 2017.
 Nº 21 – Avaliação do Potencial do Fosfato no Brasil – Fase III: Centro-leste de Santa Catarina, Área Brusque, Salvador, 2017.

Nº 22 – Avaliação do Potencial do Fosfato no Brasil – Fase III: Centro-leste de Santa Catarina, Salvador, 2017.

SÉRIE PEDRAS PRECIOSAS

- Nº 01 - Mapa Gemológico da Fronteira Oeste do Rio Grande do Sul, 1997.
 Nº 02 - Mapa Gemológico da Região Lajeado/Soledade/Salto do Jacuí - Rio Grande do Sul, 1998
 Nº 03 - Mapa Gemológico da Região de Ametista do Sul - Rio Grande do Sul, 1998.
 Nº 04 - Recursos Gemológicos dos Estados do Piauí e Maranhão, 1998.
 Nº 05 - Mapa Gemológico do Estado do Rio Grande do Sul, 2000.
 Nº 06 - Mapa Gemológico do Estado de Santa Catarina, 2000.
 Nº 07 - Aspectos da Geologia dos Pólos Diamantíferos de Rondônia e Mato Grosso – O Fórum de Juína – Projeto Diamante, Goiânia, 2010.
 Nº 08 - Projeto Avaliação dos Depósitos de Opalas de Pedro II – Estado do Piauí, Teresina, 2015.
 Nº 09 - Aluviões Diamantíferos da Foz dos Rios Jequitinhonha e Pardo - Fase I – Estado da Bahia, Salvador, 2015.

SÉRIE OPORTUNIDADES MINERAIS – EXAME ATUALIZADO DE PROJETO

- Nº 01 - Níquel de Santa Fé - Estado de Goiás, 2000.
 Nº 02 - Níquel do Morro do Engenho - Estado de Goiás, 2000.
 Nº 03 - Cobre de Bom Jardim - Estado de Goiás, 2000.
 Nº 04 - Ouro no Vale do Ribeira - Estado de São Paulo, 1996.
 Nº 05 - Chumbo de Nova Redenção - Estado da Bahia, 2001.
 Nº 06 - Turfa de Caçapava - Estado de São Paulo, 1996.
 Nº 08 - Ouro de Natividade - Estado do Tocantins, 2000.
 Nº 09 - Gipsita do Rio Cupari - Estado do Pará, 2001.
 Nº 10 - Zinco, Chumbo e Cobre de Palmeirópolis - Estado do Tocantins, 2000.
 Nº 11 - Fosfato de Miriri - Estados de Pernambuco e Paraíba, 2001.
 Nº 12 - Turfa da Região de Itapuã - Estado do Rio Grande do Sul, 1998.
 Nº 13 - Turfa de Águas Claras - Estado do Rio Grande do Sul, 1998.
 Nº 14 - Turfa nos Estados de Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
 Nº 15 - Nióbio de Uaupés - Estado do Amazonas, 1997.
 Nº 16 - Diamante do Rio Maú - Estado da Roraima, 1997.
 Nº 18 - Turfa de Santo Amaro das Brotas - Estado de Sergipe, 1997.
 Nº 19 - Diamante de Santo Inácio - Estado da Bahia, 2001.
 Nº 21 - Carvão nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, 1997.
 Nº 22 - Coal in the States of Rio Grande do Sul and Santa Catarina, 2000.
 Nº 23 - Kaolin Exploration in the Capim River Region - State of Pará - Executive Summary, 2000.
 Nº 24 - Turfa de São José dos Campos - Estado de São Paulo, 2002.
 Nº 25 - Lead in Nova Redenção - Bahia State, Brazil, 2001.

SÉRIE DIVERSOS

- Nº 01 - Informe de Recursos Minerais - Diretrizes e Especificações - Rio de Janeiro, 1997.
 Nº 02 - Argilas Nobres e Zeolitas na Bacia do Parnaíba - Belém, 1997.
 Nº 03 - Rochas Ornamentais de Pernambuco - Folha Belém do São Francisco - Escala 1:250.000 - Recife, 2000.

Nº 04 - Substâncias Minerais para Construção Civil na Região Metropolitana de Salvador e Adjacências - Salvador, 2001.

SÉRIE RECURSOS MINERAIS MARINHOS

- Nº 01 – Potencialidade dos Granulados Marinhos da Plataforma Continental Leste do Ceará – Recife, 2007.

SÉRIE ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

- Nº 01 – Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru-Iranduba-Manaus-Careiro (Domínio Baixo Solimões) – Manaus, 2007.
 Nº 02 – Materiais de Construção Civil na região Metropolitana de Salvador – Salvador, 2008.
 Nº 03 – Projeto Materiais de Construção no Domínio Médio Amazonas – Manaus, 2008.
 Nº 04 – Projeto Rochas Ornamentais de Roraima – Manaus, 2009.
 Nº 05 – Projeto Argilas da Bacia Pimenta Bueno – Porto Velho, 2010.
 Nº 06 – Projeto Quartzito Industrial Dueré-Cristalândia – Goiânia, 2010.
 Nº 07 – Materiais de Construção Civil na região Metropolitana de Aracaju – Salvador, 2011.
 Nº 08 – Rochas Ornamentais no Noroeste do Estado do Espírito Santo – Rio de Janeiro, 2012.
 Nº 09 – Projeto Insumos Minerais para a Construção Civil na Região Metropolitana do Recife – Recife, 2012.
 Nº 10 – Materiais de Construção Civil da Folha Porto Velho – Porto Velho, 2013.
 Nº 11 – Polo Cerâmico de Santa Gertrudes – São Paulo, 2014.
 Nº 12 – Projeto Materiais de Construção Civil na Região Metropolitana de Natal – Recife, 2015.
 Nº 13 – Materiais de Construção Civil para Vitória da Conquista, Itabuna-Ilhéus e Feira de Santana – Salvador, 2015.
 Nº 14 – Projeto Materiais de Construção da Região de Marabá e Eldorado dos Carajás – Belém, 2015.
 Nº 15 – Panorama do Setor de Rochas Ornamentais do Estado de Rondônia – Porto Velho, 2015
 Nº 16 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Goiânia – Goiânia, 2015
 Nº 17 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Porto Alegre – Porto Alegre, 2016
 Nº 18 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Fortaleza – Fortaleza, 2016
 Nº 19 – Projeto Materiais de Construção Civil da Região da Grande Florianópolis – Porto Alegre, 2016
 Nº 20 – Projeto materiais de construção da região de Macapá - Estado do Amapá – Belém, 2016.
 Nº 21 – Projeto Materiais De Construção da Região Metropolitana de Curitiba - Estado do Paraná, 2016.
 Nº 22 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de São Luís e Entorno - Estado do Maranhão, 2017.

SÉRIE METAIS - INFORMES GERAIS

- Nº 01 – Projeto BANEÓ – Bacia do Camaquã – Metalogenia das Bacias Neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil, Porto Alegre, 2008
 Nº 02 – Mapeamento Geoquímico do Quadrilátero Ferrífero e seu Entorno - MG – Rio de Janeiro, 2014.
 Nº 03 – Projeto BANEÓ – Bacias do Itajaí, de Campo Alegre e Corupá – Metalogenia das Bacias Neoproterozoico-eopaleozoicas do Sul do Brasil, Porto Alegre, 2015

SÉRIE PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL

- Nº 01 – Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIM, Brasília, 2015
- Nº 02 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Tróia-Pedra Branca, Estado do Ceará, Fortaleza, 2015
- Nº 03 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará, Brasília, 2015.
- Nº 04 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Província Aurífera Jurueña-Teles Pires-Aripuanã – Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha Porto Escondido – SC.21-V-C-III, Brasília, 2015.
- Nº 05 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Distrito Zincífero de Vazante – MG, Brasília, 2015.
- Nº 06 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Rochas Alcalinas da Porção Meridional do Cinturão Ribeira. Estados de São Paulo e Paraná, Brasília, 2015.
- Nº 07 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste de Rondônia, Brasília, 2016.
- Nº 08 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Seridó-Leste, extremo nordeste da Província Borborema (RN-PB), Brasília, 2016.
- Nº 09 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Porção sul da Bacia do Paraná, RS, 2017
- Nº 10 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Eldorado do Juma, Estado do Amazonas, AM, 2017
- Nº 11 – Áreas de Relevante Interesse Mineral: Cinturão Gurupi, Estados do Pará e Maranhão, Brasília, 2017.
- Nº 12 – Áreas de relevante interesse mineral: Reserva Nacional do Cobre e Associados, Estados do Pará e Amapá, Belém, 2017.
- Nº 13 – Áreas de Relevante Interesse Mineral – Vale do Ribeira: Mineralizações Polimetálicas (Pb, Ag, Zn, Cu e Au – “Tipo Painéis”) em zonas de cisalhamento Rúptil, Cinturão Ribeira Meridional, SP-PR, São Paulo, 2017.
- Nº 14 – Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM: Distrito Mineral de Paracatu-Unai (Zn-Pb-Cu), MG, 2018
- Nº 15 – Área de Relevante Interesse Mineral Integração Geológica-Geofísica e Recursos Minerais do Cráton Luis Alves, RS, 2018.
- Nº 16 - Áreas de Relevante Interesse Mineral - Província Mineral de Carajás, PA: Estratigrafia e análise do Minério de Mn de Carajás - áreas Azul, Sereno, Buritirama e Antônio Vicente, PA, 2018.
- Nº 17 – Áreas de Relevante Interesse Mineral Troia-Pedra Branca - Geologia e mineralização aurífera da sequência metavulcanossedimentar da Serra das Pipocas, Maciço de Troia, Ceará, Estado do Ceará, CE, 2018
- Nº 18 – Áreas de Relevante Interesse Mineral – Reavaliação da Província Estanífera de Rondônia, RO, 2019.
- Nº 19 – Áreas de relevante interesse mineral – Evolução Crustal e Metalogenia da Faixa Nova Brasilândia, RO, 2019.
- Nº 20 – Área de Relevante Interesse Mineral Batólito Pelotas – Terreno Tijucas, Estado do Rio Grande do Sul, RS, 2019.

SÉRIE MINERAIS ESTRATÉGICOS

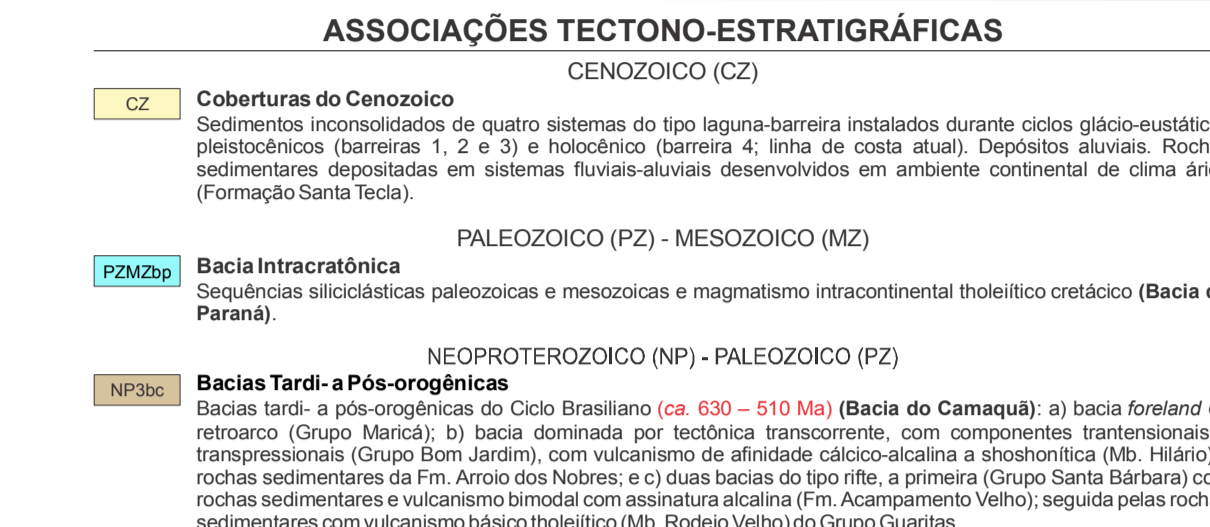
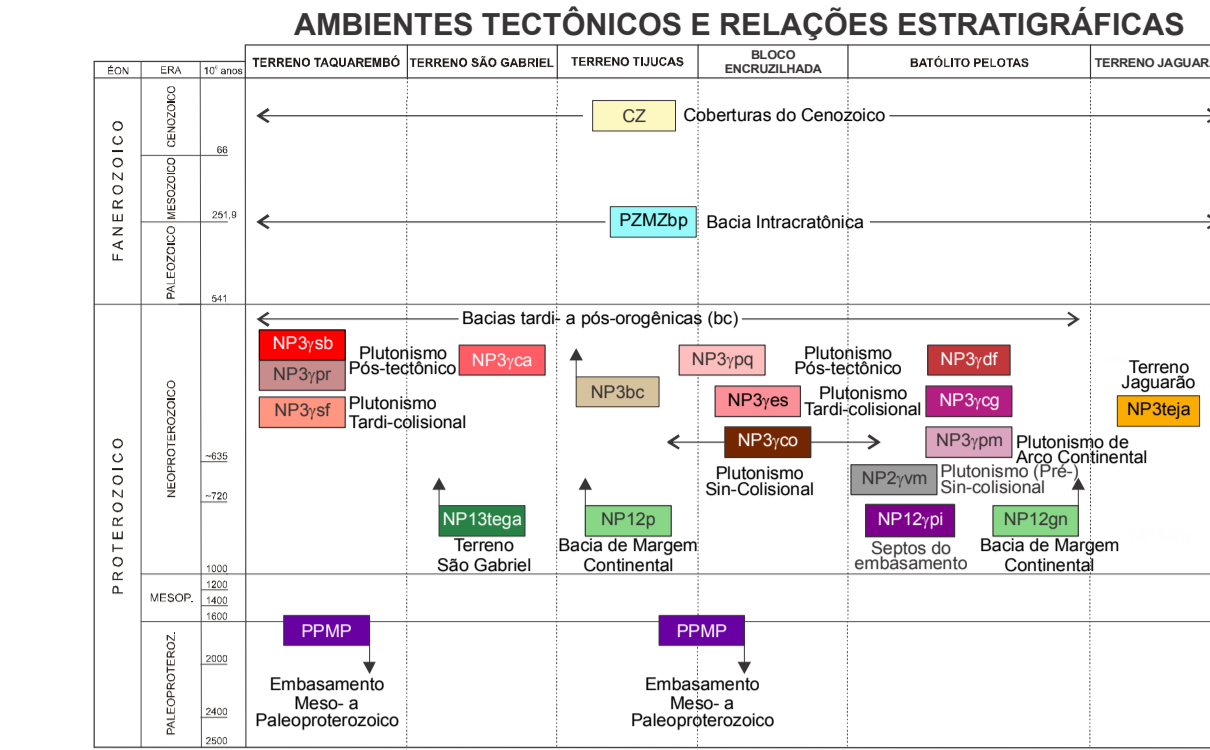
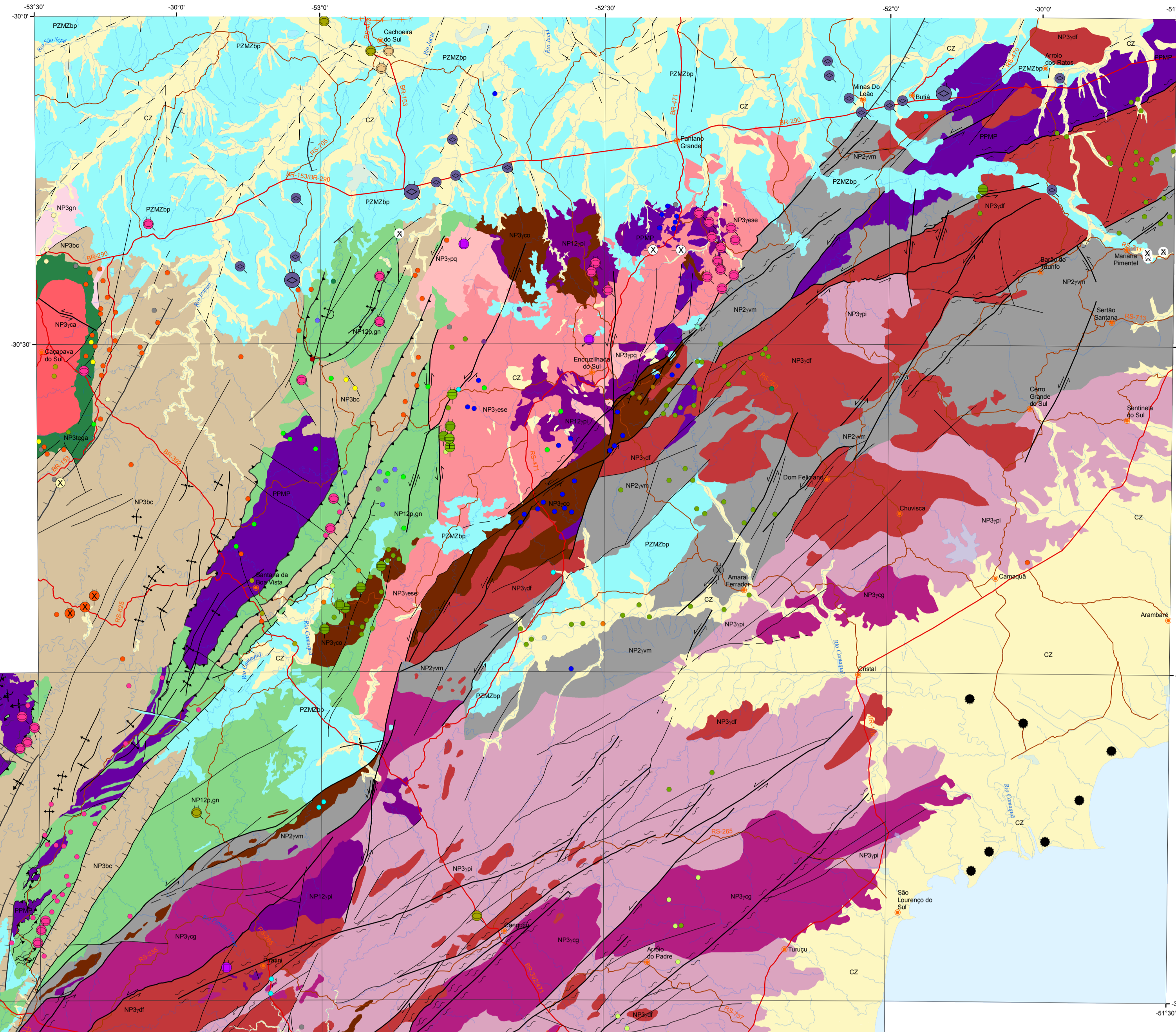
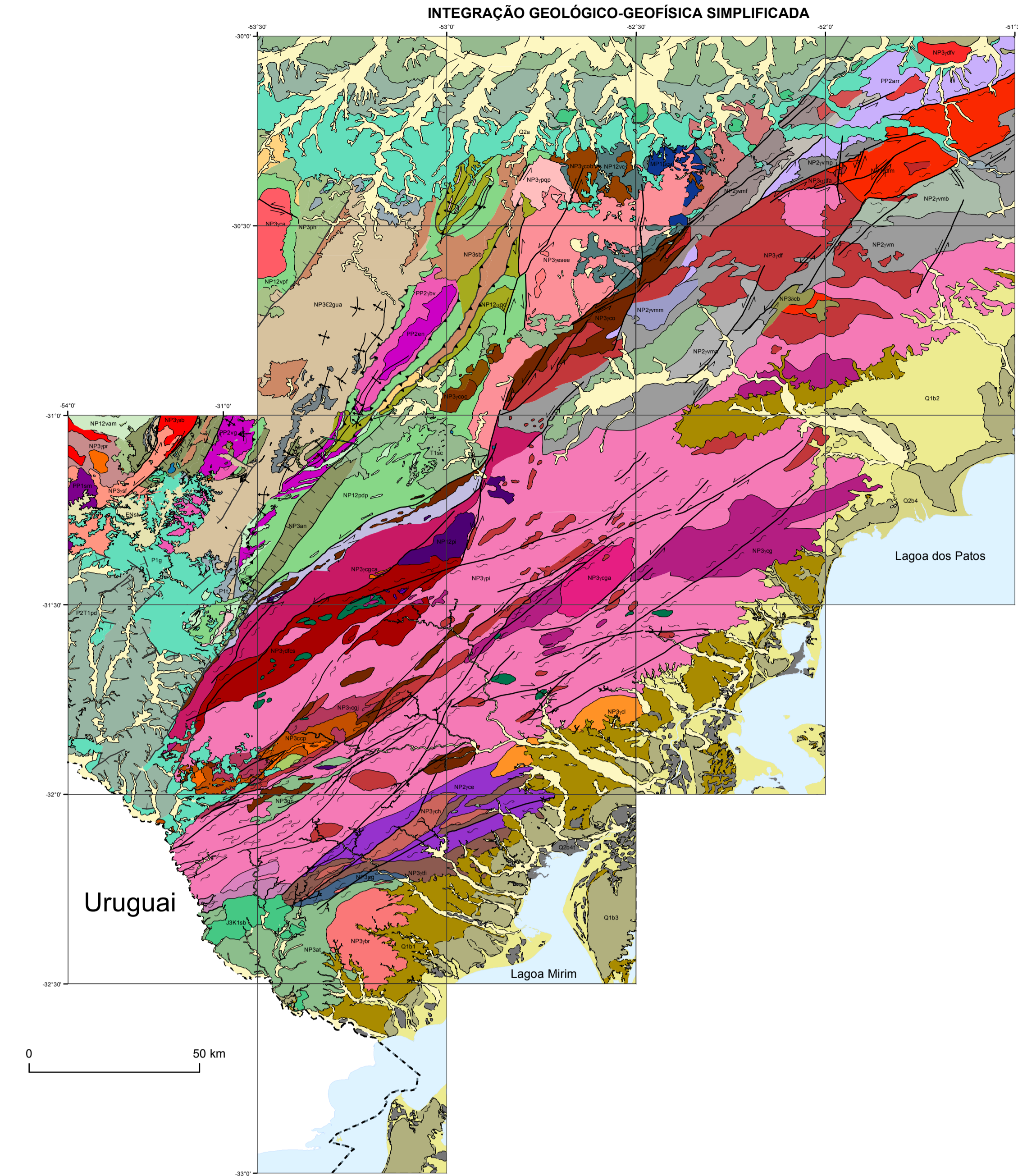
- Nº 01 – Diretrizes para Avaliação do Potencial do Potássio, Fosfato, Terras Raras e Lítio no Brasil, Brasília, 2015.
- Nº 02 – Avaliação do Potencial de Terras Raras no Brasil, Brasília, 2015.
- Nº 03 – Projeto Avaliação do Potencial do Lítio no Brasil – Área do Médio Rio Jequitinhonha, Nordeste de Minas Gerais, Brasília, 2016.

ANEXOS

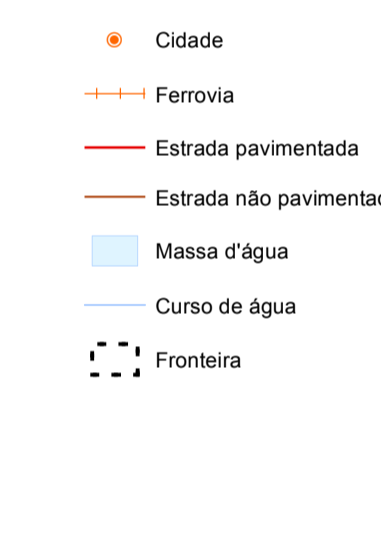
**ANEXO I: MAPA DE INTEGRAÇÃO
GEOLOGICO-GEOFÍSICA**

**ANEXO II: MAPA DE ASSOCIAÇÕES
TECTÔNICAS E DE RECURSOS MINERAIS**

INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA SIMPLIFICADA



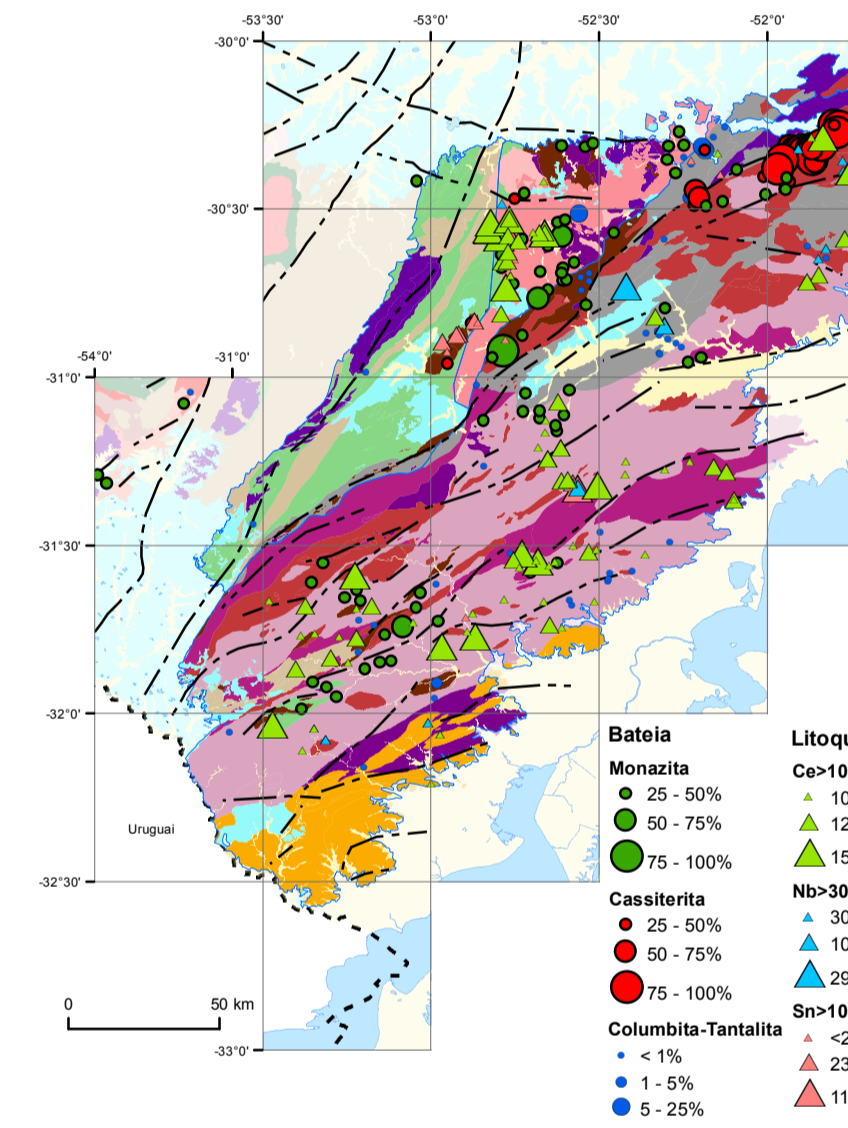
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS



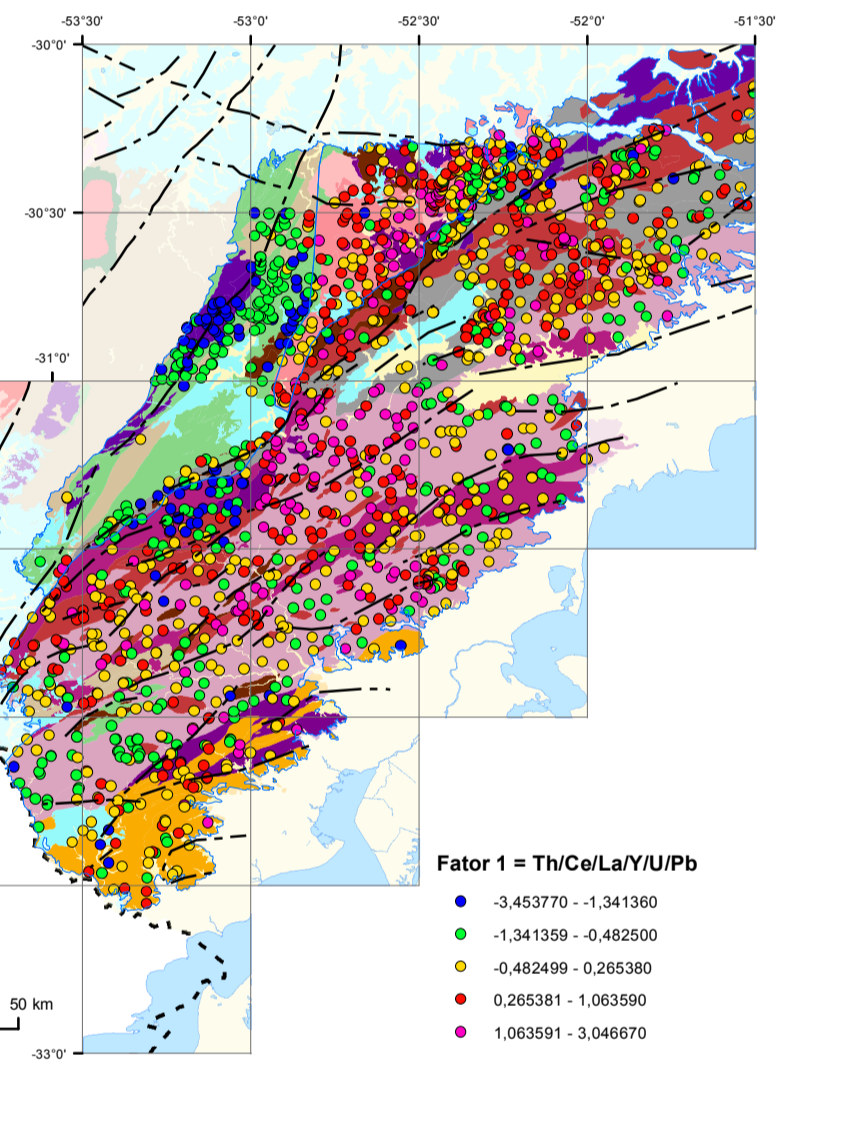
CARACTERÍSTICAS DOS RECURSOS MINERAIS

Substância mineral	Status	Classe genética
Urdínio	Depósito	Hidrotermal
Urânio	Mina	Sedimentar
Chumbo	Carvão	Otomagmático
Estanho	Turfa	Superfêneo
Ferro	Mármora	
Tungstênio	Caolim	
Fluor	Areia	
Molibdênio	Argila	
Tório	Rocha ornamental	
Crômio	Lentilha	
Bário	Pirita	
Níbio		

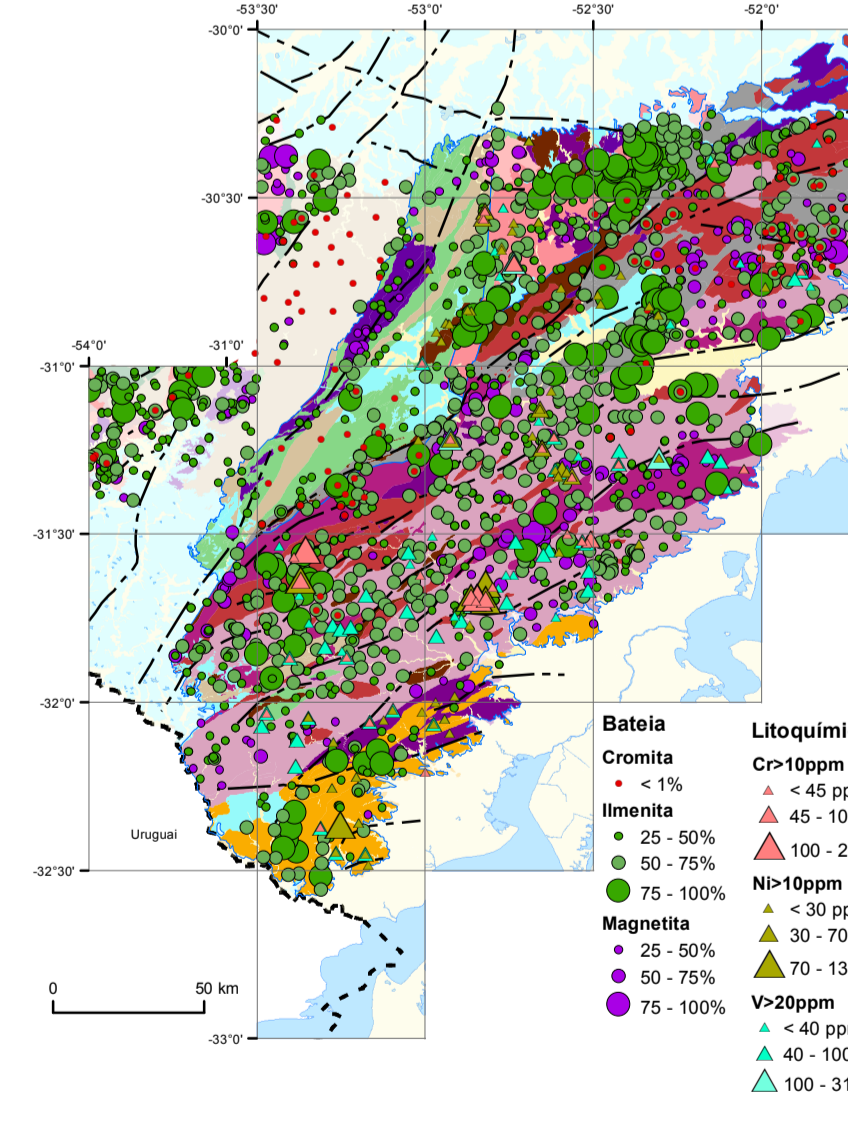
GRANITOS ESPECIALIZADOS



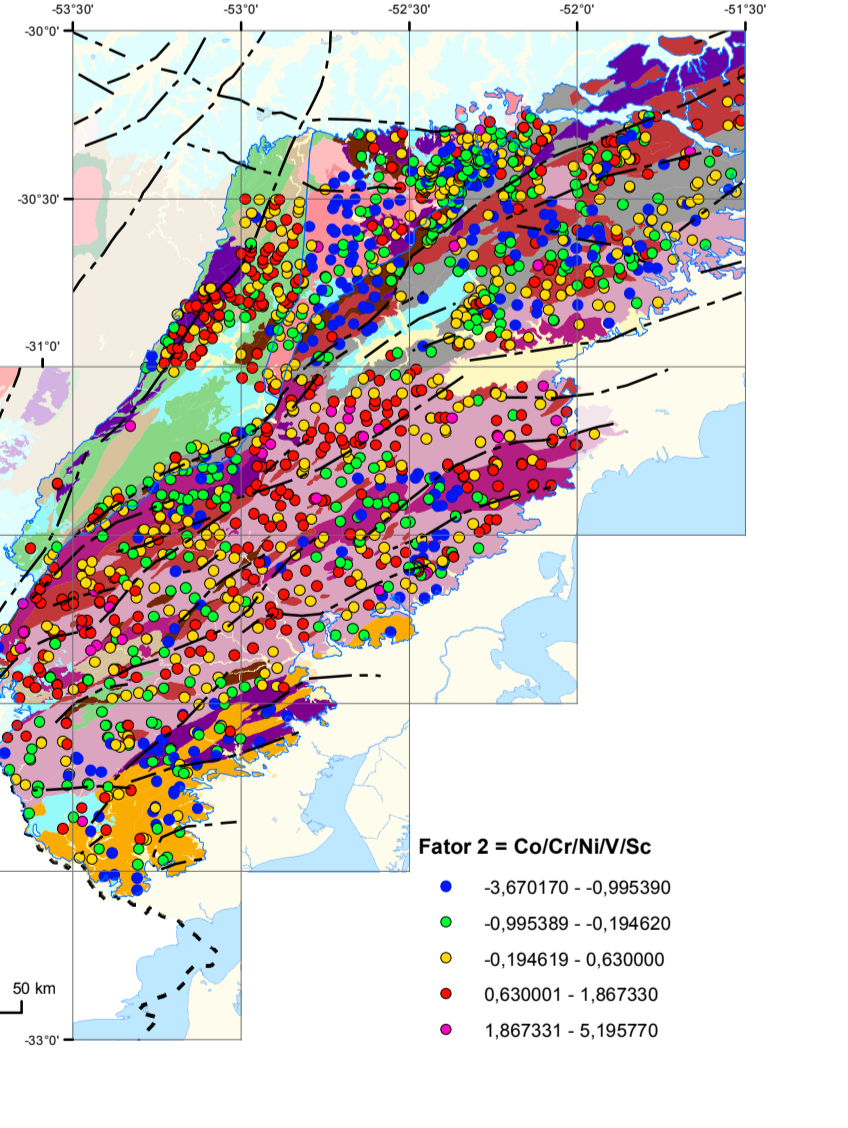
SEDIMENTO DE CORRENTE - FATOR 1



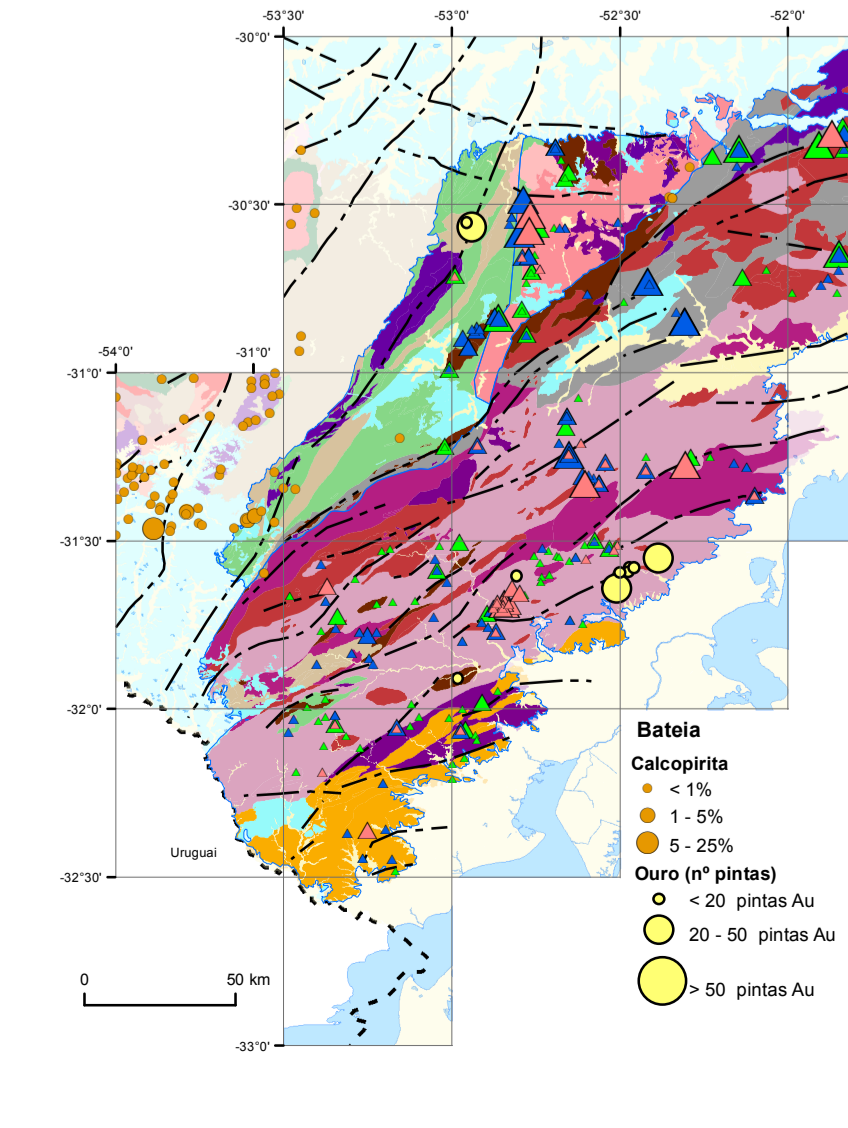
ASSOCIAÇÕES MÍFICAS



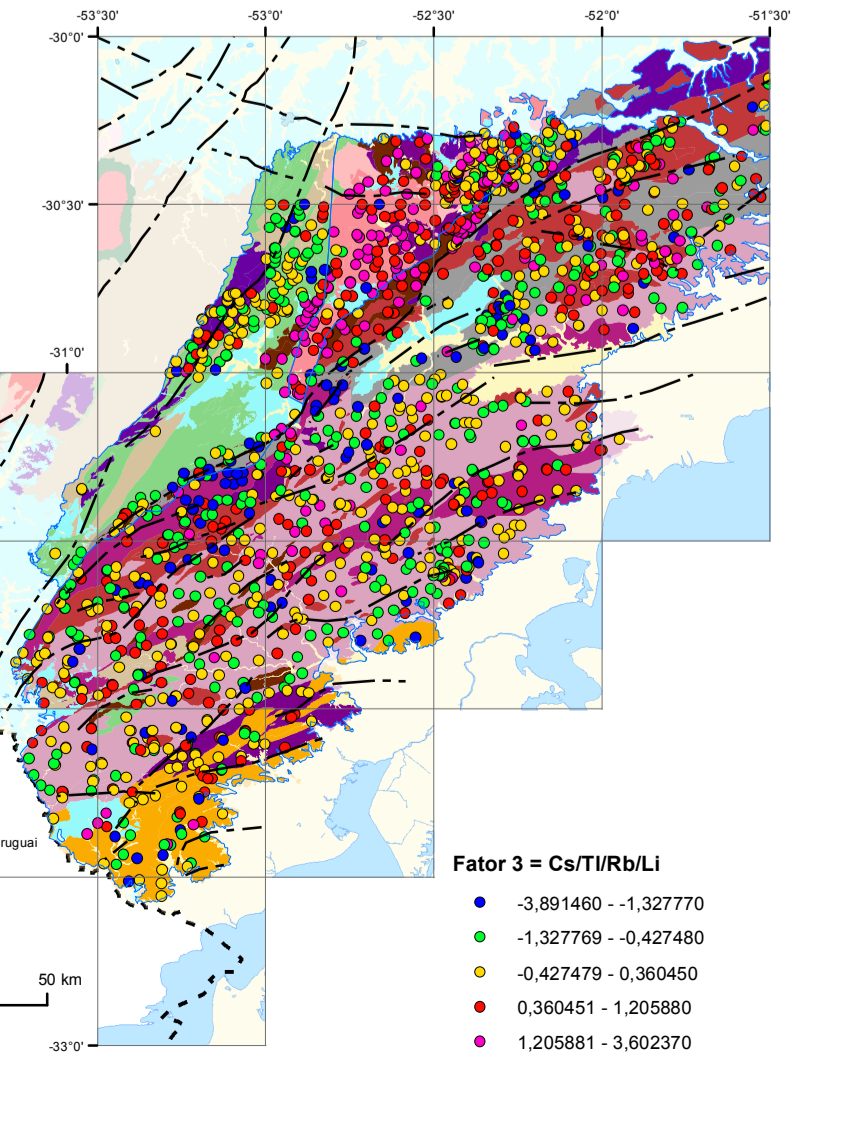
SEDIMENTO DE CORRENTE - FATOR 2



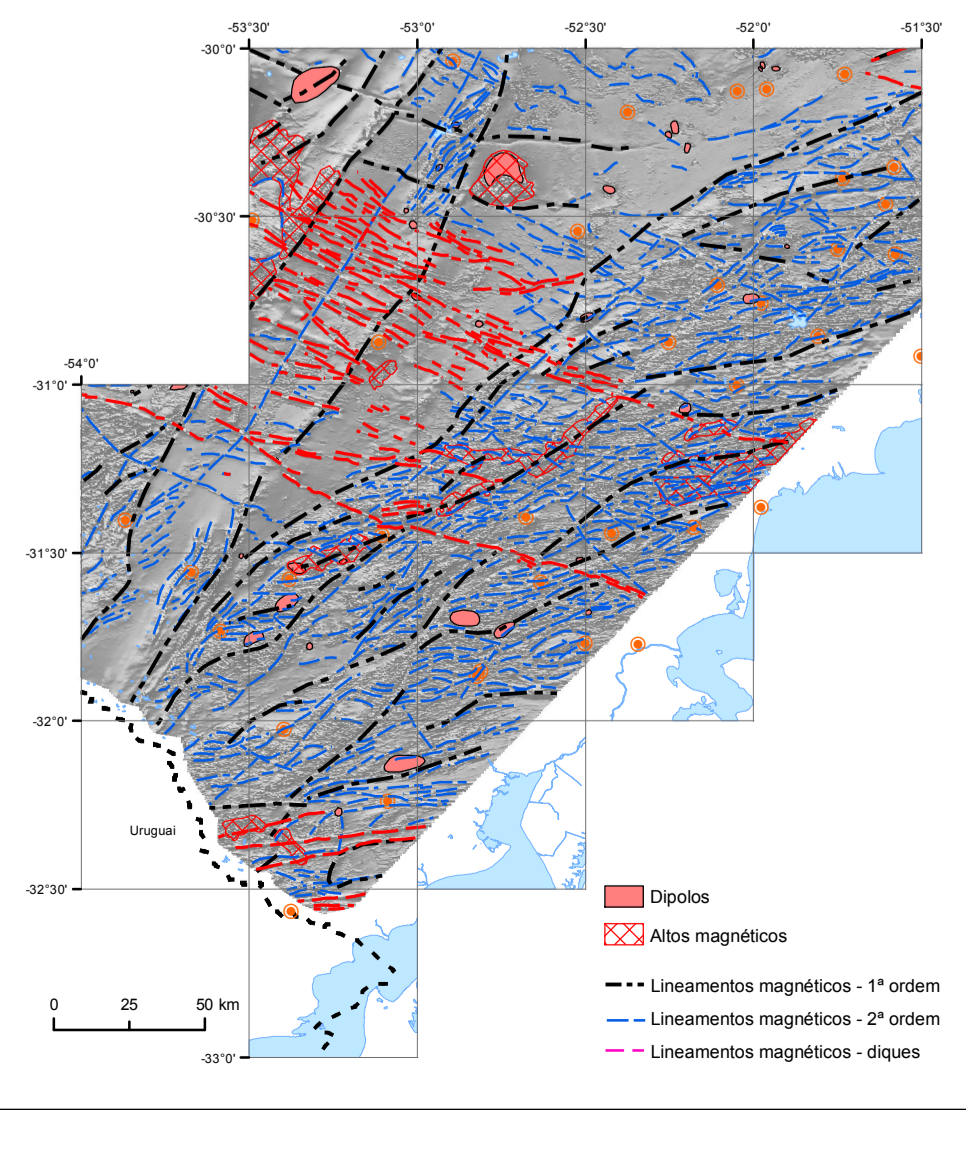
ASSOCIAÇÕES METAIS BÁSICOS E Au



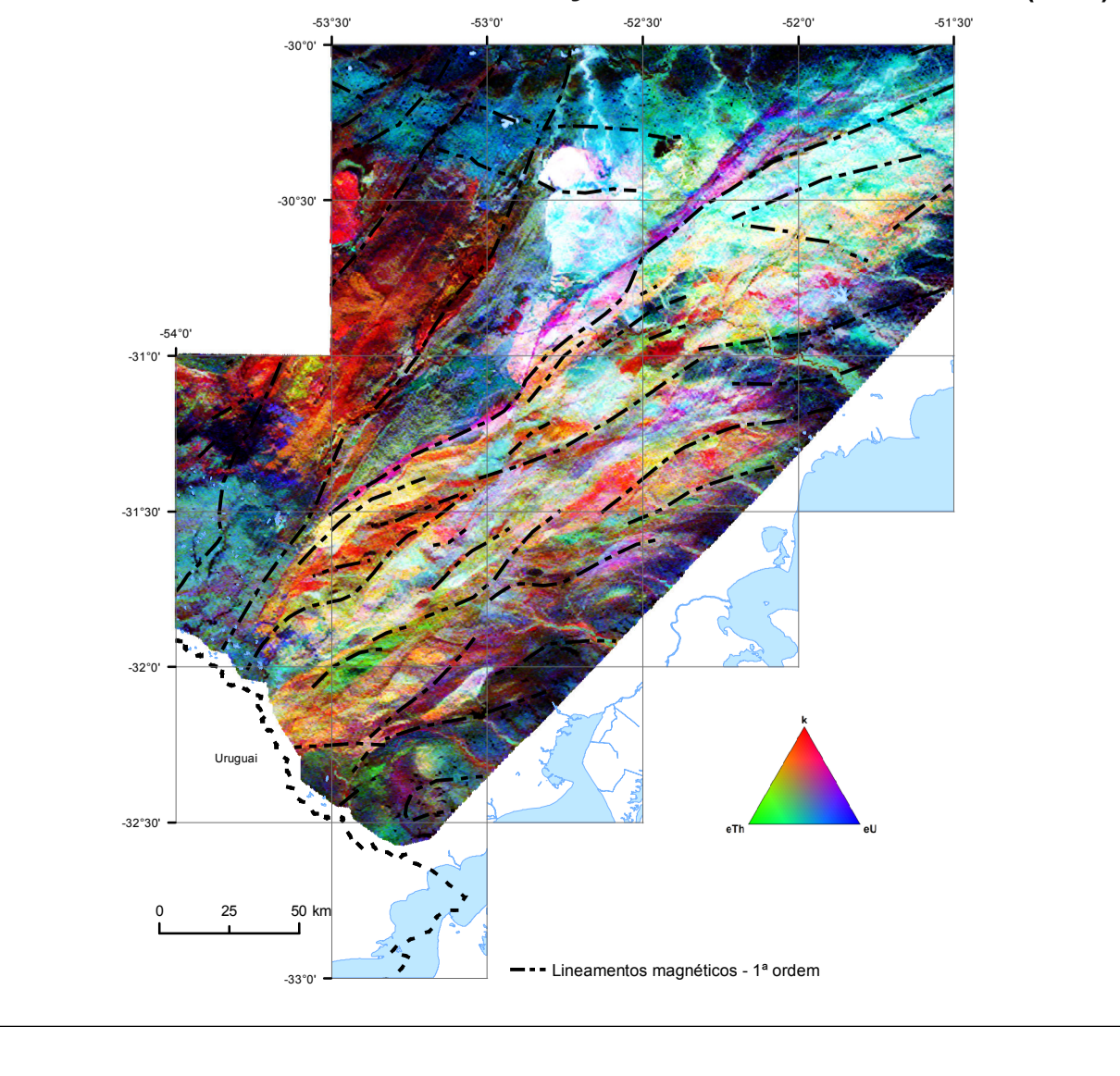
SEDIMENTO DE CORRENTE - FATOR 3



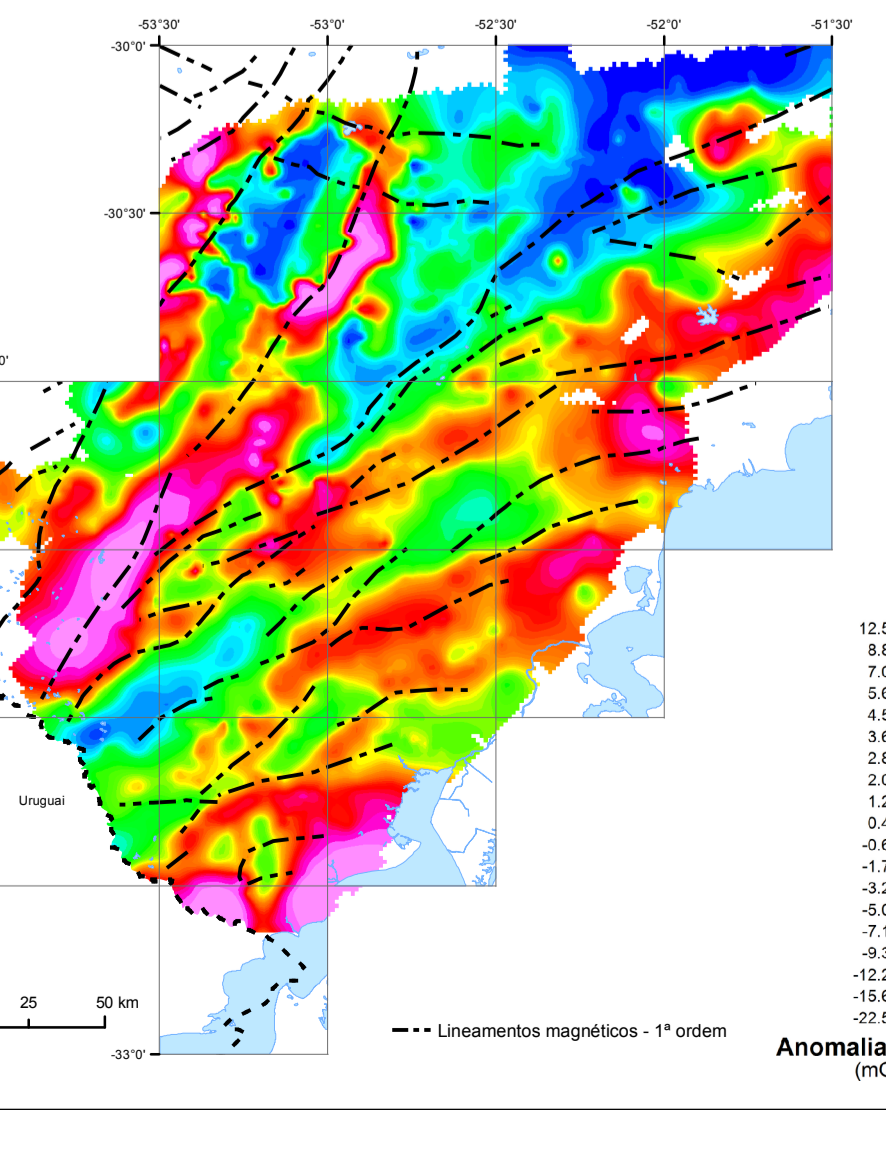
INTERPRETAÇÃO MAGNETOMETRIA - PRIMEIRA DERIVADA



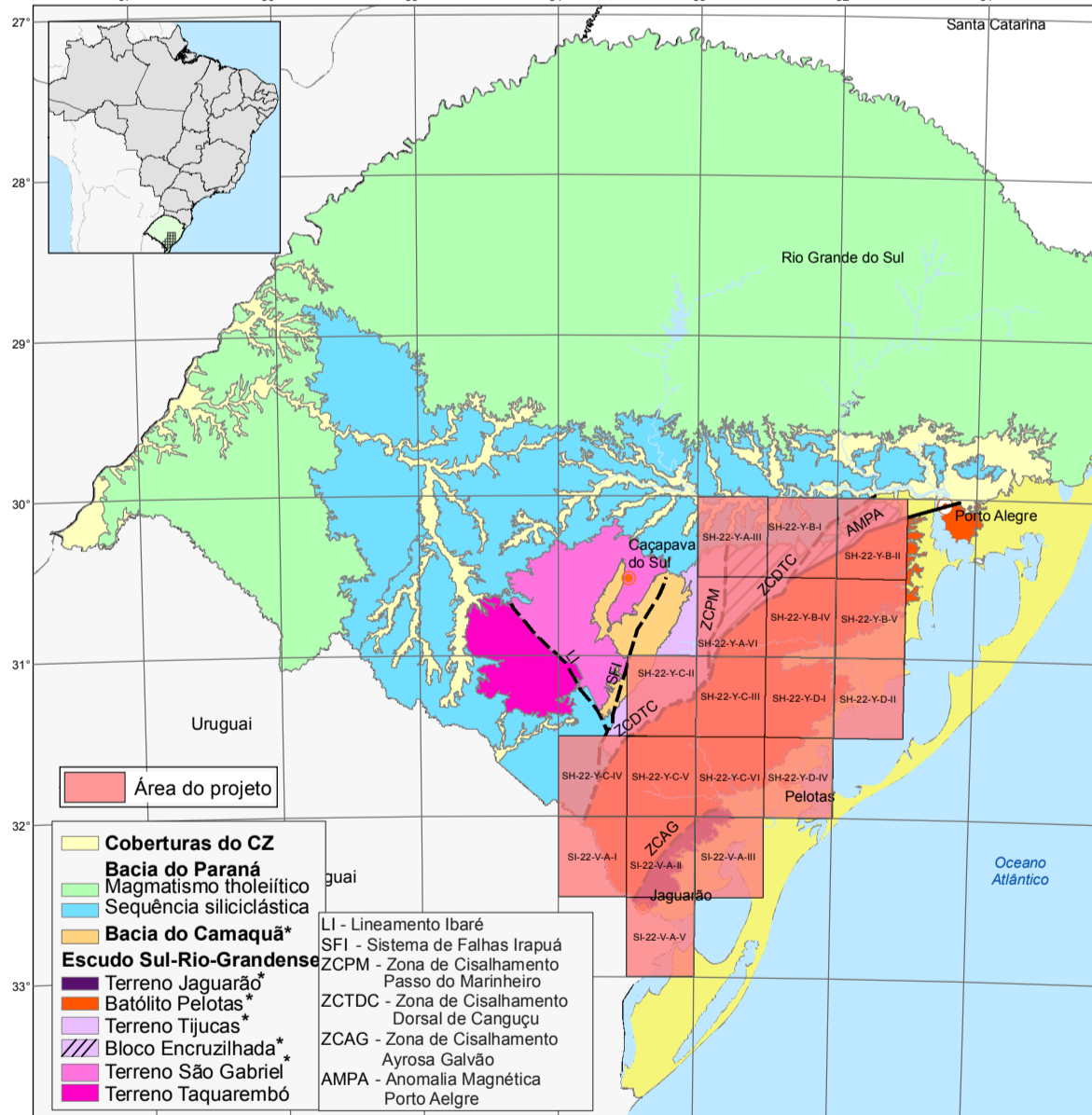
RADIOMETRIA - FUSÃO DISTRIBUIÇÃO TERNÁRIA DE K - eTh - eU (RGB)



LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO - ANOMALIA BOUGUER



ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS



ÁREA DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL

O empreendimento Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM, da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGRM, é parte da Ação Avaliativa dos Recursos Minerais do Brasil e consiste no conjunto de estudos visando a identificação de áreas ativas para exploração mineral, visando estimar a possível produção mineral brasileira.

O Projeto Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM, Temática: Estudos de Caracterização Regional de Poço Alegre - SUDOESTE-PA, da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais do Poço Alegre - GEREMP/PA, e da Diretoria de Infraestrutura Geocientífica - GERINFRA, em coordenação técnica com o Departamento de Geologia Económica - DGEA/PA do Departamento de Geologia - DGEOL, tem como objetivo avaliar a possibilidade de exploração mineral em Poço Alegre, com base em dados geológicos, geofísicos e geotécnicos.

Mapa consultado: WILDEY W., RAMARÃO G. E., LOPES R. C., REYES C. M. F. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CPM, 2008. 1 DVD. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estado.

CRIÉDITOS DA BASE CARTOGRÁFICA
Base cartográfica digital adaptada às imagens do Mosaico GeoCover - 2000, orientado e georeferenciado segundo o datum SIRGAS2000, no sistema de projeção UTM, com o datum de referência de 1423 metros. Este mapa foi elaborado e atualizado pela Diretoria de Cartografia - DICART, pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais (DGRM) e pela Superintendência Regional de Poço Alegre, com o apoio da Diretoria de Infraestrutura Geocientífica - GERINFRA, para atender ao planejamento temático do Serviço Geológico do Brasil - CPM.

Ciência Bibliográfica
LALU, J. H., FAZENDA, L., STRÖPPER, J., PROVENZANO, C. A. S., SCHERER, O. L. M. Mapa de Associações Tectônicas e Recursos Minerais - Batólitio Pelotas/Terrênio Ilícas. Porto Alegre: CPM (Serviço Geológico do Brasil), 2019. Escala 1:500.000. 1 mapa. ARIM - Área de Relevante Interesse Mineral.

REVISÃO TÉCNICA RESPONSÁVEL
Autor: Jorge Henrique Louca
Lily Talarmin (Chefe de Projeto)
José Luciano Ströpper
Carla Augusta Probst
Dica Lira (Desenhista)

Coordenação Técnica Nacional
José S. Silva Araújo (Diretor de Geologia e Recursos Minerais)
Luiza Tereza (Coordenadora de Geologia)
Márcio Estreves Almeida (Departamento de Recursos Minerais)
Fábio Roberto Torres (Divisão de Geologia Econômica)
Castro Costa Castro (Divisão de Geotécnicos)
Luiz Soares Rodrigues (Diretoria de Planejamento e Geotécnicos)
Vitor Cruz de Medeiros (Divisão de Geologia Básica)

Coordenação Técnica Regional (DGRM/PA)
Fernando Henrique Kuhnham Schwanke
Lily Talarmin (Chefe de Projeto)
Jorge H. L. Louca (Supervisor GEREMP)Carla Hein (Supervisor GERINFRA)

Apelo Técnico
Willer Roberto Lopes (geofísico)
Mário Roberto Costa Junior (geotécnico)
Wilson Wilton (geólogo)
Eduardo Camargo (geólogo)

Cartografia Digital | Editores Gráficos
Drauzi Luis Roberto Scherer
Ricardo Duarte de Oliveira
Drauzi Luis Roberto Scherer
Carlos Augusto Provenzano
Carlos Augusto Provenzano

Estagiários (DGE, Gerenciamento)
Carolina Rodica Guedes
Naiara Fleck
Rendão
Édson Soares Lima

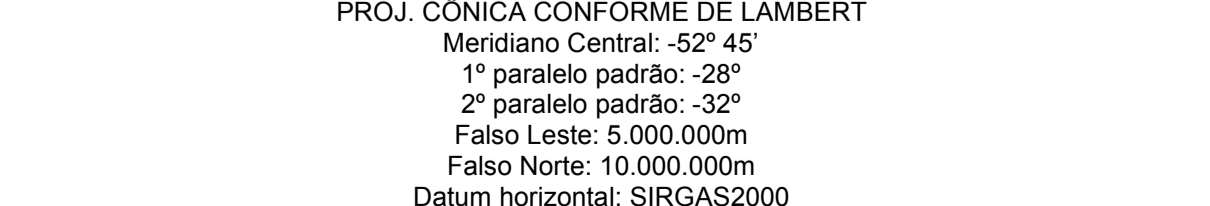
AVISO LEGAL

O conteúdo disponibilizado neste mapa foi elaborado pela CPM - Serviço Geológico do Brasil, com base em dados obtidos através de trabalhos próprios e de informações de domínio público. A CPM não garante, seja de conteúdo atenuado ou se adequa às necessidades de todos os usuários, ou que o conteúdo e a segurança não sejam totalmente livres de falhas. Há a total precisão de qualquer dado ou informação contida no conteúdo, apesar da garantia de precisão fornecida pela CPM. Assim, a CPM, não se responsabiliza, direta ou indiretamente, por erros, omissões, imprecisões, enganos ou consequências não previstas decorrentes do uso do conteúdo, e sugere que os usuários, através de sua própria experiência no tratamento das informações contidas no conteúdo, ou busquem acompanhamento de profissionais independentes capazes de avaliar as informações contidas no conteúdo. O conteúdo não constitui aconselhamento de investimento, transação, faturação ou qualquer outra recomendação relativa a instrumentos de análise geocientífica, de investimento ou eventos futuros. Por fim, qualquer trabalho, estudo e/ou análise que utilize o conteúdo deve fazer a devida referência bibliográfica.

INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA E AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MINERAL DO BATÓLITO PELOTAS

MAPA DE ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS E RECURSOS MINERAIS

ESCALA 1:500.000



PROJ. CÔNICA CONFORME DE LAMBERT
Meridiano Central: 52° 45'
1° paralelo padrão: -28°
2° paralelo padrão: -32°
Falso Norte: 10.000.000m
Datum horizontal: SIRGAS2000
2019

PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Mineraias do Brasil, nº 20

ÁREA DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL BATÓLITO PELOTAS – TERRENO TIJUCAS

O produto Informe de Recursos Mineraias, parte integrante do Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral, objetiva sistematizar e divulgar os resultados das atividades e projetos desenvolvidos pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, nos campos da geologia econômica, metalogênese, prospecção, pesquisa e economia mineral. Tais resultados são apresentados sob a forma de estudos, artigos, relatórios e mapas.

O empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral, vinculado à Diretoria de Geologia e Recursos Mineraias, consiste em um conjunto de projetos com foco nas províncias mineraias, com vistas a estimular a pesquisa e a produção mineral do país. Envolve levantamentos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos, a utilização otimizada de dados geofísicos, com interpretação integrada de informações, visando a evolução do conhecimento geológico, o entendimento dos controles das mineralizações e a proposição de áreas potenciais para estudos metalogenéticos de detalhe e para execução de projetos de pesquisa mineral.

A Área de Relevante Interesse Mineral Batólito Pelotas e Terreno Tijucas abrange cerca de 60.000 km², localizada na porção centro leste do estado do Rio Grande do Sul, englobando 20 folhas na escala 1:100.000, as quais foram integradas em um mapa geológico-geofísico em escala 1:500.000. O projeto está no domínio do Escudo Sul-Rio-Grandense, representado por associação de arco magmático (Batólito Pelotas) e por associações de embasamento retrabalhado e sequências supracrustais (Terreno Tijucas).

As principais atividades deste projeto foram a cartografia geológica segundo a escala 1:500.000, com a utilização de técnicas atualizadas de geoprocessamento e integração geológico-geofísica. O projeto teve como foco principal o estudo dos processos de mineralizações dos depósitos de estanho, tungstênio e chumbo, que foram explorados anteriormente; bem como, descrições das ocorrências de ouro, cromo entre outros. O entendimento da CPRM é que o aumento de atratividade para a indústria mineral no estado depende de um melhor conhecimento geológico e geotectônico da área estudada, pois este refletirá no aprimoramento dos estudos de potencialidade mineral. A ausência de minas em operação de bens metálicos, embora existente no passado, torna esta região do estado um *greenfield*.

Os dados levantados foram integrados neste Informe Mineral e em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, bases de dados e mapas temáticos, vinculados ao banco de dados corporativo da CPRM, o GeoSGB, e disponíveis para *download* no portal www.cprm.gov.br.

Sede

Setor Bancário Norte - SBN - Quadra 02, Asa Norte
Bloco H - 5º andar - Edifício Central Brasília
Brasília - DF - CEP: 70040-904
Tel: 61 2108-8400

Escritório Rio de Janeiro

Av Pasteur, 404 - Urca
Rio de Janeiro - RJ Cep: 22290-255
Tel: 21 2295-5337 - 21 2295-5382

Diretoria de Geologia e Recursos Mineraias

Tel: 21 2546-0212 - 61 3223-1166

Departamento de Geologia

Tel: 91 31821326

Departamento de Recursos Mineraias

Tel: 21 2295-4992

Diretoria de Infraestrutura Geocientífica

Tel: 21 2295-5837 - 61 2108-8457

Superintendência de Porto Alegre

Rua Banco da Província, 105 - Santa Teresa
Porto Alegre - RS - CEP: 90840-030
Tel.: 51 3406-7300

Assessoria de Comunicação

Tel: 61 2108-8468
E-mail: asscomdf@cprm.gov.br

Divisão de Marketing e Divulgação

Tel: 31 3878-0333
E-mail: marketing@cprm.gov.br

Ouvidoria

Tel: 21 2541-6344
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br

Serviço de Atendimento ao Usuário – SEUS

Tel: 21 2295-5997
E-mail: seus@cprm.gov.br



www.cprm.gov.br