



**GEOQUÍMICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Sr DO COMPLEXO
GRANULÍTICO SANTA MARIA CHICO, CRÁTON RIO DE LA PLATA, RS**

WILLIAN PEDROSO MORAES

PORTO ALEGRE, 2016

WILLIAN PEDROSO MORAES

**GEOQUÍMICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Sr DO COMPLEXO
GRANULÍTICO SANTA MARIA CHICO, CRÁTON RIO DE LA PLATA, RS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado como
requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel
em Geologia no Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Orientador: Edinei Koester

Supervisão: Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt
Daniel Triboli Vieira

PORTO ALEGRE, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Moraes, Willian Pedroso

Geoquímica e composição isotópica de Sr do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Cráton Rio de La Plata, RS . / Willian Pedroso Moraes. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[63 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Edinei Koester

Coorientador(es): Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt

1. Santa Maria Chico 2. Granulitos 3. Anfibolitos 4. Paleoproterozoico I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“GEOQUÍMICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Sr DO COMPLEXO GRANULÍTICO SANTA MARIA CHICO, CRÁTON RIO DE LA PLATA, RS”**, elaborado por **“WILLIAN PEDROSO MORAES”**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof.^a. Dr.^a Carla Cristine Porcher

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Dr. Tiago Luis Reis Jalowitzki

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Celso e Aleni, os pilares da minha existência, por acreditarem em mim e nunca terem poupado esforços para me prover o melhor, pois só assim foi possível chegar até aqui.

À minha irmã Larissa, melhor amiga, colega de apartamento, companheira das horas boas e das difíceis, pelas jantãs, pelas conversas, pelo suporte, pelas sessões de terapia informal, por sempre ter estado lá para mim.

À Roberta por iluminar 2016 para mim, pela paciência, compreensão e incentivo durante todo o tempo que precisei me ausentar para me dedicar a este trabalho.

Dizem que as amizades da faculdade são as que ficam para a vida toda, assim espero que seja! Aos grandes amigos que fiz durante a faculdade, pelos tantos momentos de risadas, cervejas (e até mesmo de estudos) compartilhados nos últimos anos: Bruno, Juanito, Lourenço, Leozin, Daniel, Beloni, Márcio, Laércio e Taís. A esta última, um agradecimento especial, pelos quase quatro anos de companheirismo que nos levaram à Europa e de volta.

Aos que além de amigos são também colegas de LGI (Daniel, Beloni, Laércio, Taís), por terem me ajudado nas diversas etapas deste projeto, mais uma vez obrigado!

Ao meu orientador Edinei, um exemplo profissional para mim que, sempre paciente e disposto, encontrou tempo em sua rotina mais do que ocupada para discutir e me orientar.

À minha supervisora Fátima, por abraçar meu projeto, incluindo-o até mesmo como integrante da linha de pesquisa do seu grupo.

Ao meu supervisor Daniel, pelo interesse, apoio e dedicação demonstrados, assim como alguns “puxões de orelha” que certamente vieram em boa hora: “siga em frente, olhe para o lado...”.

A Olga, Helena e Gabriela, por me ajudarem a manter a sanidade nesse mundo insano.

*“Aqui na terra “tão” jogando futebol
Tem muito samba, muito choro e rock n' roll
Uns dias chove, noutros dias bate o sol
Mas o que eu quero é lhe dizer que a coisa aqui tá preta
Muita careta pra engolir a transação
Que a gente tá engolindo cada sapo no caminho
E a gente vai se amando que, também, sem um carinho
Ninguém segura esse rojão”*

Meu caro amigo (Chico Buarque)

---x---

“We have made the present obsolete.

What do you want?

What do you need?

We'll find a way,

When all hope is gone!”

All Hope is Gone (Slipknot)

RESUMO

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico corresponde a um conjunto de rochas metamórficas de alto grau de idade Paleoproterozoica que ocorre na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, na região de Dom Pedrito-Bagé, RS. Neste trabalho foram realizadas caracterizações petrográfica, geoquímica e isotópica de Sr em amostras de metaultramafitos, granulitos e gnaisses de composição gabroica a anortosítica, gnaisses tonalíticos e gnaisses graníticos constituintes do complexo. As descrições petrográficas permitiram identificar, além de diferentes litotipos, condições de metamorfismo distintas: fácies anfibólito para os gnaisses tonalíticos e graníticos, e fácies granulito para as rochas máfico-ultramáficas. Por meio das análises químicas de rocha total foi possível determinar que as duas unidades não são cogenéticas, sendo os protólitos das rochas máfico-ultramáficas de afinidade toleítica e os protólitos dos gnaisses tonalíticos a graníticos de afinidade cálcico-alcalina; ambas as associações possuem anomalias negativas de Nb em relação ao manto primitivo, o que indica magmatismo em ambiente com subducção envolvida. Geotectonicamente, é possível postular ambientes de arco de ilhas e de arco continental, para as associações máfico-ultramáfica e tonalítica, respectivamente, hipótese esta que é corroborada pelas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais, que apresentam valores entre cerca de 0,699195 e 0,704775 indicando fontes mantélicas para os protólitos de ambos os grupos. A evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as duas associações mostra um aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo da evolução do magma da associação máfico-ultramáfica, implicando em possível contaminação crustal, enquanto para a associação tonalítica este fenômeno não é observado, sendo possível inferir que a cristalização fracionada foi o principal processo de evolução deste segundo magma. Portanto, os dados obtidos neste estudo contribuem para as recentes discussões acerca de uma possível subdivisão do complexo, tendo sido definidas pelo menos duas diferentes associações.

Palavras-Chave: Santa Maria Chico, Granulitos, Anfibólitos, Escudo Sul-rio-grandense, Rb-Sr, Paleoproterozoico.

ABSTRACT

Santa Maria Chico Granulite Complex comprises a set of high-grade metamorphic rocks of Paleoproterozoic age occurring in the western area of Sul-rio-grandense shield, on the outskirts of Dom Pedrito and Bagé-RS. In this work, petrographic, geochemical and Sr isotope characterization were carried out in metaultramafites, gabbroic to anorthositic granulites and gneisses, tonalitic and granitic gneisses belonging to this Complex. Petrographic descriptions made possible to identify different lithotypes, as well as distinct conditions of metamorphism such as amphibolite facies for the tonalitic and granitic gneisses and granulite facies for the mafic-ultramafic rocks. Considering the whole-rock geochemistry, it was possible to determine that there is no cogenetic relationship between these two units, being the mafic-ultramafic protoliths of tholeiitic affinity and the tonalitic to granitic gneisses protoliths of calc-alkaline affinity. Both associations have negative Nb anomalies when normalized to the primitive mantle, which indicates subduction-related magmatism. Tectonically, it is possible to postulate island arc and continental arc environments for the mafic-ultramafic and tonalitic associations, respectively. This hypothesis is corroborated by the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, which present values between 0.699195 and 0.704775, indicating mantle source for the protoliths of both units. The evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for the two associations show an increase in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios throughout the magma evolution of the mafic-ultramafic association, implying possible crustal contamination. Differently, this process is not observed in the tonalitic unit, which is characterized by fractional crystallization process. Therefore, the data obtained in this study contribute to the recent discussions about a possible subdivision of the Complex, since at least two different associations have been defined.

Keywords: Santa Maria Chico, Granulites, Amphibolites, Sul-rio-grandense shield, Rb-Sr, Paleoproterozoic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: a) Configuração do Gondwana com as principais áreas cratônicas e cinturões relacionados ao Escudo Sul-rio-grandense/Uruguai; b) Localização do Escudo Sul-rio-grandense/Uruguai e cinturões africanos adjacentes na configuração do Gondwana; c) Mapa geológico esquemático do Escudo Sul-rio-grandense/Uruguai, com localização da área de estudo (retângulo laranja). Modificado de Fernandes et al. (1995).	14
Figura 2: Mapa geológico esquemático da área de ocorrência do CGSMC na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Modificado de Hartmann et al. (2008).	15
Figura 3: Mapa geológico de UFRGS (2015) incluindo a localização das amostras (círculos vermelhos) obtidas para este trabalho. Extraído e modificado de UFRGS (2015)	16
Figura 4: Diagrama AFM para rochas máficas do CGSMC. Retirado de Laux e Bongioiolo (2011)	23
Figura 5: Diagrama Zr x Ti para rochas máficas do CGSMC. Retirado de Laux e Bongioiolo (2011)	23
Figura 6: Orientação do bandamento (S_b) a norte (A) e a sul (B) da Zona de Cisalhamento para a AMU e a norte (C) e a sul (D) da mesma para a ATT. Retirado de UFRGS (2015). ...	24
Figura 7: Isócrona Rb/Sr obtida por Soliani Jr. (1986). Retirada de Soliani Jr. (1986).	25
Figura 8: Isócrona Sm/Nd para idade de metamorfismo obtida por Hartmann (1987). Retirada de Hartmann (1987).	25
Figura 9: Microscópio modelo Leica® DMLP e câmera fotográfica Leica® DC 300F, utilizados para as descrições petrográficas e obtenção das fotomicrografias, respectivamente.	29
Figura 10: Frascos contendo o pó das amostras moídas a 200 mesh.	30
Figura 11: Tubos de ensaio contendo a amostra dissolvida.	31
Figura 12: colunas cromatográficas para separação de Sr.	31
Figura 13: Espectrômetro de FRX modelo Rigaku® RIX2000.	32
Figura 14: Espectrômetro TIMS Thermo-Fisher® Triton	33
Figura 15: (A) Ultramafito em afloramento e em detalhe; (B) Gnaiss anortosítico em lajeado; (C) Gnaiss gabroico; (D) Contato entre gnaiss granítico e gnaiss tonalítico; (E) Gnaiss granítico; (F) Gnaiss tonalítico.	36
Figura 16: (A) e (B) Mineralogia essencial dos granulitos máficos a luz natural e nicóis cruzados – ortopiroxênio (opx), clinopiroxênio (cpx), hornblenda (hbl) e plagioclásio (pl); (C) Mineralogia da amostra GR41; (D) Mineralogia da amostra GR51 – actinolita (act); (E) textura granoblástica e maclas em cunha em plagioclásios; (F) Lamelas de exsolução em ortopiroxênio.	39
Figura 17: (A) Evidência de recristalização nos subgrãos de quartzo (qz); (B): Textura nematoblástica incipiente, marcada pela orientação dos cristais alongados de hornblenda; (C)	

Paragênese pl + cpx + hbl (fácies anfibolito superior) na amostra GR112; (D) Paragênese qz + pl + hbl em gnaiss tonalítico; (E) Contatos interlobados entre quartzo e K-feldspato em gnaiss granítico; (F) Subgrãos de quartzo em gnaiss granítico..... 41

Figura 18: Diagramas de Harker para elementos maiores utilizando SiO₂ como elemento de diferenciação. Neste e em todos os diagramas apresentados a seguir, a cor verde-escura corresponde aos litotipos de composição ultramáfica (AMU), verde clara aos litotipos de composição máfica (AMU), cinza aos litotipos de composição tonalítica (ATT), vermelho aos litotipos de composição granítica (ATT) e amarelo, quando presente, ao gnaiss calcissilicático. 43

Figura 19: Diagramas de Harker para elementos menores utilizando SiO₂ como elemento de diferenciação..... 44

Figura 20: Disposição das amostras em (A) diagrama de discriminação de séries magmáticas (Miyashiro, 1974); e (B) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1977)..... 45

Figura 21: Distribuição das amostras no diagrama SiO₂ x K₂O com os campos de Le Maitre (1989)..... 45

Figura 22: Diagramas multielementares normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para: (A) Rochas ultramáficas; (B) Rochas gabroicas-anortosíticas; (C) Gnaisses tonalíticos; (D) Gnaisses graníticos..... 46

Figura 23: Dispersão das amostras nos diagramas de ambientes tectônicos: (A) Zr x Ti (Pearce & Cann, 1973) e (B) Y x Nb (Pearce et al., 1984). 46

Figura 24: Diagrama de evolução da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em função do tempo para (A) gnaisses tonalíticos; (B) rochas gabroicas-anortosíticas e (C) Metaultramafitos. Baseado em Wilson (1989). 48

Figura 25: Dispersão das amostras no diagrama de evolução da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em função de SiO₂. AFC = Assimilação crustal com cristalização fracionada e CF = cristalização fracionada. Baseado em Wilson (1989). 49

LISTA DE ABREVIACÕES E SIGLAS

AMU – Associação Máfico-ultramáfica

ATT – Associação Tonalítica-Trondhjemítica

CGSMC – Complexo Granulítico Santa Maria Chico

CPGq – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

ETR – Elementos Terras Raras

FRX – Fluorescência de Raios-X

HCl – Ácido Clorídrico

HF – Ácido Fluorídrico

HNO₃ – Ácido Nítrico

IGEO – Instituto de Geociências

LGI – Laboratório de Geologia Isotópica

ppm – Parte por milhão

SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*

TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometer*

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA / HIPÓTESES	13
1.2	JUSTIFICATIVA.....	17
1.3	OBJETIVOS E METAS	17
2	ESTADO DA ARTE.....	18
2.1	DEFINIÇÃO E ASPECTOS PETROGRÁFICOS	18
2.2	CONDIÇÕES DE METAMORFISMO	19
2.3	GEOQUÍMICA	21
2.4	GEOLOGIA ESTRUTURAL	24
2.5	GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	24
3	METODOLOGIA	28
3.1	TRABALHO DE CAMPO	28
3.2	PETROGRAFIA	28
3.3	PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISES	29
3.4	ANÁLISES QUÍMICAS	32
3.5	ANÁLISES ISOTÓPICAS	32
3.6	TRATAMENTO DOS DADOS	33
4	RESULTADOS.....	34
4.1	TRABALHO DE CAMPO	34
4.2	PETROGRAFIA	37
4.2.1	Associação máfico-ultramáfica	37
4.2.2	Associação Tonalítica-Trondhjemítica	40
4.3	ANÁLISES QUÍMICAS	42
4.4	ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Rb-Sr.....	47
5	DISCUSSÕES.....	50
5.1	PETROGRAFIA	50
5.1.1	Associação máfico-ultramáfica	50
5.1.2	Associação Tonalítica-Trondhjemítica	50
5.2	GEOQUÍMICA	51
5.3	ISÓTOPOS DE Sr.....	52
6	CONCLUSÕES	55
7	REFERÊNCIAS.....	56
	APÊNDICES	60

1 INTRODUÇÃO

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC) ocorre na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1, cf. Fernandes *et al.*, 1995) e é composto por um conjunto de rochas metamórficas de alto grau (Fig. 2, cf. Hartmann *et al.*, 2008) que compreende gnaisses quartzo-feldspáticos, granulitos, gnaisses básicos, anortositos, ultramafitos, silimanita gnaisses e mármore. Os dois últimos podendo conter quartzitos, formações ferríferas bandadas (BIFs), e gnaisses calco-silicatados (Nardi & Hartmann, 1979).

1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA / HIPÓTESES

O trabalho da disciplina de Mapeamento Geológico Básico I e II do curso de Geologia da UFRGS (UFRGS, 2015) realizado na região de Bagé e Dom Pedrito – RS, mapeou em escala 1:25000 as rochas metamórficas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Fig. 3). A partir deste trabalho, foram constatadas algumas questões que deveriam ser melhor elucidadas, pois as rochas do complexo mostram uma dualidade que pode ser observada em diversos aspectos: I) algumas rochas registram condições de metamorfismo em fácies granulito enquanto outras em fácies anfibolito, II) alguns gnaisses registram estruturas deformacionais polifásicas enquanto outras rochas do complexo variam de maciças a incipientemente bandadas segundo a direção NW-SE, e III) diferença composicional entre uma associação máfica-ultramáfica e uma associação de gnaisses tonalíticos-trondhjemíticos. Estas diferenças levaram UFRGS (2015) a sugerir que a unidade possa ser subdividida em, pelo menos, duas subunidades, denominadas Associação Máfico-Ultramáfica (AMU) e Associação Tonalítica-Trondhjemítica (ATT). Os gnaisses de composição tonalítica (ATT) apresentam diversas fases de deformação dúctil sem evidências petrográficas de metamorfismo em fácies granulito, enquanto os granulitos máficos (AMU) apresentam estrutura maciça.

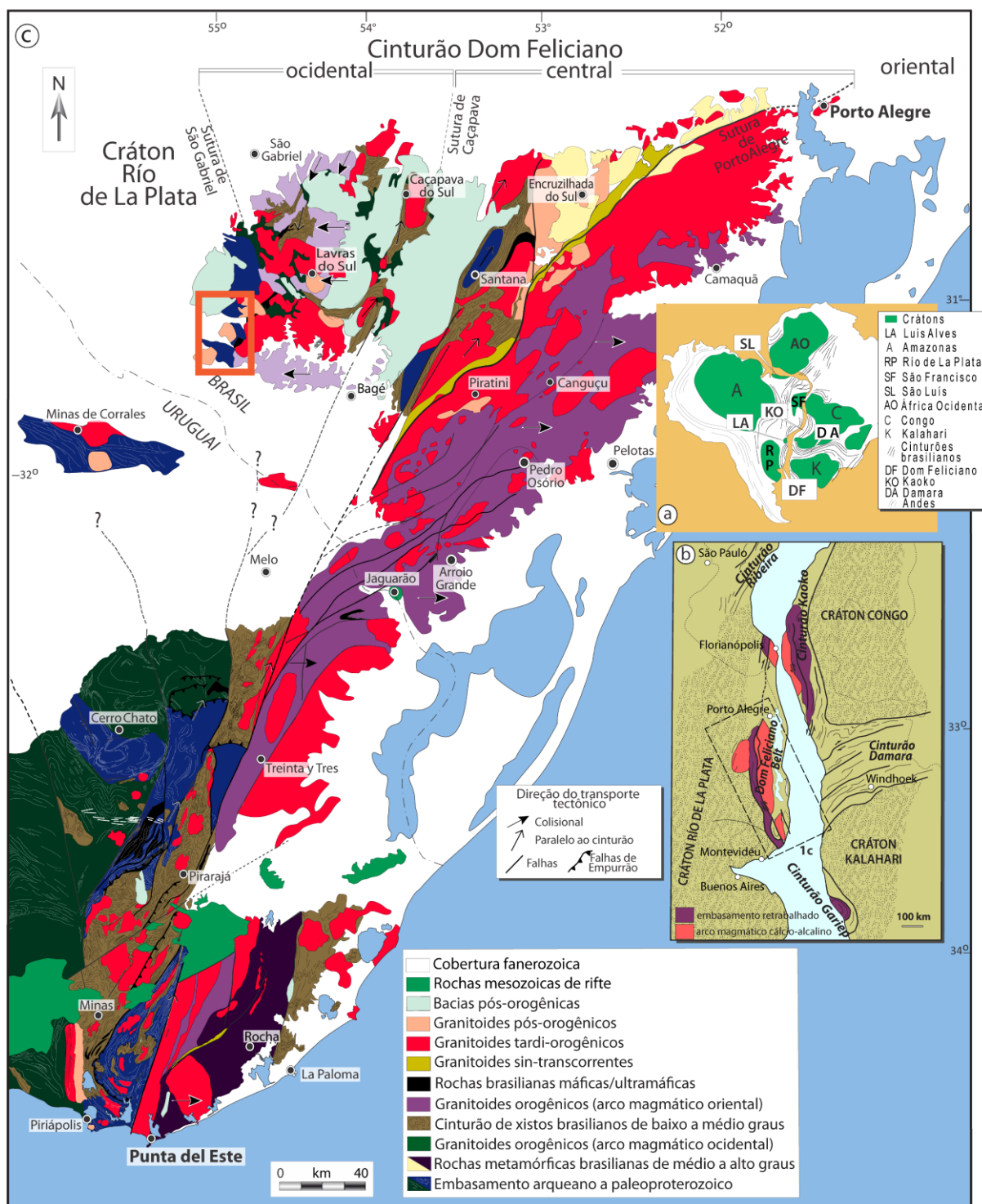


Figura 1: a) Configuração do Gondwana com as principais áreas cratônicas e cinturões relacionados ao Escudo Sul-rio-grandense/Uruguai; b) Localização do Escudo Sul-rio-grandense/Uruguai e cinturões africanos adjacentes na configuração do Gondwana; c) Mapa geológico esquemático do Escudo Sul-rio-grandense/Uruguai, com localização da área de estudo (retângulo laranja). Modificado de Fernandes *et al.* (1995).

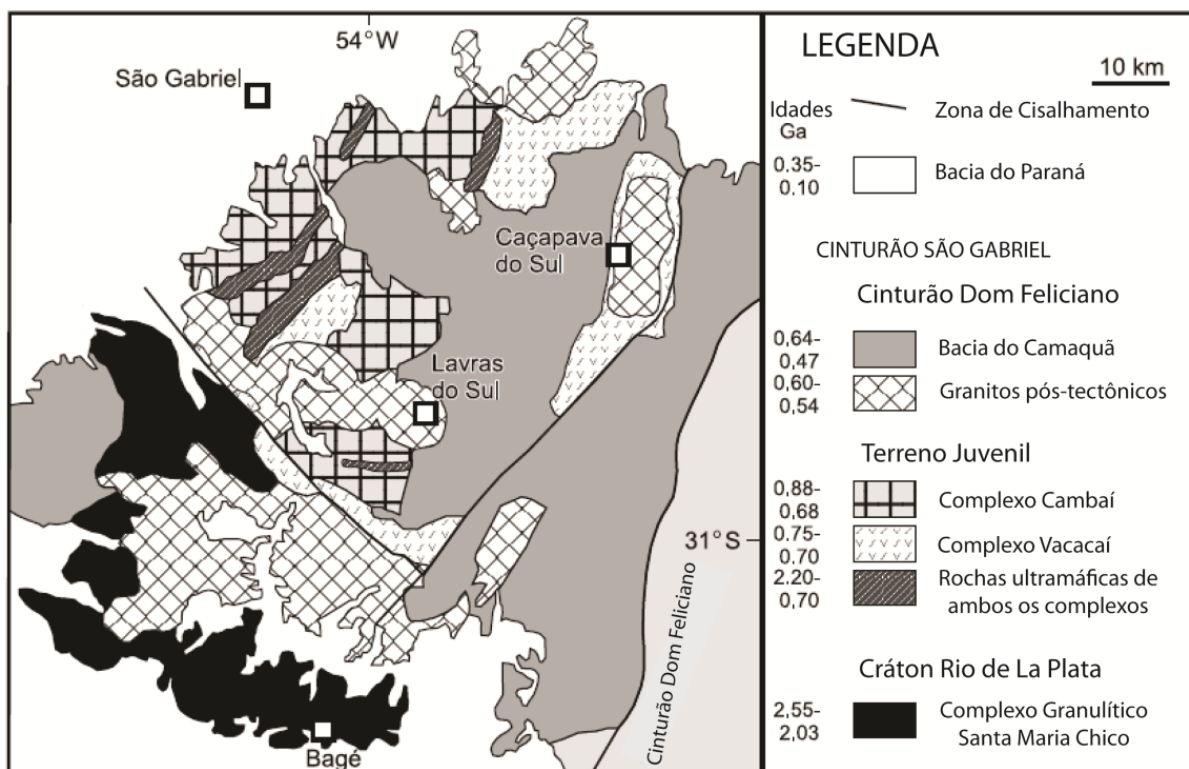


Figura 2: Mapa geológico esquemático da área de ocorrência do CGSMC na porção oeste do Escudo Sul-riograndense. Modificado de Hartmann *et al.* (2008).

A determinação de razões isotópicas pode fornecer informações importantes sobre a origem dos protólitos, bem como permite inferir processos evolutivos durante a cristalização dos magmas, mesmo em rochas que posteriormente sofreram metamorfismo de alto grau (McCulloch *et al.*, 1987; Rass *et al.*, 2014).

Assim, postula-se para este trabalho que, por meio da determinação da assinatura isotópica de Rb-Sr, geoquímica de rocha total, e petrografia das litologias do CGSMC, seja possível obter critérios para individualização de duas unidades, correspondentes à dualidade previamente observada no complexo. Desta forma, objetiva-se que os gnaisses tonalíticos e granulitos supracitados possam ser separados em duas unidades, com base nas diferentes evoluções geológicas de seus protólitos.

1.2 JUSTIFICATIVA

Trabalhos de mapeamento, petrografia, geoquímica e tectônica têm sido desenvolvidos nas rochas do CGSMC nas últimas décadas (Nardi & Hartmann, 1979, 1980; Hartmann & Nardi 1980, 1983; Formoso *et al.*, 1980; Fragozo Cesar & Soliani Jr. 1984; Soliani Jr. *et al.*, 1984; Soliani Jr., 1986; Hartmann, 1987, 1988, 1991, 1998; Hartmann *et al.*, 1999, 2000a, 2008; Tickyj *et al.*, 2004; Laux *et al.*, 2010; Laux & Bongiololo, 2011; UFRGS, 2015; Philipp *et al.*, 2015; Girelli *et al.*, 2016). No entanto, estudos de geologia isotópica focados no uso dos sistemas isotópicos como traçadores (*tracers*) petrogenéticos para essa unidade ainda são escassos, e podem ser úteis como uma nova ferramenta para auxiliar na compreensão da sua evolução geológica, especialmente frente às discussões recentes (UFRGS, 2015; Philipp *et al.*, 2015), bem como da correlação com outras unidades da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense.

1.3 OBJETIVOS E METAS

Este trabalho visa realizar o estudo geoquímico e isotópico (Sr) das subunidades do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, de forma a auxiliar no entendimento das relações entre elas – principalmente no tocante à dualidade encontrada nas unidades ortoderivadas do mesmo. Este estudo, embasado em trabalho de campo, petrografia e integração dos dados obtidos com o que já existe disponível na literatura, trará uma contribuição para o conhecimento sobre os processos geológicos que originaram o CGSMC.

2 ESTADO DA ARTE

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico foi definido e formalmente proposto por Nardi e Hartmann (1979), após ser descoberto por trabalhos de mapeamento da UNISINOS, coordenados pelos autores. Desde então, estudos nos âmbitos de mapeamento, petrografia, geoquímica, geocronologia e tectônica do CGSMC foram realizados, especialmente no início da década de 1980, e recentemente retomados; os trabalhos resultantes serão aqui revisados.

“Os autores propõe formalmente a designação de COMPLEXO GRANULÍTICO SANTA MARIA CHICO para os terrenos granulíticos do Escudo Sulriograndense, com local-tipo ao longo das cabeceiras do Arroio Santa Maria Chico, situado próximo a Dom Pedrito (RS). ” (Nardi & Hartmann, 1979, p. 68)

2.1 DEFINIÇÃO E ASPECTOS PETROGRÁFICOS

A primeira caracterização petrográfica do CGSMC foi apresentada por Nardi e Hartmann (1979) no trabalho que definiu o complexo como unidade. Segundo os autores, as litologias encontradas no complexo são predominantemente gnaisses quartzo-feldspáticos e gnaisses básicos, ocorrendo ainda granulitos, anortositos, ultramafitos, silimanita gnaisses e mármore, estes últimos podendo conter quartzitos, formações ferríferas bandadas e gnaisses calco-silicatados.

Segundo Nardi e Hartmann (1979), as rochas variam de maciças a bandadas; a granulação é predominantemente fina a média e localmente é grossa. Os tipos litológicos predominantes são os gnaisses quartzo-feldspáticos e gnaisses máficos; ultramafitos e anortositos ocorrem como lentes, metapelitos ocorrem mais a norte e contêm lentes de mármore. Nos gnaisses predomina a textura granoblástica e a composição mineralógica é dada por plagioclásio (teor de An entre 30 e 50), quartzo, pouco ou nenhum K-feldspato, hiperstênio, diopsídio e hornblenda; como acessórios ocorrem opacos, apatita, zircão e esfero e como minerais indicadores de retrometamorfismo ocorrem actinolita, clorita e epidoto. Os gnaisses básicos diferem dos quartzo-feldspáticos somente na proporção dos minerais, apresentando pouco ou nenhum quartzo com maior concentração de máficos e plagioclásio, chegando a ser localmente anortosíticos. Os ultramafitos são granoblásticos, contendo

hiperstênio, diopsídio, hornblenda, espinélio verde (picotita) e plagioclásio (teor de An entre 30 e 50). Os anortositos também são granoblásticos e o teor de An também varia entre 30 e 50, ocorrem ainda diopsídio, hornblenda, apatita e opacos como acessórios. Actinolita ocorre como mineral retrometamórfico nos ultramafitos e anortositos. Em todas as litologias descritas observa-se que o plagioclásio ocorre sericitizado e o hiperstênio apresenta coroas de reação para diopsídio, hornblenda, talco e actinolita – sendo as duas primeiras texturas apontadas como reações de alta temperatura e as duas últimas de mais baixa temperatura.

O mapeamento realizado por UFRGS (2015) encontrou a maioria das litologias supracitadas, com exceção de silimanita gnaisses e mármore, e ampliou a resolução da área mapeada para uma escala de 1:25.000. UFRGS (2015) definiu o complexo como uma associação máfica-ultramáfica (denominada AMU) de fácies granulito, com gnaisses gabroicos/anortosíticos, gnaisses ultramáficos e granulitos máficos, e uma associação de gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos (denominada ATT) de fácies anfibolito, ocorrendo ainda, de forma pontual, xistos magnesianos, considerados produtos de um retrometamorfismo atuante sobre rochas de ambas as associações, além de BIFs e unidades graníticas deformadas.

Philipp *et al.* (2015) subdividem o CGSMC em ortognaisses e rochas metamáfico-ultramáficas estratiformes, baseados em mapeamento em escala 1:100.000 da Folha Igrejinha – adjacente às folhas estudadas neste trabalho – e define a primeira subunidade como gnaisses tonalíticos e granodioríticos, com metadioritos e metahornblenditos associados; e a segunda subunidade como gnaisses máficos, compreendendo metagabros, metapiroxenitos, metanoritos e metanortositos, estes dois últimos de rara ocorrência, e metaultramafitos, compreendendo metadunitos, metaperidotitos, serpentinitos e xistos magnesianos.

2.2 CONDIÇÕES DE METAMORFISMO

Três diferentes eventos foram postulados por Nardi e Hartmann (1979), sendo o primeiro deles de fácies granulito, tendo gerado a paragênese hiperstênio + diopsídio + andesina + granada, situando as condições de pressão acima dos 5-6 kbar. Um evento regional de retrometamorfismo na fácies anfibolito é indicado por coroas de reação de hornblenda em piroxênios, mas os autores não descartam que a hornblenda poderia ter cristalizado em equilíbrio com a mineralogia de fácies granulito, caracterizando então a zona hornblenda +

ortopiroxênio da Fácies Granulito, pois as evidências petrográficas são ambíguas. Por fim um retrometamorfismo (diaftorese) generalizado na fácies Xistos Verdes é atestado pela ocorrência ampla de actinolita (+ clorita e epidoto) e talco, que ocorrem substituindo total ou parcialmente os minerais máficos dos gnaisses. Este retrometamorfismo seria causado pelas intrusões graníticas brasileiras, sendo que os minerais desta paragênese ocorrem de maneira irregular ao longo de fraturas, que possibilitariam o acesso de água, uma vez que granulitos são rochas refratárias e rígidas.

Hartmann (1988) determinou dados de geotermobarometria referentes ao segundo evento metamórfico do complexo, através de uma amostra de granulito máfico e uma de metapiroxenito. Para a primeira amostra, os valores estimados de temperatura foram de 810°C utilizando clinopiroxênio e ortopiroxênio. Estimativas de pressão foram obtidas empregando-se granada + ortopiroxênio + plagioclásio e granada + clinopiroxênio + plagioclásio; em ambos os métodos o autor obteve valores de 9,4 kbar. No mesmo trabalho, análises de elementos maiores, traço e terras raras foram apresentadas, revelando que as rochas máficas do CGSMC mostram afinidade toleítica de acordo com o diagrama AFM, e que todas as litologias são empobrecidas tanto em elementos incompatíveis quanto em ETR, o que o autor atribui a condições de pressão em torno de 10 kbar e uma elevada razão P_{CO_2}/P_{H_2O} .

Hartmann (1991) apresenta e discute dados de química mineral e cálculos geotermobarométricos decorrentes do trabalho de Hartmann (1988). Os minerais analisados neste trabalho são de litologias básicas do complexo. Os eventos metamórficos são sumarizados por Hartmann (1998) com base nos dados de Hartmann (1987, 1988, 1991) e revisados em Hartmann *et al.* (2000b), que tendo sido numerados M1, M2, M3 e M4, são descritos como abaixo:

- M1 como um evento pré-tectônico com assembleia resultante sendo ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + ilmenita/magnetita. O autor, entretanto, não descarta a possibilidade de que os porfiroblastos de plagioclásio e piroxênios com exsoluções, atribuídos ao evento metamórfico M1, sejam na realidade minerais de origem ígnea preservados.
- M2, o responsável pela geração da mineralogia e texturas preservadas na rocha e para o qual são apresentadas informações geocronológicas e termobarométricas, sin a pós-tectônico com assembleia resultante ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + granada + hornblenda + biotita + ilmenita/magnetita + quartzo, grau alto e fácies granulito.

Como sugerido pelo autor, o evento M2 teria produzido superfícies planares (foliação) e lineares.

- M3 sendo um evento de retrometamorfismo causado pelo contato relacionado à intrusão de corpos graníticos do Ciclo Brasileiro, como o Granito Santo Afonso, cuja assembleia é composta de anfibólios + clorita + talco + epidoto. O plagioclásio não teria sofrido alterações composicionais em M3 e este evento não teria gerado estruturas penetrativas. O autor observa a alteração de minerais máficos para pequenos cristais de temperatura mais baixa, enquanto minerais anidros permanecem com a mesma textura de M2, inalterados, e considera estes fatores indicativos de que M3 é um evento do tipo termal de contato.
- M4 ocorrendo por transformação das assembleias anteriores ao longo de zonas de cisalhamento e fraturas, de assembleia epidoto + clorita + microclínio.

Já Philipp *et al.* (2015) constata através de petrografia que o metamorfismo é progressivo da fácies anfibolito (paragênese plagioclásio + hornblenda + epidoto) até a fácies granulito (paragênese hiperstênio + diopsídio + plagioclásio e diopsídio + hiperstênio + espinélio) em condições de temperatura de 800 a 900°C e pressão entre 5 e 6 kbar. Os autores ainda observam o retrometamorfismo em fácies albíta-epidoto *hornfells* a hornblenda *hornfells*, cuja causa seria as intrusões graníticas.

2.3 GEOQUÍMICA

Nardi e Hartmann (1979) mostram que os granulitos são empobrecidos em K₂O quando comparados a outros terrenos granulíticos do mundo. Os autores acreditam que baixos valores de K podem ser consequência da alta pressão durante o metamorfismo. Tarney (1976 *apud* Nardi & Hartmann, 1979) fala que granulitos de origem ígnea costumam apresentar correlação SiO₂ x TiO₂ fortemente negativa e uma correlação SiO₂ x K₂O positiva; estas correlações não são observadas nos dados de Nardi e Hartmann (1979), fato que os autores atribuem à já mencionada perda de K durante a alta pressão do metamorfismo, uma vez que SiO₂ x (K₂O + Na₂O) apresenta correlação positiva.

Nardi e Hartmann (1980) discutem dados geoquímicos de elementos traço para as mesmas amostras de Nardi e Hartmann (1979). Os elementos analisados mostram, nos gnaisses básicos, intermediários e nos ultramafitos, comportamento similar ao observado em

séries ígneas. Os autores apontam que a perda de K devido à alta pressão pode ter afetado também o teor de Rb, devido à similaridade no comportamento geoquímico destes elementos; da mesma maneira, o enriquecimento em Ga observado é atribuído ao enriquecimento em Al. Os autores atestam que elementos tradicionalmente empobrecidos em cinturões granulíticos não podem ser considerados como refletindo os padrões pré-metamórficos, sendo então Ti, Ga e Zr são bons elementos para tal, devido à imobilidade dos mesmos. O Ti apresenta enriquecimento muito leve nos gnaisses intermediários, comportamento oposto às sequências magmáticas. O Zr se comporta como nas séries magmáticas, enquanto Ga somente reflete o comportamento do Al, o mesmo acontecendo com Sr em função do Ca.

Segundos os autores, o decréscimo observado na razão Ca/Sr nos gnaisses mais silicosos pode indicar remoção parcial de Sr nos gnaisses básicos. Outra razão apontada para o empobrecimento em K e Rb seria que os granulitos são resíduos de rochas que sofreram fusão parcial. O Ba, no caso, enriqueceu por ter carga mais elevada e o raio iônico maior. Apesar do baixo conteúdo de Rb e K, a razão Rb/K encontrada no CGSMC é mais elevada que em outras rochas granulíticas, os autores cogitam a atuação dos granitoides intrusivos como agentes de um metassomatismo alcalino. Os autores recomendam atentar para os efeitos do metassomatismo sobre datações pelo método Rb-Sr e afirmam ainda que a razão K/Ba é melhor indicadora de empobrecimento, porque a mobilidade do Ba é menor em relação ao K e ao Rb.

Formoso *et al.* (1980) discute a razão K/Rb nos granulitos. Segundo os autores, K e Rb apresentam grande coerência geoquímica por possuírem mesma carga, raios iônicos e eletronegatividade similares; a mobilidade do Rb parece ser maior que a do K durante metamorfismo de alto grau, causando aumento da razão K/Rb. Duas populações de granulitos podem ser estabelecidas baseadas na razão K/Rb: material continental crustal (~250) e crosta inferior/manto (>500). O CGSMS, porém, não apresenta a razão esperada: a maior mobilidade do Rb com relação ao K faz com que a razão K/Rb aumente significativamente em granulitos de média a alta pressão, porém, no CGSMC essa razão é muito baixa, o que, segundo os autores, pode ser explicado pelo aumento de Rb devido à influência metassomática dos granitos intrusivos: xenólitos do complexo nos granitos apresentam até 65 ppm de Rb enquanto a concentração média dos gnaisses do complexo é de 21 ppm. Nos granulitos de SC onde a presença de granitos é bem menor, esta razão cresce até 500-600.

Ainda segundo Formoso *et al.* (1980), no CGSMC a razão Rb/Sr não evidencia o metassomatismo, devido aos altos teores de Sr – que está associada à alta concentração de Ca – enquanto a razão Ba/Rb mostra valores baixos, refletindo, esta sim, os efeitos do metassomatismo; a baixa razão K/Ba, segundo os autores, indica apenas empobrecimento em K durante o metamorfismo. Com base nestes dados, os autores chamam a atenção para problemas na utilização da razão K/Rb para análise do empobrecimento em K das rochas granulíticas pois a mesma fica prejudicada em áreas com presença massiva de granitos, devido à ocorrência do metassomatismo alcalino. Segundo os autores, todas as razões que envolvem Rb são significativamente afetadas pelo metassomatismo. Esta seria a razão para idades Rb-Sr de 2000 Ma (Soliani Jr. *et al.* 1984; Soliani Jr., 1986), que deveriam corresponder a 2700 Ma, idade do Ciclo Jequié, segundo Nardi e Hartmann (1979).

Laux e Bongiollo (2011) mostram que as rochas máficas do CGSMC apresentam boa correlação em diagramas de *Harker* utilizando-se SiO₂ como elemento de diferenciação. Através de diagramas multielementares normalizados, os autores mostram que as rochas da unidade máfica apresentam padrão de elementos traço de arcos de ilhas oceânicas, o diagrama AFM mostra afinidade toleítica à cálcico-alcalina (Fig. 4) e o diagrama Zr versus Ti (Fig. 5) mostra que as amostras caem majoritariamente no campo dos basaltos de arco de ilhas.

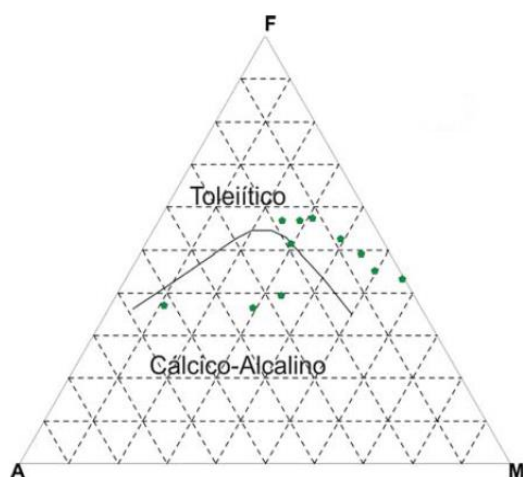


Figura 4: Diagrama AFM para rochas máficas do CGSMC. Retirado de Laux e Bongiollo (2011)

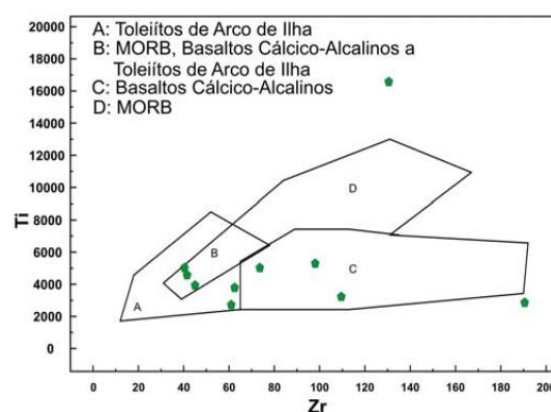


Figura 5: Diagrama Zr x Ti para rochas máficas do CGSMC. Retirado de Laux e Bongiollo (2011)

2.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Nardi e Hartmann (1979) descreveram as rochas do CGSMC como isotropas a bandadas com predomínio da direção NW-SE e altos valores de mergulho.

Philipp *et al.* (2015) observa que os corpos lenticulares estão colocados conforme a foliação NW-SE e ressalta a concordância estrutural entre as unidades, com a ressalva de uma área na

parte sul do complexo onde falhas normais a transcorrentes de direção N60-70°E rotacionam os ortognaisses. Estas falhas, segundo os autores, estão relacionadas à colocação dos granitos da Suíte Santo Afonso.

UFRGS (2015) apresentou dados estruturais em maior detalhe e constatou que uma zona de cisalhamento corta a região aproximadamente na porção central da área mapeada. Nos estereogramas obtidos durante o trabalho de mapeamento (Fig. 5) constata-se que a direção predominante do bandamento é NW-SE.

2.5 GEOLOGIA ISOTÓPICA

Não dispondo de dados geocronológicos, Nardi e Hartmann (1979) estimaram uma idade de 2700 Ma para o CGSMS, com base na idade dos Granulitos de Santa Catarina, que seria correspondente ao Ciclo Jequié, e uma idade de 600 Ma, correspondente ao Ciclo Brasileiro, para o retrometamorfismo.

Diagramas isocrônicos Rb-Sr obtidos por Soliani Jr. (1986) propõem uma idade Paleoproterozoica para o magmatismo 2,03 (Fig. 7) e 1,98 Ga, ressaltando que os erros envolvidos em cada diagrama isocrônico foram de, respectivamente ± 73 Ma e ± 266 Ma.

Hartmann (1987) apresentou uma isócrona Sm-Nd baseada em granada + plagioclásio de um metapelito e granada + clinopiroxênio de um gnaiss máfico, que resultou em idade

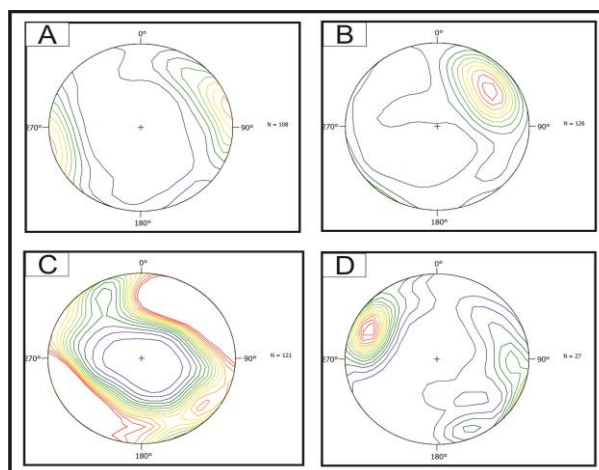


Figura 6: Orientação do bandamento (S_b) a norte (A) e a sul (B) da Zona de Cisalhamento para a AMU e a norte (C) e a sul (D) da mesma para a ATT. Retirado de UFRGS (2015).

metamórfica de 2,1 Ga. O mesmo trabalho apresenta uma idade de 2,6 Ga para o protólito ígneo, obtida por Sm-Nd em rocha total (Fig. 8).

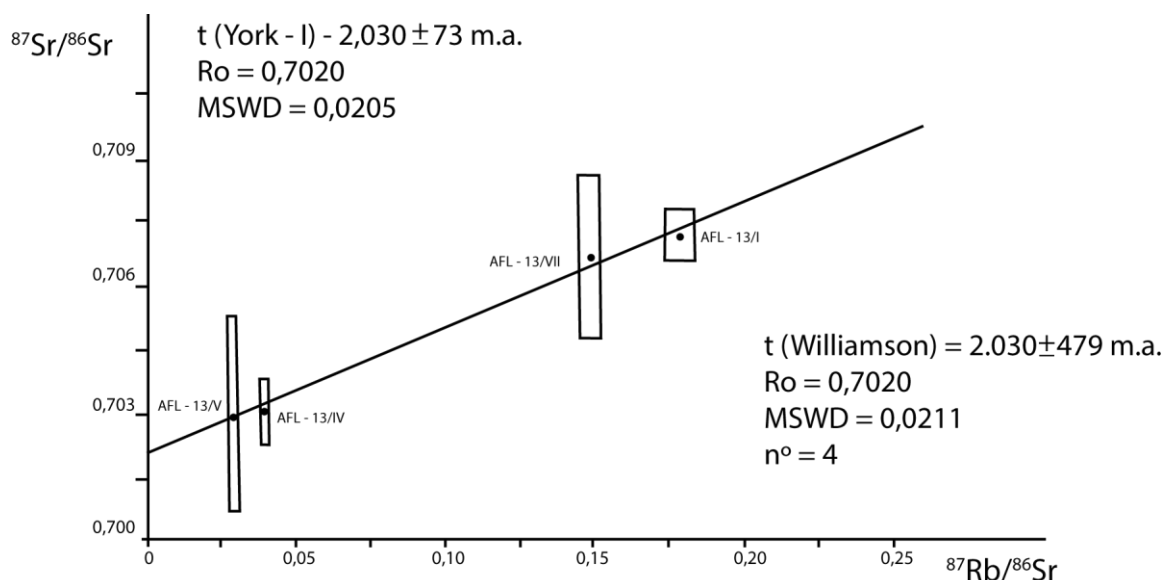


Figura 7: Isócrona Rb/Sr obtida por Soliani Jr. (1986). Retirada de Soliani Jr. (1986).

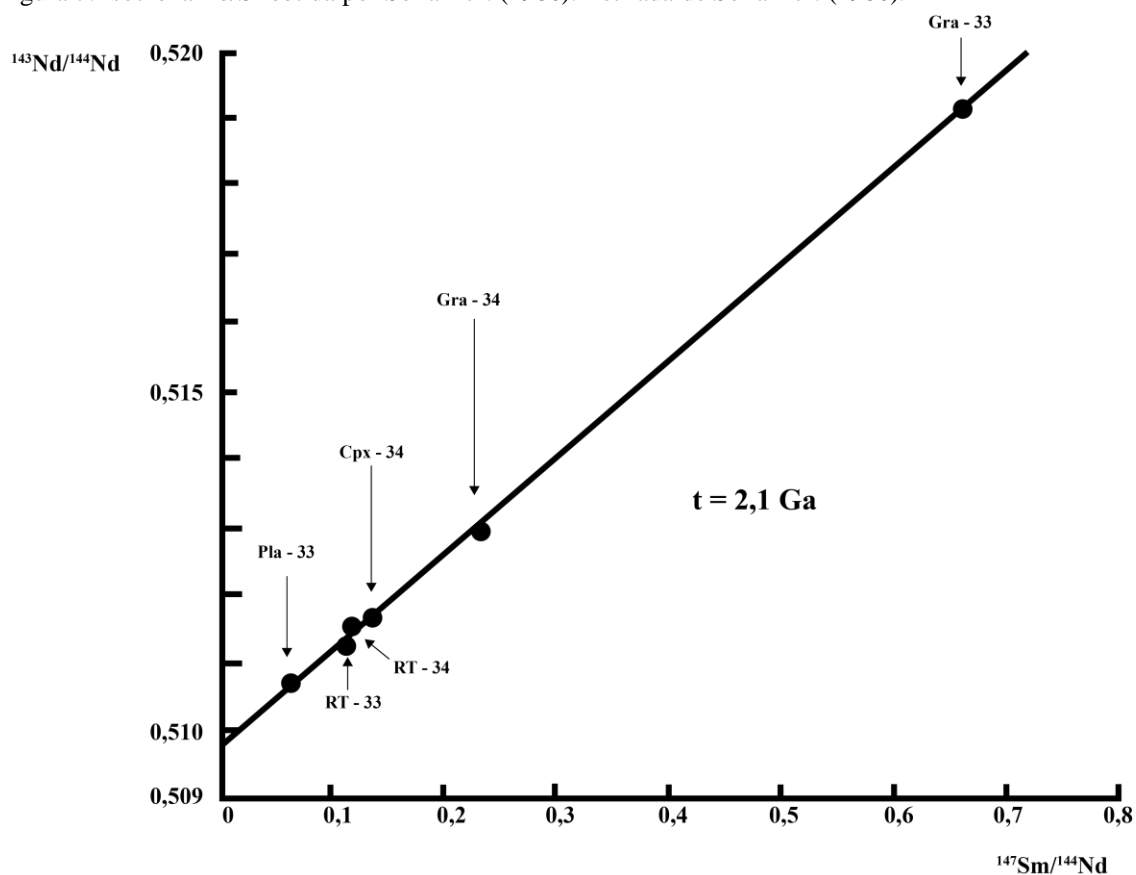


Figura 8: Isócrona Sm/Nd para idade de metamorfismo obtida por Hartmann (1987). Retirada de Hartmann (1987).

Hartmann *et al.* (1999) apresenta idades SHRIMP (*Sensitive high resolution ion microprobe*) por U-Pb em zircões de duas amostras, um metabasalto e um metatrondhjemito, sendo, portanto, uma de cada subunidade do complexo, selecionadas por serem representativas e mostrarem pouca influência do metamorfismo de contato. Através de imagens obtidas em microscópio eletrônico de varredura por elétrons retroespalhados e catodoluminescência, os autores encontraram nos zircões bordas metamórficas e núcleos ígneos com zonação. As idades obtidas são de cerca de 2,5 Ga para os protólitos e 2,1-2,0 Ga para o metamorfismo de fácies granulito. Hartmann *et al.* (2000a) encontraram idades U-Pb por SHRIMP em zircões de 2510 Ma para um granulito máfico e 2550 Ma para um metatrondhjemito e de cerca de 2,02 Ga para o metamorfismo. Hartmann *et al.* (2008) também apresentaram dados geocronológicos para rochas do CGSMC, determinadas por U-Pb em zircões analisados por SHRIMP, cujas idades ficaram entre 2035 ± 9 Ma e 2006 ± 3 Ma para o metamorfismo, 2489 ± 6 Ma para a cristalização dos protólitos máficos, referidos pelo autor como metabasaltos, e 2366 ± 8 Ma para os félsicos, referidos pelo autor como suíte Tonalítica-Trondhjemítica.

Tickyj *et al.* (2004) realizaram datações por microsonda eletrônica em monazitas do complexo e encontraram idade de 1899 ± 43 Ma, possivelmente uma idade metamórfica.

Laux *et al.* (2010) obtiveram idades U-Pb em zircões de duas amostras do complexo, sendo um granulito máfico com idade de cristalização de 2,4 Ga e um gnaiss calcissilicático cuja idade mais jovem encontrada, em um zircão interpretado como metamórfico pela sua morfologia, de 2,0 Ga, corroborando as datações existentes na literatura e colocando o complexo como sendo de idade sideriana do Paleoproterozoico.

Girelli *et al.* (2016) apresentam dados de Lu/Hf em zircão para cinco amostras da unidade máfica-ultramáfica, encontrando idades de cristalização entre 2173 ± 20 e 2413 ± 13 Ma, no que os autores ressaltam uma diferença de 250-200 Ma na idade de cristalização dos metagabros da parte norte com relação aos metagabros do sul do complexo.

UFRGS (2015) colocou o complexo como Neoarqueano em sua coluna estratigráfica. As idades disponíveis na literatura e discutidas anteriormente mostram, entretanto, que tanto as idades magmáticas quanto metamórficas do complexo são Paleoproterozoicas.

No CGSMC os estudos isotópicos têm sido direcionados para geocronologia. Para estudos petrológicos, os dados são escassos. Soliani Jr. (1986) mostra razões iniciais de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0.7019 a 0.7021, sugerindo uma contribuição mantélica como a principal fonte (Fig. 7). Os dados Sm-Nd de Hartmann (1987) (Fig. 8) sugerem valores ϵNd positivos considerando os valores de Jacobsen e Wasserburg (1980), uma vez que a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é próxima de 0,510 para uma idade de 2,1 Ga. Já Girelli *et al.* (2016), com base em dados Lu-Hf apresenta valores predominantemente positivos de ϵHf e idades de cristalização próximas às idades T_{DM} , fatores que indicam uma fonte juvenil para os protólitos. Assim, todos os dados isotópicos sugerem que o manto foi a principal fonte para a geração dos protólitos do CGSMC.

3 METODOLOGIA

A metodologia adotada para o desenvolvimento deste trabalho incluiu etapas de revisão bibliográfica – que contou com a compilação de trabalhos e mapas pré-existentes para a área de estudo, trabalho de campo, petrografia, preparação das amostras para análises químicas de elementos maiores e traço e análises de isótopos de rubídio e estrôncio.

3.1 TRABALHO DE CAMPO

A saída de campo teve duração de seis dias com destino a Dom Pedrito, RS, região principal de ocorrência do CGSMC; os dados de UFRGS (2015), foram utilizados como referência para localização de afloramentos e classificação preliminar das litologias encontradas. A área estudada corresponde às partes sudeste da folha Ibaré (SH.21-Z-B-VI-3) e nordeste da folha Vila Afonso Jacinto (SH.21-Z-D-III-1). Durante o campo foram realizadas descrições macroscópicas das litologias, determinação das relações de campo entre elas quando possível e aquisição de acervo fotográfico; sobretudo, foram coletadas amostras, abrangendo todas as litologias ortoderivadas do CGSMC conforme descritas por UFRGS (2015). Ao todo, dezoito amostras foram encaminhadas para confecção de lâminas petrográficas, bem como preparadas para análise geoquímica de rocha total e análise isotópica.

3.2 PETROGRAFIA

A lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Núcleo de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências (CPGq-IGEO-UFRGS) e então foram realizadas as descrições petrográficas nas dependências do LGI, utilizando-se microscópio óptico de luz transmitida, modelo *Leica DMLP*, com câmara fotográfica digital acoplada, modelo *Leica DC 300F* (Fig. 9) e lupa *Leica MZ 125* também com câmera digital acoplada, modelo *Canon PowerShot S50*, com as quais foram obtidas fotomicrografias das lâminas descritas. A petrografia serve como base para a interpretação dos dados geoquímicos e isotópicos (e.g. composição mineralógica x geoquímica, grau de alteração) e já possibilita verificar as condições de metamorfismo (grau metamórfico) através da assembleias e texturas minerais encontradas nas diferentes litologias.



Figura 9: Microscópio modelo *Leica*® DMLP e câmera fotográfica *Leica*® DC 300F, utilizados para as descrições petrográficas e obtenção das fotomicrografias, respectivamente.

3.3 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISES

A preparação das amostras para as análises químicas e isotópicas começou pela moagem, efetuada no Laboratório de Preparação de Amostras, nas dependências do CPGq-IGEO-UFRGS; as amostras foram trituradas e pulverizadas até um tamanho aproximado de 200 *mesh*, adequado para os procedimentos de análises em laboratório; o processo se deu em três etapas:

I) britagem, inicialmente através de prensa hidráulica e posteriormente de maneira manual, com uso de marreta com maça de 5 kg, devido à problemas técnicos ocorridos no período de preparação das amostras, o que impossibilitou o uso da prensa; para evitar a contaminação, as amostras foram embrulhadas em papel pardo e envelopes plásticos antes de cada uso da prensa ou da marreta;

II) cominuição manual em gral de ágata até que se obtivesse uma fração aproximadamente areia grossa, adequada para a etapa seguinte;

III) moagem em moinho de bolas de ágata; o uso de materiais de ágata durante a moagem é adequado pois sendo este material composto essencialmente por sílica (SiO_2) e sendo o

conteúdo das rochas estudadas essencialmente silicático (>40% de SiO₂), qualquer contaminação ocorrida durante o processo é desprezível. O pó obtido após a moagem no moinho de bolas possui granulometria aproximada de 200 *mesh*.

Após a moagem (Fig. 10), uma pequena fração (>5g) foi separada para posterior dissolução para análise de isótopos, e o restante encaminhado para o Laboratório de análise química de Rochas do CPGq-IGEO-UFRGS, onde foram confeccionadas pelos técnicos do laboratório as pastilhas, prensadas e fundidas, que foram analisadas por espectrometria por fluorescência de raios-x (FRX) no mesmo laboratório.

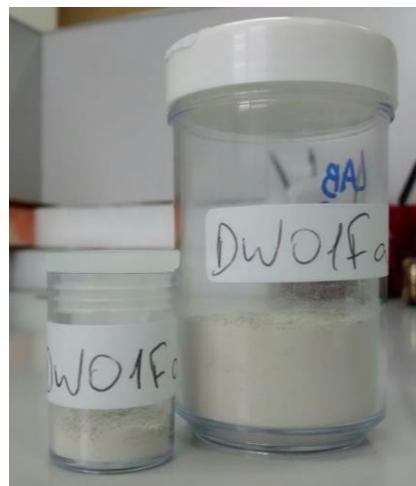


Figura 10: Frascos contendo o pó das amostras moídas a 200 *mesh*.

A partir do mesmo pó foi realizada a preparação para análises de isótopos. As amostras foram digeridas (dissolvidas) seguindo a marcha analítica padrão para rochas silicáticas adotada pelo Laboratório de Geologia Isotópica (LGI):

- 1) A amostra é pesada em frasco *Savilex*® de acordo com o cálculo do *spike* e 20 gotas de HNO₃ são adicionados.
- 2) Adição de 2 mL de HNO₃ concentrado + 5 mL de HF concentrado.
- 3) Secagem total em chapa aquecida.
- 4) Adição de 2 mL de HNO₃ concentrado + 6 mL de HF concentrado para melhor dissolução e deixar secar por 3 dias com *Savilex*® fechado.
- 5) Adição de 5 mL de HCl concentrado no *Savilex*® ainda quente e deixar secar por um dia.
- 6) A presença de resíduos escuros requer um novo ataque com HNO₃. Porém tal procedimento não foi necessário durante a abertura das amostras deste trabalho.
- 7) Adição de 1 mL de HCl 2,5N e transferir com pipeta volumétrica para um tubo de ensaio (Fig. 11). Adicionar 2 mL de HCl 2,5N no tubo de ensaio, um mL por vez. Vedar os tubos de ensaio com parafilme para evitar contaminação

Após a digestão, os elementos químicos de interesse foram separados através de colunas cromatográficas de Rb-Sr (Fig. 12), processo que consiste em submeter a amostra em solução a uma resina reativa (AGX-80 foi utilizada), de forma que ao se aumentar progressivamente a concentração de um eluente ácido, no caso HCl, cada elemento de interesse é removido separadamente (Dickin, 2005). A separação em colunas ocorreu conforme segue:

- a. A coluna é condicionada com 20 mL de HCl 2,5N.
- b. 1 mL da solução é inserido na coluna.
- c. A amostra é lavada com três sucessivas doses de 1 mL de HCl 2,5N e por fim 12 mL de HCl 2,5N. Durante esta etapa, elementos de não-interesse foram removidos.
- d. 6 mL de HCl 2,5N são inseridos na coluna para coleta do Rb em frasco *Savilex*® de 7 mL, ao qual são adicionadas duas gotas de HNO₃, para que o resíduo seja precipitado em forma de sal quando da evaporação.
- e. 17 mL de HCl são inseridos e desprezados.
- f. 14 mL de HCl 2,5N são inseridos na coluna para coleta do Sr em frasco *Savilex*® de 15 mL, ao qual são adicionadas duas gotas de HNO₃, para que o resíduo seja precipitado em forma de sal quando da evaporação.
- g. Lavagem da coluna com HCl 6,0N para deixá-la preparada para o próximo uso.

As razões isotópicas de interesse foram então obtidas por análise em espectrômetro de massa.

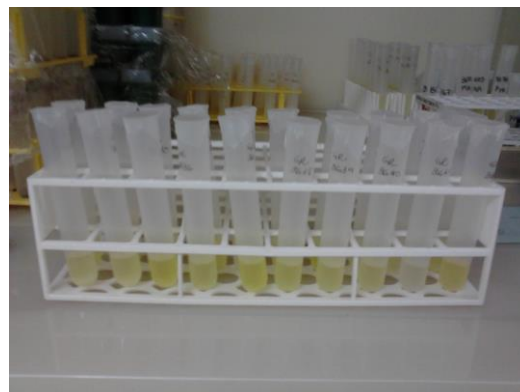


Figura 11: Tubos de ensaio contendo a amostra dissolvida.

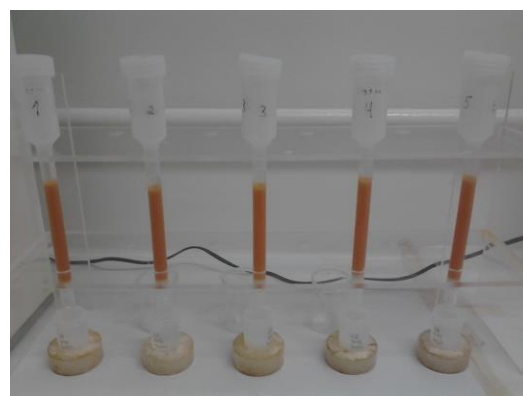


Figura 12: colunas cromatográficas para separação de Sr.

3.4 ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas de rocha total (vinte) foram obtidas através de espectrometria por fluorescência de Raios-X (FRX), utilizando um espectrômetro *Rigaku® RIX2000* (Fig. 13) pertencente ao CPGq-IGEO-UFRGS, onde foram determinadas concentrações de elementos maiores (concentração maior que 1% na crosta terrestre) e de alguns elementos traço, concentração está entre 0,1% e 0,001% na crosta (Rollinson, 2014).

A FRX é um método rápido e versátil para análises de rochas e pode analisar mais de 80 elementos com concentrações entre 100% e poucas partes por milhão (ppm). Sua grande limitação é que elementos com número atômico menor que 11 não podem ser analisados. A espectroscopia por FRX é baseada na excitação da

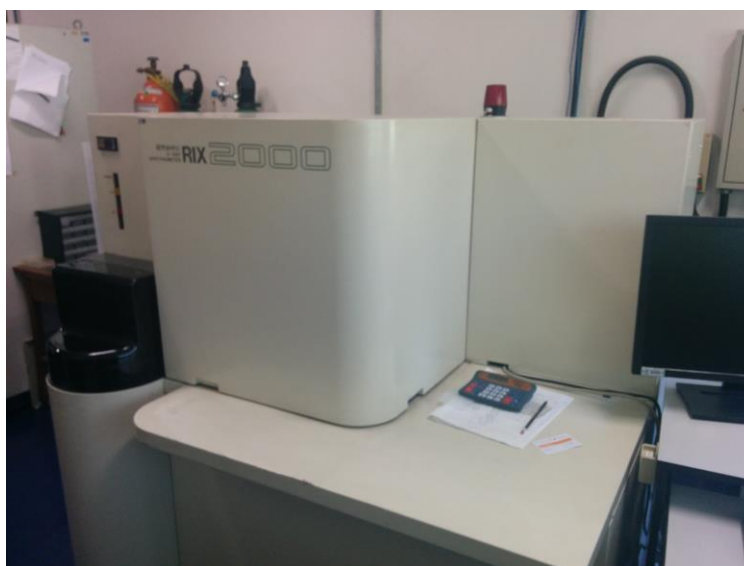


Figura 13: Espectrômetro de FRX modelo *Rigaku® RIX2000*.

amostra por meio de raios-X, onde um feixe de raios-X primários excita a amostra, que passa a emitir raios-X secundários cujos comprimentos de onda são específicos de cada elemento presente; a intensidade de cada comprimento de onda determina a concentração dos elementos na amostra e para referência são utilizados padrões de calibração correspondentes a cada tipo de rocha. A rotina típica para análises por FRX envolve preparação de pastilhas prensadas para análises de elementos traço e de pastilhas fundidas de amostra com tetraborato de lítio para elementos maiores (Rollinson, 2014).

3.5 ANÁLISES ISOTÓPICAS

As análises de isótopos foram realizadas nas dependências do LGI-CPGq-IGEO-UFRGS, utilizando um espectrômetro de massas multi-coletor por ionização termal (TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometer*) *Thermo-Fisher Triton™* (Fig. 14) a fim de determinar razões isotópicas Rb/Sr das rochas do CGSMC. O espectrômetro de massa é a

técnica apropriada para determinação de isótopos, pois excetuando-se a diferença de massa, isótopos de um mesmo elemento tem comportamento físico e químico idêntico, sendo possível a determinação de razões isotópicas somente por esta metodologia (Dickin, 2005).



Figura 14: Espectrômetro TIMS *Thermo-Fisher® Triton*

No TIMS, os átomos dos elementos de interesse, previamente separados, são depositados em um filamento de tântalo e submetidos a vácuo, onde ao elevar-se a temperatura do filamento promove-se a ionização dos átomos, que imediatamente são submetidos a um campo magnético onde então os isótopos têm sua trajetória desviada diferentemente devido à diferença nas razões massa/carga (Dickin, 2005).

As análises Rb-Sr foram realizadas com média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para ^{88}Sr e multi-coleção com ^{86}Sr no coletor axial, branco < 100 pg. Normalização para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ ajustada para bias com base no SrCO_3 NBS-987, usando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$.

3.6 TRATAMENTO DOS DADOS

O tratamento dos dados analíticos foi realizado através dos *softwares Microsoft Excel* e *GCDKit* (Janoušek *et al.* 2006) para que a partir das diferentes assinaturas geoquímicas e isotópicas das rochas analisadas fossem elaborados cálculos e diagramas para auxiliar na visualização e interpretação dos dados.

4 RESULTADOS

4.1 TRABALHO DE CAMPO

Durante o trabalho de campo, foram visitados afloramentos das principais litologias descritas na bibliografia, utilizando os dados de UFRGS (2015) para localização de afloramentos (Fig. 15a-f). A localização geográfica e disposição da amostragem estão representadas na Figura 3.

Com base no trabalho de campo e tendo como referência UFRGS (2015) as amostras foram classificadas preliminarmente dentro dos seguintes grupos: metaultramafitos, granulitos máficos, gnaisses gabroicos e metanortositos, atribuídos à AMU de UFRGS (2015), gnaisses tonalíticos e gnaisses graníticos atribuídos à ATT (UFRGS, 2015) e ainda um gnaiss calcissilicático.

Dois afloramentos de metaultramafitos foram visitados (GR41 e GR51): o primeiro deles ocorre como uma pequena crista que se destaca no terreno plano e matacões em volta da mesma, de coloração escura e cor de alteração alaranjada ferruginosa (Fig. 15a) e o segundo como um lajeado circundado por muitos matacões.

Os afloramentos de granulitos, gnaisses gabroicos e metanortositos ocorrem em geral como campos de matacões de tamanho variado, com em média 50 cm de diâmetro (Fig. 15c), ou pequenos lajeados (Fig. 15b), mas alguns afloramentos em leitos de rios também foram encontrados. A foliação, quando presente, apresenta mergulhos entre 40 e 85° e direção NW (Figs. 15b e 15c).

Os gnaisses tonalíticos em geral possuem coloração cinza claro e textura equigranular e afloram na forma de pequenos matacões e extensos lajeados. É possível observar macroestruturas como bandamento com dobras isoclinais conforme a Figura 15f

Relações de campo foram observadas nos afloramentos GR81 e GR111. No primeiro, um gnaiss de composição granítica, dobrado (Fig. 15e), parece estar intrudindo o gnaiss tonalítico (Fig. 15d), mas os dobramentos não são concordantes. No segundo, um lajeado com dimensões de aproximadamente 20x10 m, ocorrem camadas ultramáficas com até um metro de espessura aparente (anfíbolito com plagioclásio) cujas terminações laterais não aparecem no afloramento, em um gnaiss de composição tonalítica, indicando provavelmente a existência de dois protólitos distintos.

Um afloramento (GR121) foi visitado, e amostras foram coletadas, de um gnaisse com bandamento composicional dado por bandas de quartzo + plagioclásio com 1 a 3cm de espessura e bandas mais finas, menores que 1 cm de espessura, contendo muitos porfiroblastos de granada com até 2 mm e uma matriz fina de coloração cinza. Esta rocha tem provavelmente um protólito sedimentar, e desta forma não está diretamente no contexto deste trabalho, cujo foco são as unidades ortoderivadas do CGSMC. Uma amostra deste afloramento foi triturada de maneira a se separar as duas bandas, que foram então moídas e analisadas separadamente. Os dados das análises químicas e isotópicas desta amostra também constam nos apêndices I, II e III.

Os afloramentos do CGSMC são esparsos e, em geral, apresentam grau de alteração elevado; as ocorrências de rocha fresca ficam muito restritas a campos de matacões e pequenos lajeados, sendo raras as boas exposições, que ocorrem em geral nos leitos e encostas de drenagens; sendo assim, a determinação de relações de campo fica dificultada. O mapeamento realizado em escala 1:25000 por UFRGS (2015) na área permitiu a descoberta de muitos novos afloramentos, minimizando o problema.

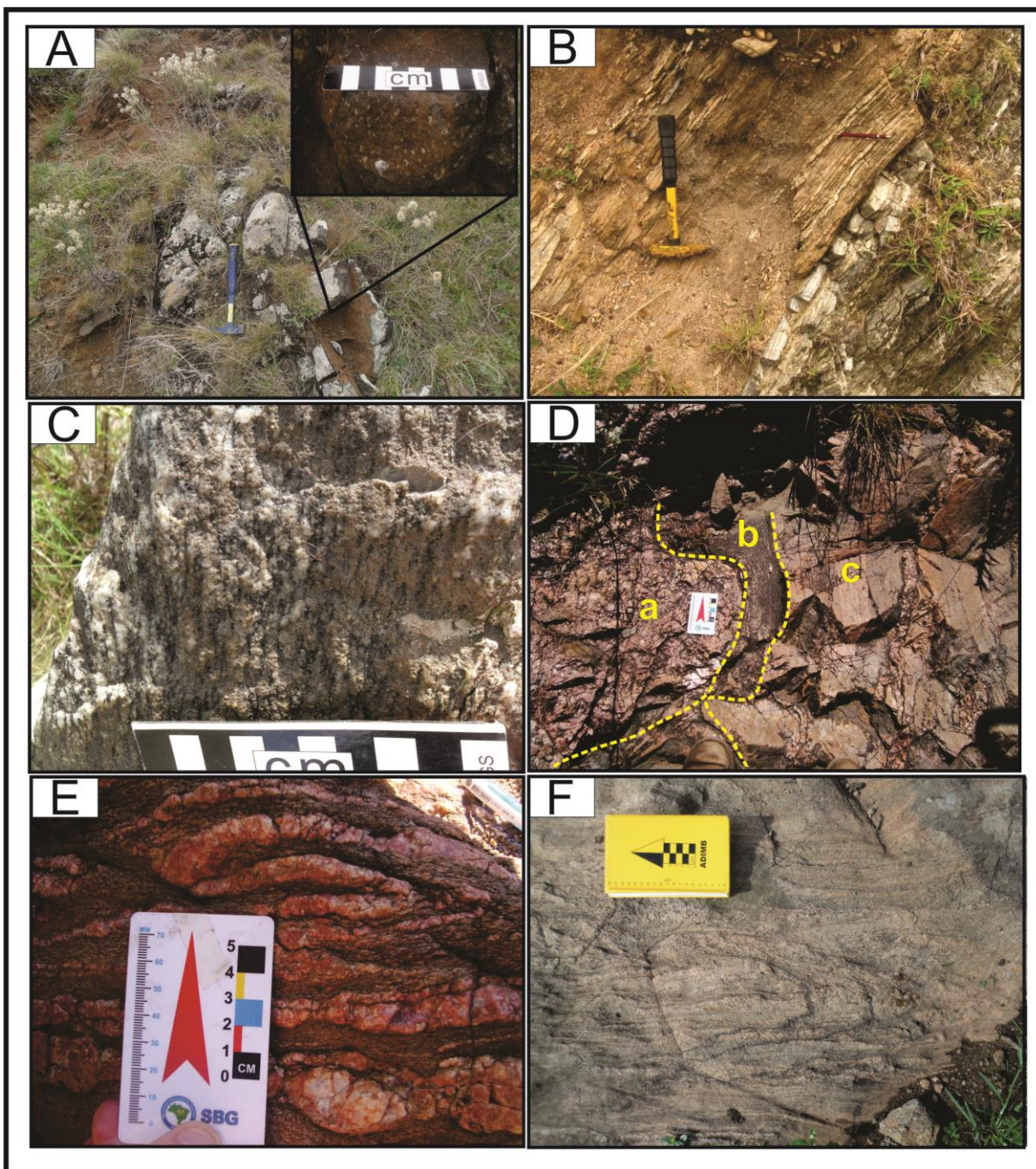


Figura 15: (A) Ultramafito em afloramento e em detalhe; (B) Gnaiss anortosítico em lajeado; (C) Gnaiss gabroico; (D) Contato entre gnaiss granítico e gnaiss tonalítico; (E) Gnaiss granítico; (F) Gnaiss tonalítico.

4.2 PETROGRAFIA

As Figuras 16a-f e 17a-f correspondem a fotomicrografias das associações máfico-ultramáfica (AMU) e tonalítica-trondhjemítica (ATT), respectivamente.

4.2.1 Associação máfico-ultramáfica

As amostras GR41 e GR51 correspondem às rochas descritas em campo como metaultramafitos.

A amostra GR41 possui coloração escura e identificou-se macroscopicamente o predomínio de um mineral preto prismático (piroxênio ou anfibólio) compondo cerca de 80% da rocha e um feldspato, provavelmente plagioclásio ocorrendo como cristais maiores (porfiroblastos), levando à classificação preliminar como metapiroxenito. Em lâmina delgada (Fig. 16c), é composta por ortopiroxênio (hiperstênio) e ortoanfibólio, em proporções similares, com cerca de 10% de plagioclásio e 5% de opacos; a rocha é maciça e a textura é granoblástica, os contatos são poligonais retos a interlobados e os cristais tem hábito subidioblástico. O plagioclásio apresenta macla em cunha.

A amostra GR51 (Fig. 16d) possui coloração cinza-esverdeada, é maciça e composta por minerais prismáticos de cor escura. Em lâmina petrográfica verificou-se ser composta essencialmente por actinolita, subidioblástica, e hornblenda subidioblástica a xenoblástica; opacos correspondem a menos que 5% da lâmina. A rocha é maciça e inequigranular; a textura é granoblástica com contatos poligonais majoritariamente interlobados.

As demais amostras do conjunto máfico-ultramáfico – GR11, GR12, GR21, GR22, GR52, GR61, GR72 – apresentam a mesma composição mineralógica essencial: plagioclásio, hornblenda, hiperstênio e diopsídio (Figs. 16a e 16b), ocorrendo como acessórios minerais opacos, zircão e apatita, esta última especialmente na lâmina GR72. Quartzo, quando presente, não ultrapassa 10%. As variações ocorrem no teor dos minerais, no tamanho dos cristais e no bandamento, que pode ser incipiente (textura nematoblástica) com bandas menores que 1 mm ou ausente, sendo, portanto, essencialmente textural a diferença entre elas. Uma textura de reação que se observa é o crescimento de hornblenda nas bordas dos piroxênios (orto e clino).

Em lâmina petrográfica observa-se que o plagioclásio frequentemente apresenta maclas em cunha e, por vezes, macla pervasiva. Neste mineral a textura granoblástica é bem

definida, com contatos poligonais perfeitos a 120° (Fig. 16e). A sericitização afeta os plagioclásios de maneira mais intensa na lâmina GR21, de composição anortosítica. O teor deste mineral nas lâminas varia entre 50% e 90%. A hornblenda é, em geral, o mineral máfico predominante, correspondendo em média a 20-30% da lâmina. Orto e clinopiroxênios ocorrem em teores semelhantes, raramente excedendo 10% da lâmina, cada. Lamelas de exsolução ao longo da clivagem são observadas em quase todas as lâminas, especialmente na GR22 (Fig. 16f), ocorrendo principalmente no ortopiroxênio, mas também na hornblenda e no clinopiroxênio. Observa-se a ocorrência de hornblenda nas bordas dos piroxênios (Fig. 16a)

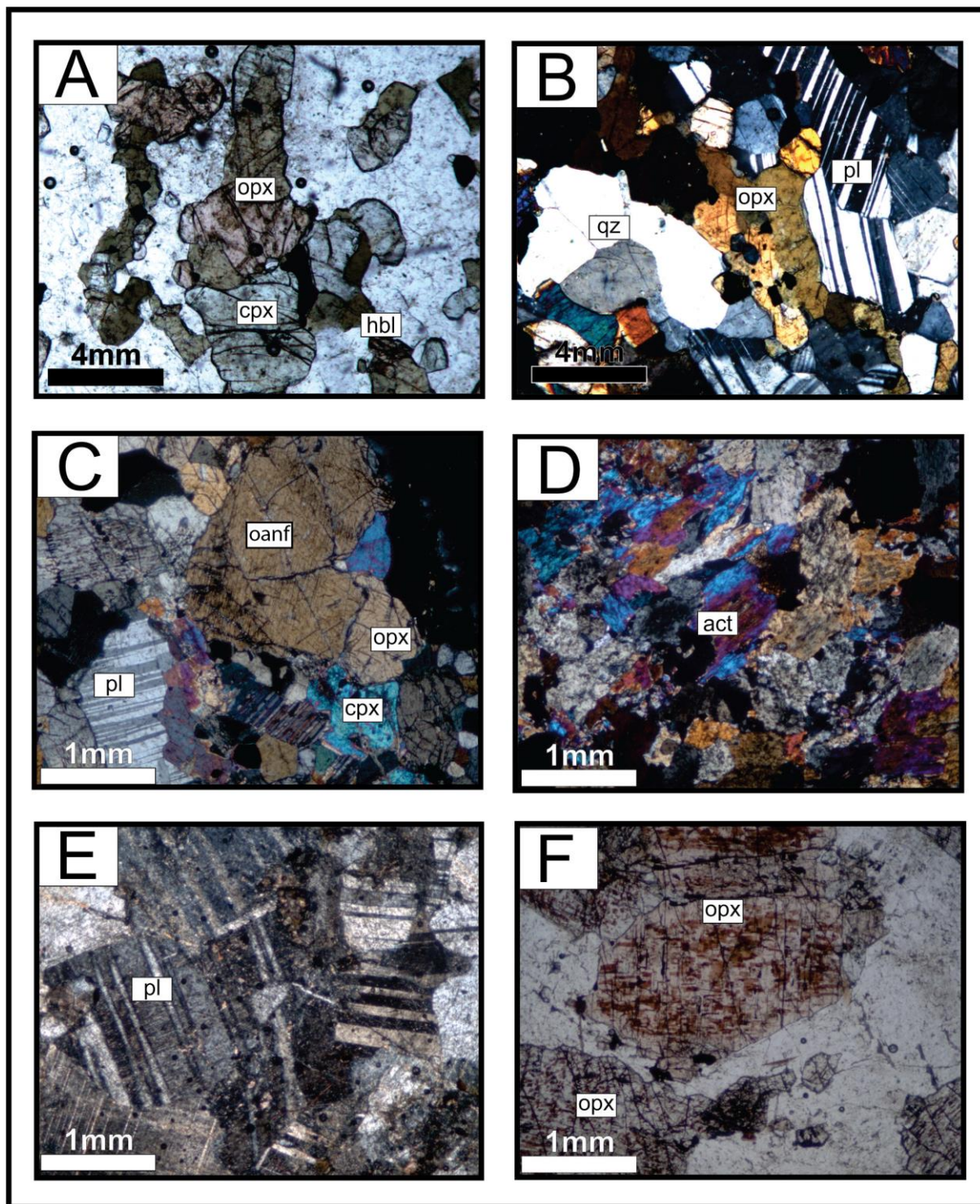


Figura 16: (A) e (B) Mineralogia essencial dos granulitos máficos a luz natural e nicóis cruzados – ortopiroxênio (opx), clinopiroxênio (cpx), hornblenda (hbl) e plagioclásio (pl); (C) Mineralogia da amostra GR41; (D) Mineralogia da amostra GR51 – actinolita (act); (E) textura granoblástica e maclas em cunha em plagioclásios; (F) Lamelas de exsolução em ortopiroxênio.

4.2.2 Associação Tonalítica-Trondhjemítica

Esta associação é composta por gnaisses de composição tonalítica e granítica e um anfibolito (Fig. 17c). Este último ocorre como lentes no gnaisse tonalítico da amostra GR111, conforme descrito no capítulo de Trabalho de Campo.

Ao microscópio foi possível observar que os gnaisses de composição tonalítica possuem um bandamento composicional entre bandas quartzo-feldspáticas (Fig. 17a), que predominam em volume e bandas máficas que contém hornblenda e marcam uma textura nematoblástica. O mineral predominante é o plagioclásio que compõe de 40 a 50% da rocha, por vezes esse mineral apresenta habito idioblástico com contatos retos a interlobados caracterizando uma textura granoblástica com contatos poligonais (Fig. 17d). Outra feição que ocorre por vezes é a presença de maclas em cunha em alguns cristais. O quartzo possui habito xenoblástico e apresenta por vezes extinção do tipo tabuleiro de xadrez e subgrãos (Fig. 17f).

Os gnaisses graníticos possuem mineralogia composta de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e hornblenda. O bandamento incipiente é dado pela orientação de cristais alongados de hornblenda, caracterizando a textura nematoblástica (Fig. 17b). Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão e opacos, estes compondo ao todo menos que 5% da lâmina. Quartzo, K-feldspato e plagioclásio formam textura granoblástica inequigranular com contatos geralmente interlobados e raramente retos (Figs. 17e e 17f).

O anfibolito é maciço (granoblástico) e a mineralogia é dada por hornblenda, correspondendo a mais de 50% da lâmina, plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos (Fig. 17c).

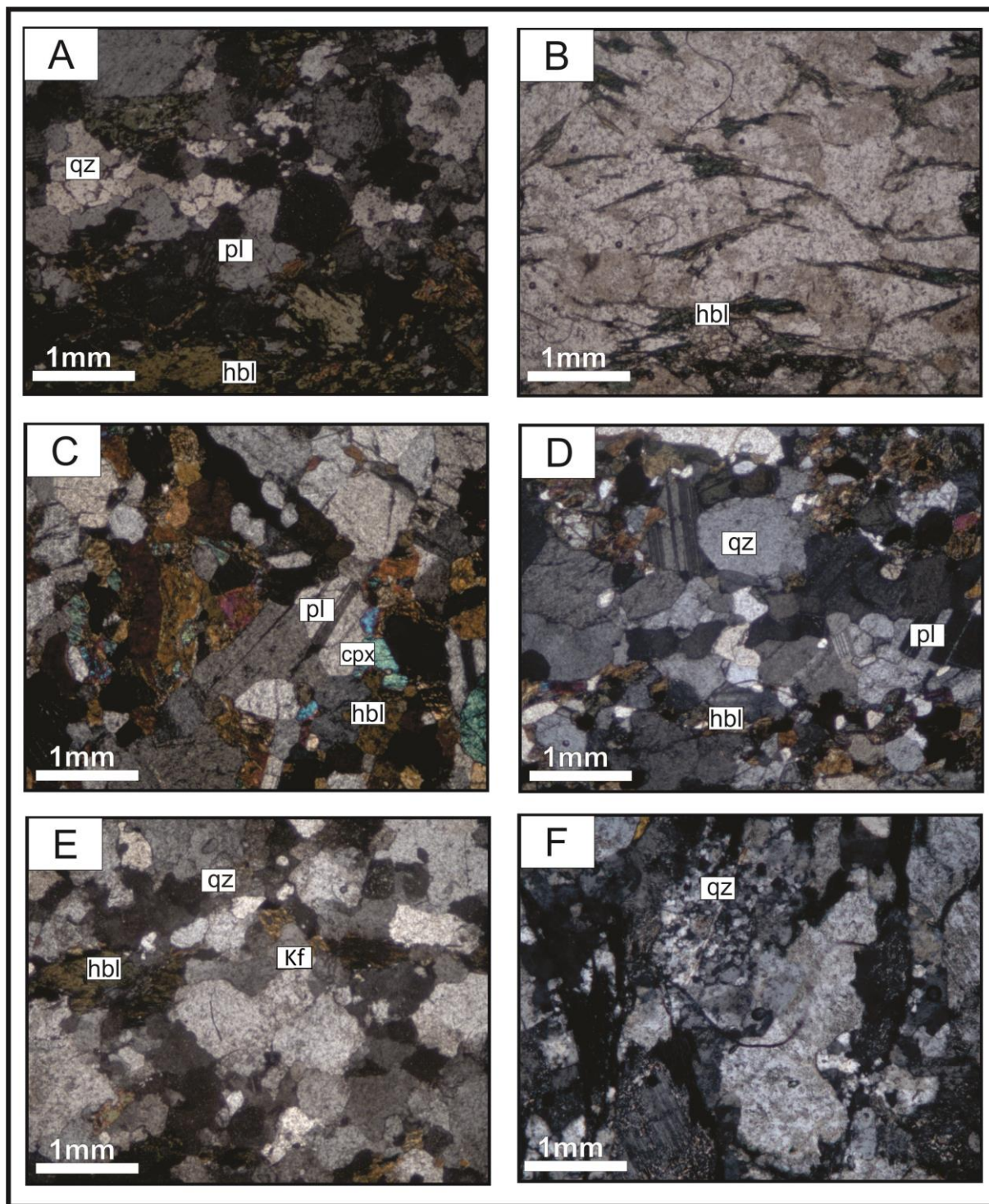


Figura 17: (A) Evidência de recristalização nos subgrãos de quartzo (qz); (B): Textura nematoblástica incipiente, marcada pela orientação dos cristais alongados de hornblenda; (C) Paragênese pl + cpx + hbl (fácies anfibolito superior) na amostra GR112; (D) Paragênese qz + pl + hbl em gnaiss tonalítico; (E) Contatos interlobados entre quartzo e K-feldspato em gnaiss granítico; (F) Subgrãos de quartzo em gnaiss granítico.

4.3 ANÁLISES QUÍMICAS

Os resultados das análises químicas de elementos maiores e traço são mostrados nos apêndices I e II. O ferro foi analisado como Fe_2O_3 e, quando necessário, o teor de FeO foi estimado em 0,89 do total, como sugerido por Gill (2010).

Nos diagramas de *Harker* utilizando SiO_2 como elemento de diferenciação (Figs. 18 e 19) é possível observar que as amostras tendem, em geral, a se agrupar em regiões específicas dos gráficos, não formando *trends* típicos de cristalização fracionada – tais como linhas com inclinação positiva para elementos incompatíveis e negativas para elementos compatíveis. No diagrama SiO_2 versus Al_2O_3 , por exemplo, as rochas da AMU se concentram no canto superior esquerdo (alta razão Al/Si) enquanto as tonalíticas se agrupam na porção central (razão Al/Si média). Dentro da unidade máfico-ultramáfica esta tendência ao agrupamento é mais nítida, enquanto dentro da unidade tonalítica-trondhjemítica, alguns *trends* típicos da evolução da cristalização do magma podem ser observados, como em SiO_2 versus TiO_2 , CaO, FeO_t e Zn, por exemplo.

Nos diagramas utilizados para identificação de afinidade geoquímica – séries magmáticas (SiO_2 x FeO/MgO e AFM) (Figs. 20 e 21) observa-se a tendência das litologias máfico-ultramáficas caírem no campo da série toleítica, enquanto as tonalíticas tendem à série cálcico-alcálica.

Os diagramas multielementares normalizados para o manto primitivo utilizando os valores de Sun e McDonough (1989) são exibidos separadamente para as rochas ultramáficas, máficas, tonalítica e graníticas (Figs. 22a-d, respectivamente). As rochas ultramáficas apresentam padrão plano, enquanto para as demais litologias os padrões são de enriquecimento em elementos incompatíveis. Anomalias negativas de Nb são observadas em todos os diagramas exceto para as rochas ultramáficas, e anomalias negativas de P são observadas em todos os diagramas exceto para as rochas tonalíticas.

Os diagramas para discriminação de ambientes tectônicos mostram que no diagrama Zr versus Ti as rochas ultramáficas caem no campo dos toleítos de arco de ilha, os tonalitos caem no campo dos basaltos de arco continental enquanto as rochas máficas caem de maneira dispersa (Fig. 23a). No diagrama Y versus Nb, todas as amostras caem dentro ou próximas ao campo do arco vulcânico (Fig. 23b).

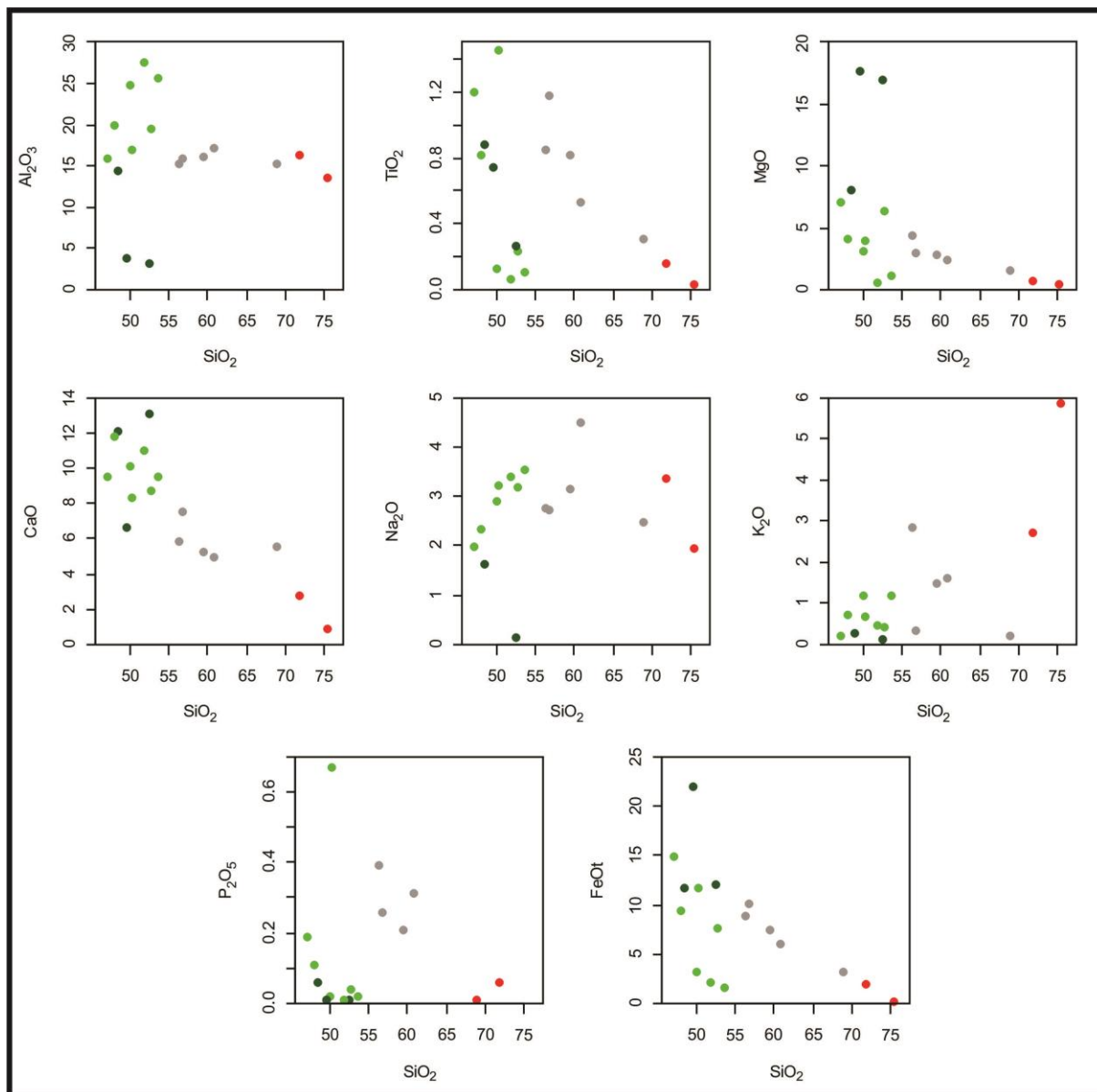


Figura 18: Diagramas de *Harker* para elementos maiores utilizando SiO_2 como elemento de diferenciação. Neste e em todos os diagramas apresentados a seguir, a cor verde-escura corresponde aos litotipos de composição ultramáfica (AMU), verde clara aos litotipos de composição máfica (AMU), cinza aos litotipos de composição tonalítica (ATT), vermelho aos litotipos de composição granítica (ATT) e amarelo, quando presente, ao gnaíссе calcissilicático.

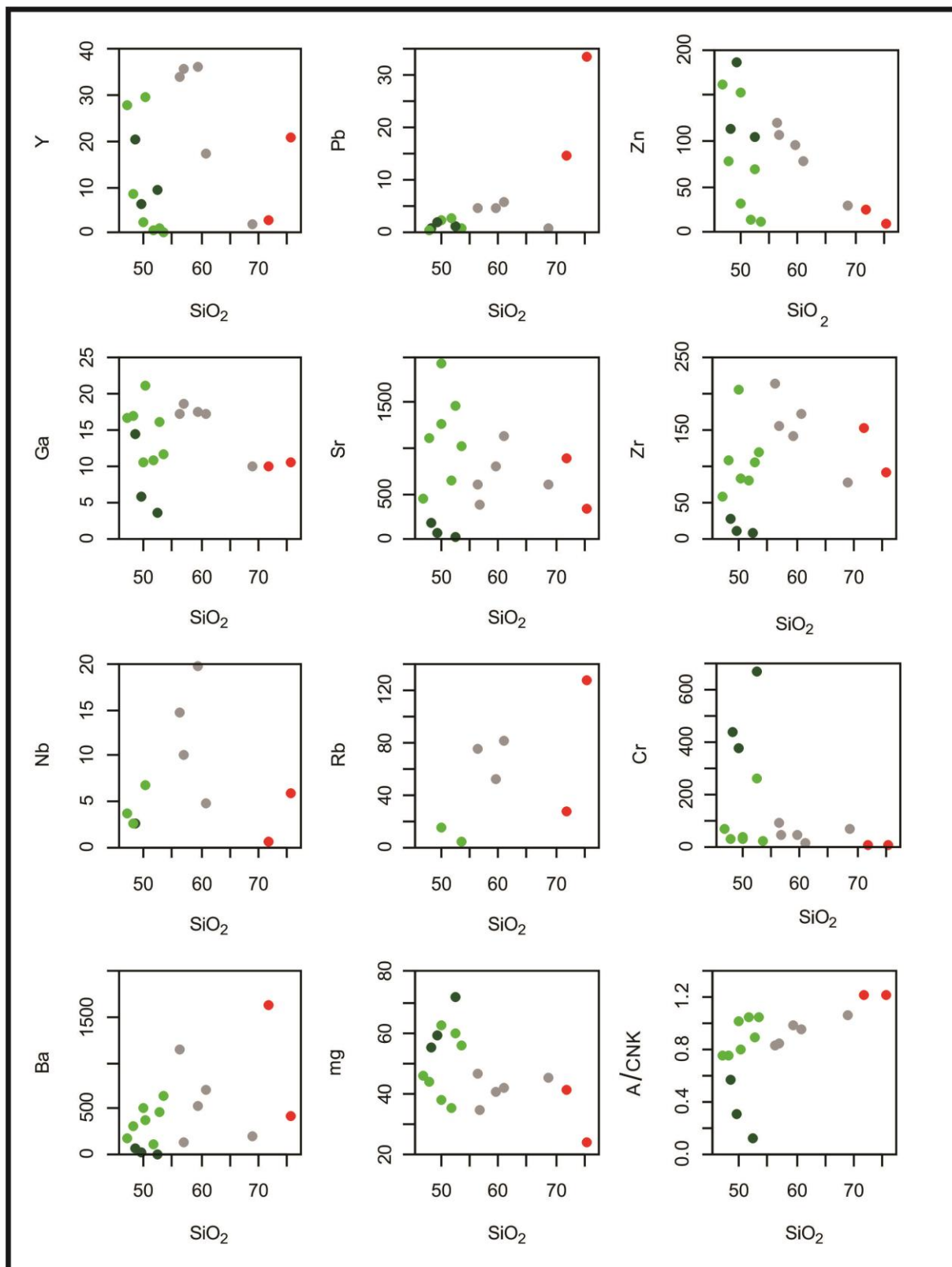


Figura 19: Diagramas de *Harker* para elementos menores utilizando SiO_2 como elemento de diferenciação

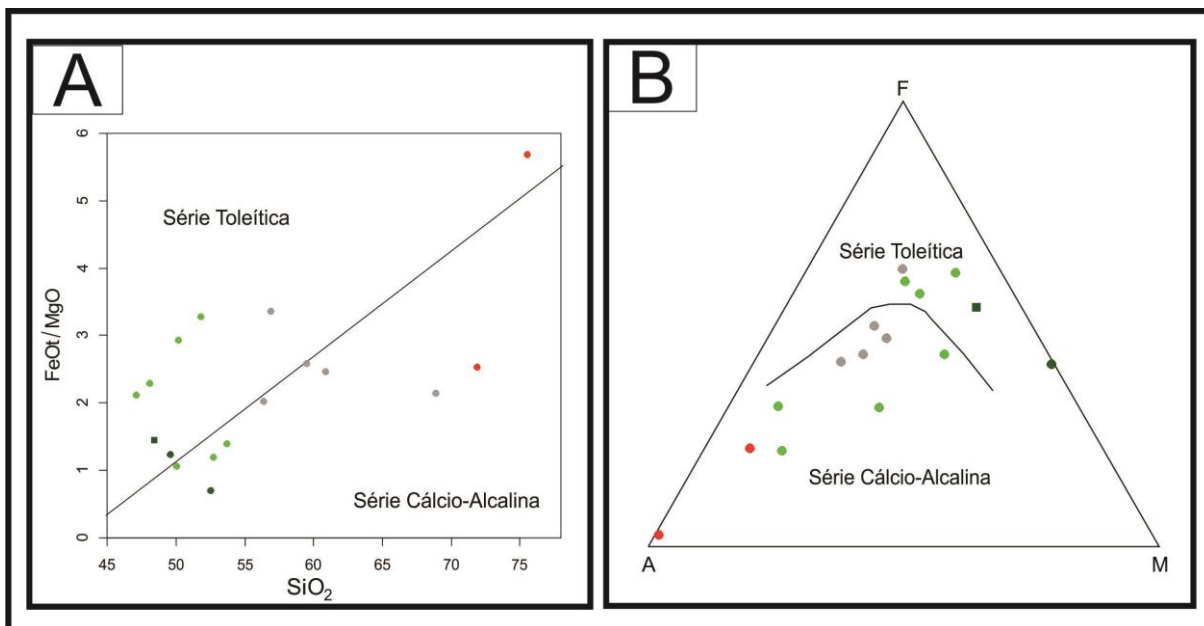


Figura 20: Disposição das amostras em (A) diagrama de discriminação de séries magmáticas (Miyashiro, 1974); e (B) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1977).

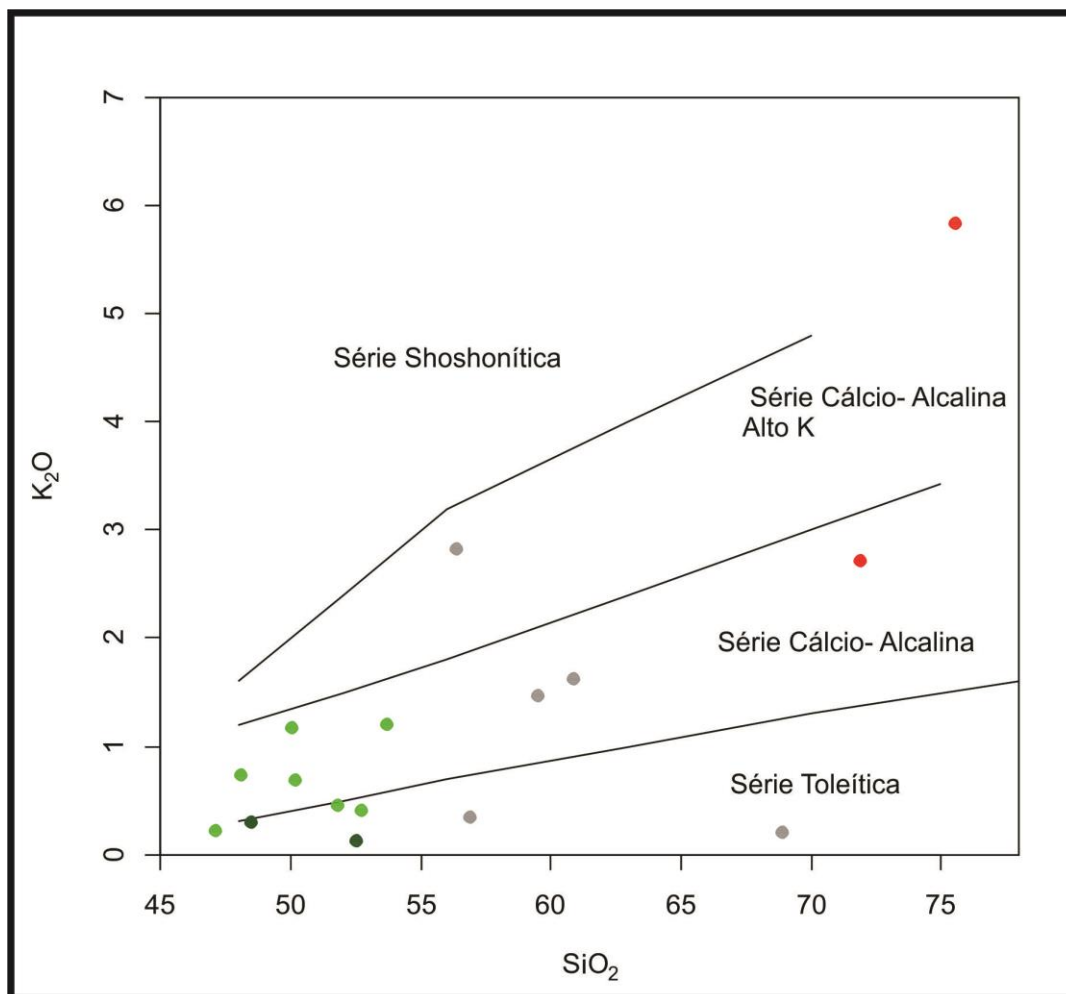


Figura 21: Distribuição das amostras no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ com os campos de Le Maitre (1989)

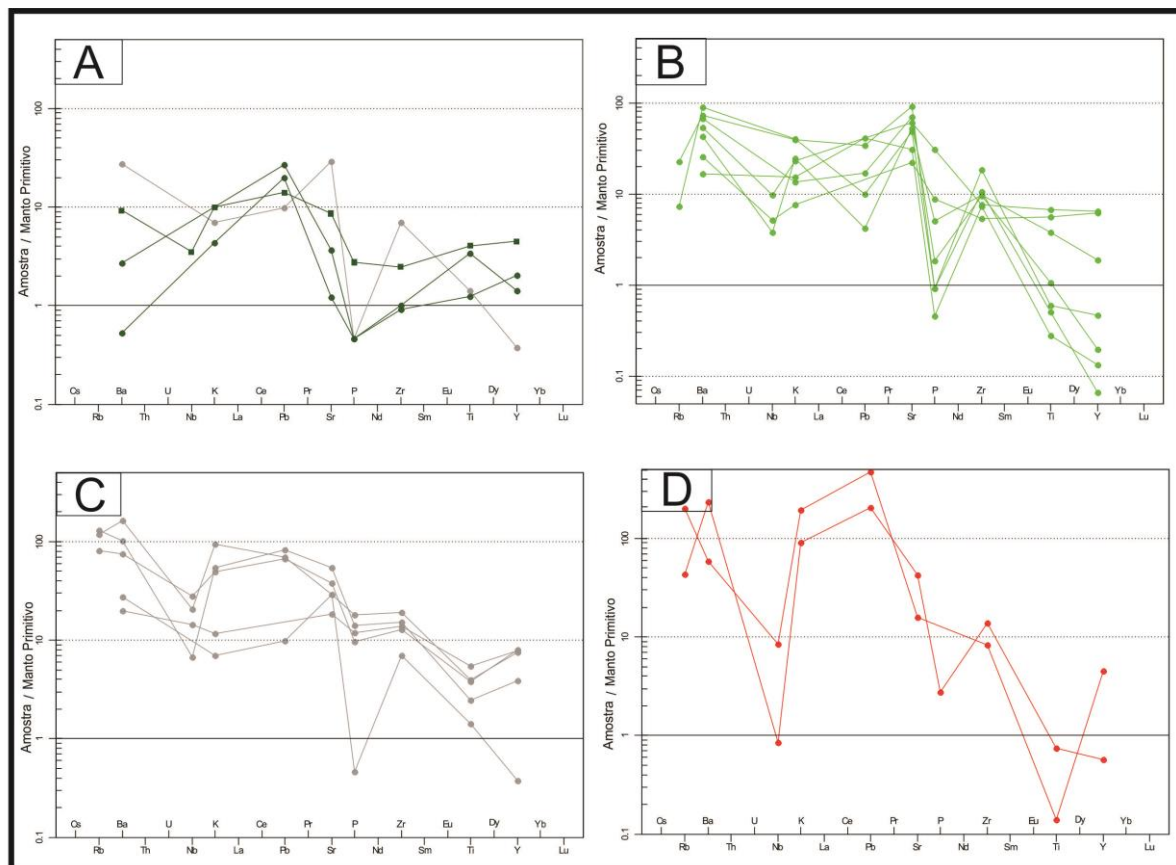


Figura 22: Diagramas multielementares normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para: (A) Rochas ultramáficas; (B) Rochas gabroicas-anortosíticas; (C) Gnaisses tonalíticos; (D) Gnaisses graníticos.

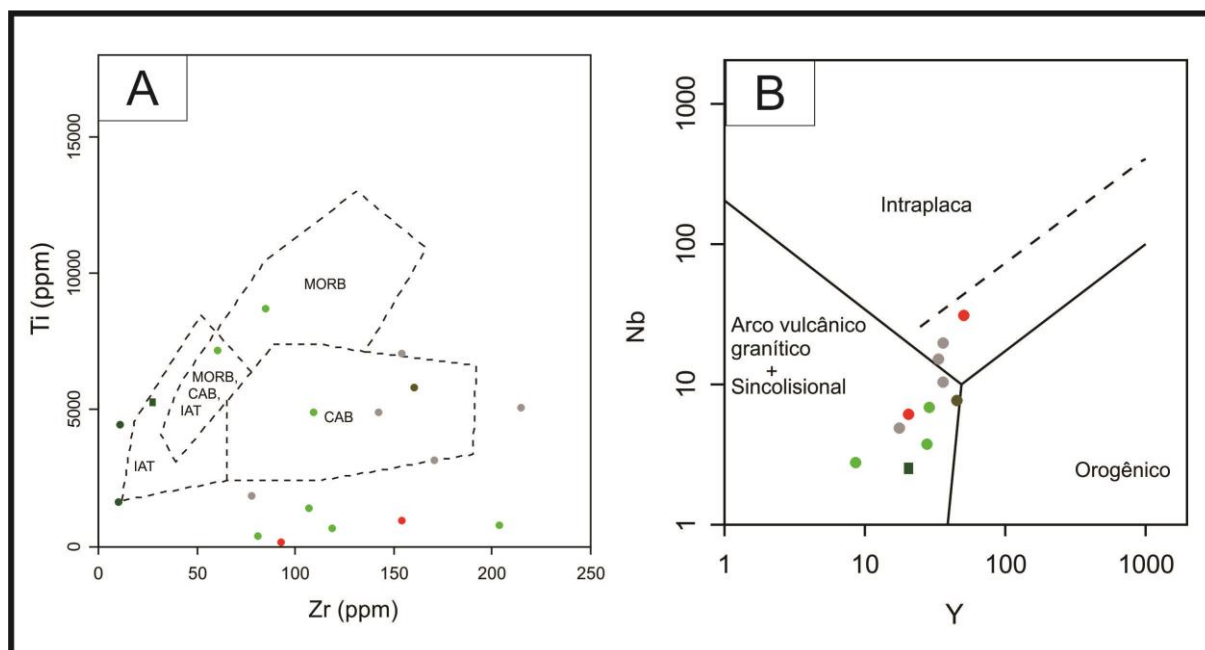


Figura 23: Dispersão das amostras nos diagramas de ambientes tectônicos: (A) Zr x Ti (Pearce & Cann, 1973) e (B) Y x Nb (Pearce *et al.*, 1984).

4.4 ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Rb-Sr

Com base nos dados geocronológicos disponíveis na literatura (Soliani Jr. *et al.*, 1984; Soliani Jr., 1986; Hartmann, 1987; Hartmann *et al.*, 1999; Tickyj *et al.*, 2004; Hartmann *et al.*, 2008; Girelli *et al.*, 2016), determinou-se para este trabalho usar uma idade de 2500 Ma (idade magmática) no cálculo das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais. O cálculo foi feito utilizando uma planilha do *Microsoft Excel* para calcular a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial a partir da razão analisada, concentrações de Rb e Sr (em ppm) da amostra e da idade estimada. Os resultados das análises, bem como as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais calculadas são apresentadas no apêndice III.

O diagrama da evolução teórica das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função do tempo mostra que o protólito dos gnaisses tonalíticos foi extraído do manto à cerca de 2,3 Ga. Para as rochas gabroicas-anortosíticas a regressão resultou em linhas retas. Para as rochas ultramáficas, a regressão no tempo resulta em um ponto ligeiramente abaixo da linha indicativa da evolução do CHUR para uma idade de extração de cerca de 2,5 Ga (Figs. 24a-c, respectivamente).

O diagrama $\text{SiO}_2 \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ mostra que os gnaisses tonalíticos formam uma reta paralela à razão inicial, enquanto as rochas gabroicas-anortosíticas seguem um *trend* positivo (Fig. 25).

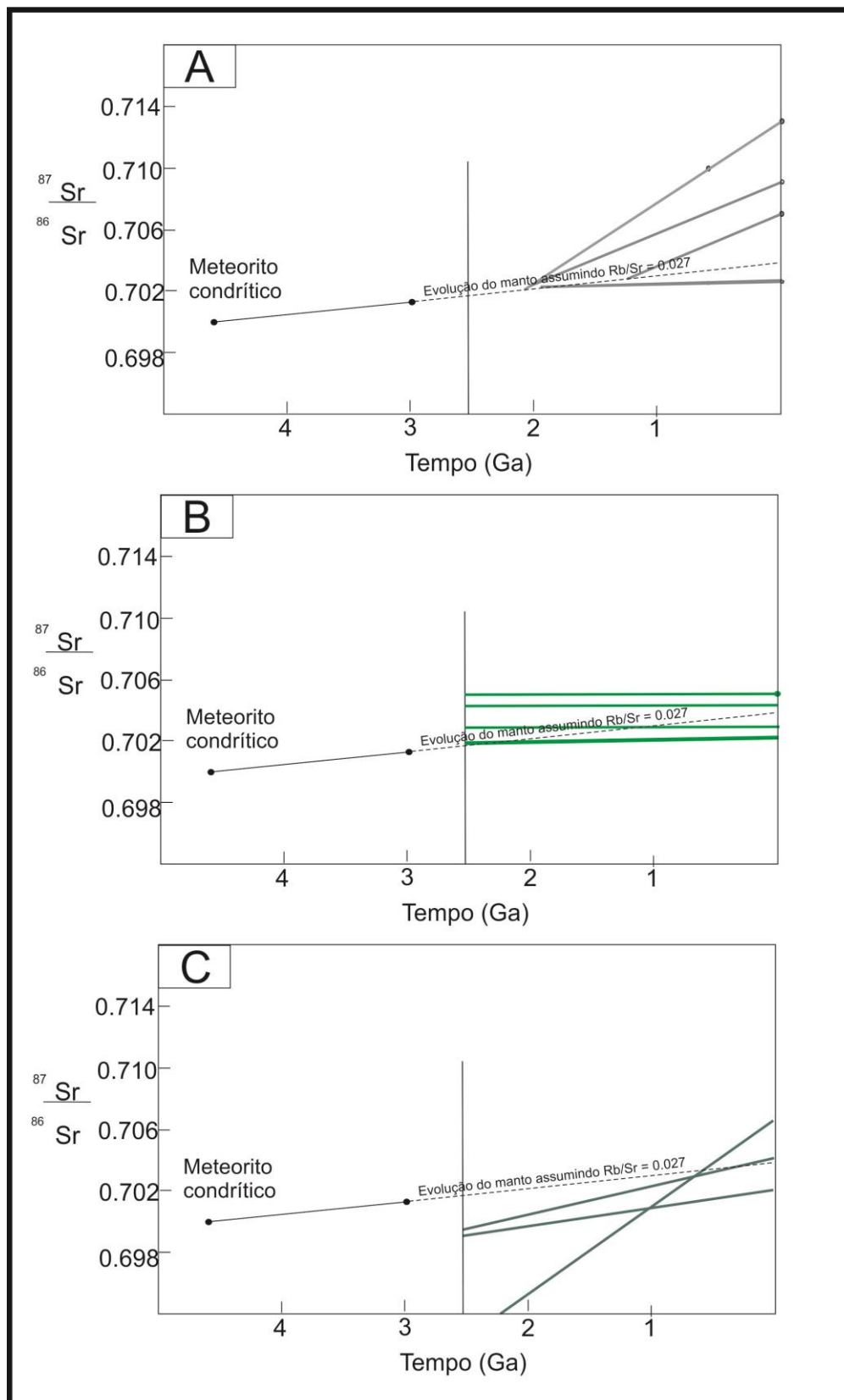


Figura 24: Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função do tempo para (A) gnaisses tonalíticos; (B) rochas gabroicas-anortositicas e (C) Metultramafites. Baseado em Wilson (1989).

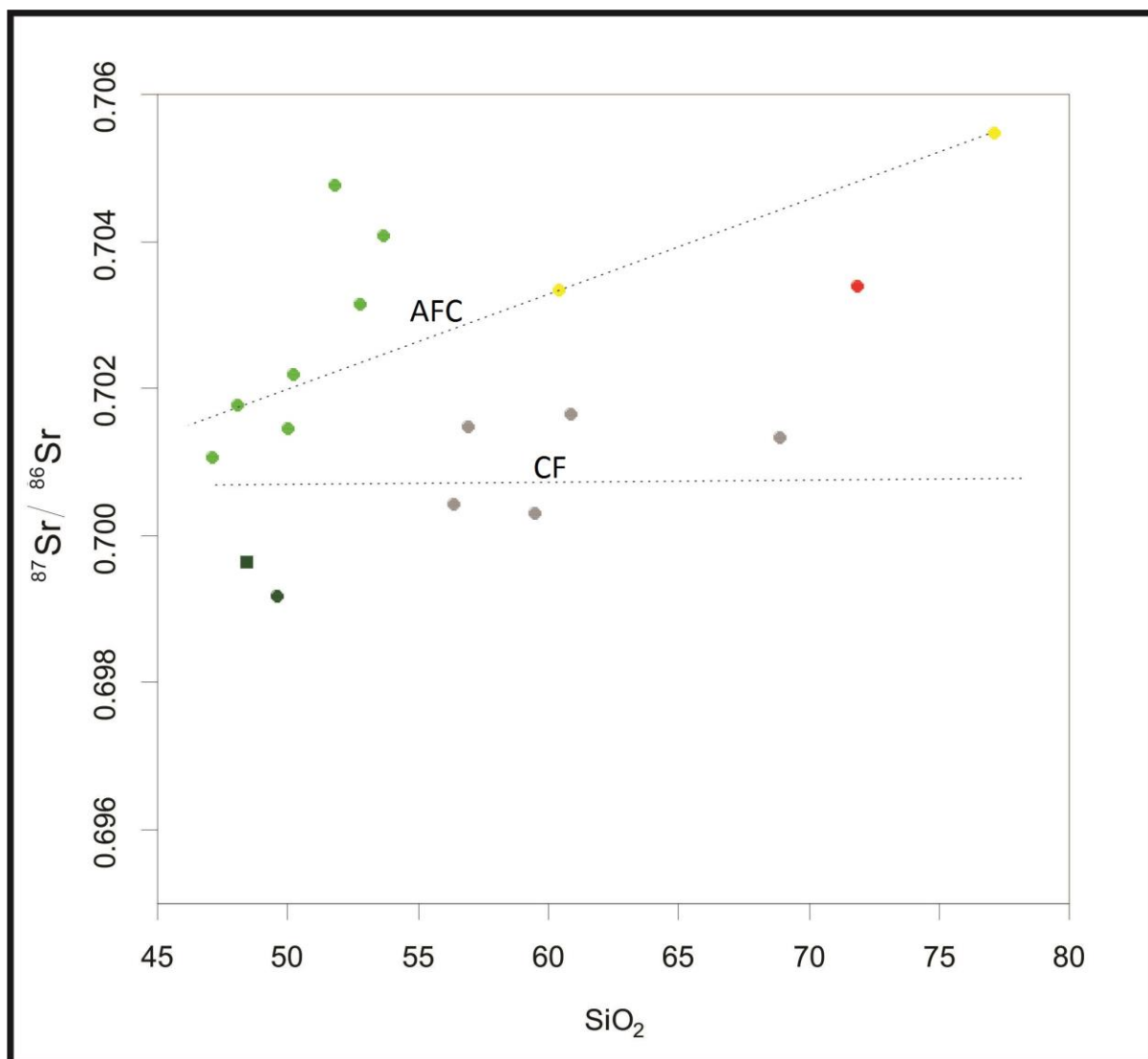


Figura 25: Dispersão das amostras no diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função de SiO_2 . AFC = Assimilação crustal com cristalização fracionada e CF = cristalização fracionada. Baseado em Wilson (1989).

5 DISCUSSÕES

5.1 PETROGRAFIA

5.1.1 Associação máfico-ultramáfica

Com a descrição das lâminas ao microscópio foi verificado que as três litologias ultramáficas são bastante distintas entre si:

- Na lâmina GR41, a presença de plagioclásio + hiperstênio é indicativa de metamorfismo em fácies granulito, enquanto o ortoanfibólio parece ser produto de retrometamorfismo do ortopiroxênio. A macla em cunha do plagioclásio, que ocorre amplamente nas rochas deste conjunto, é um indicativo de deformação.
- Na lâmina GR51, a composição hornblenda + actinolita sugere um protólito ultramáfico, sem evidências de metamorfismo em fácies granulito, sofrendo grande efeito de retrometamorfismo, representado pela actinolita.
- Na lâmina GR112 a composição é dada por ortopiroxênio (hiperstênio) e ortoanfibólio, em proporções similares, com cerca de 10% de plagioclásio. O ortoanfibólio pode ser produto de retrometamorfismo do ortopiroxênio, o que indicaria que o protólito é um metapiroxenito. Esta rocha que foi encontrada como lentes no gnaiss tonalítico pode representar um xenólito da AMU, considerando sua mineralogia.

Nas rochas de composição gabroica e anortosítica é observada uma paragênese de fácies granulito dada por plagioclásio + hiperstênio + diopsídio. A frequente ocorrência de hornblenda nestas rochas, frequentemente em texturas de reação com os piroxênios, pode indicar retrometamorfismo ou metamorfismo em condições de transição fácies anfibolito-granulito.

5.1.2 Associação Tonalítica-Trondhjemítica

Nas rochas félsicas – gnaisses tonalíticos e graníticos – não se observa paragênese de fácies granulito. A paragênese de mais alto grau encontrada foi plagioclásio + hornblenda + clinopiroxênio, possivelmente indicando reação de metamorfismo progressivo $\text{hbl} \rightarrow \text{cpx}$

marcando assim condições de metamorfismo de fácies anfibolito superior. Nardi e Hartmann (1979), Hartmann (1991), entre outros, acreditam que a paragênese de fácies granulito foi obliterada por retrometamorfismo, enquanto UFRGS (2015) argumenta que tais rochas nunca alcançaram a fácies granulito. Neste trabalho não foi possível encontrar evidências que corroborem com nenhuma das hipóteses.

5.2 GEOQUÍMICA

Análises químicas de rochas são utilizadas como ferramenta em estudos petrológicos. Os diferentes elementos químicos se comportam de maneiras diferentes em resposta aos processos geológicos, e por isto as concentrações de tais elementos, tanto maiores quanto traço permitem, por exemplo, caracterizar séries magmáticas, os ambientes tectônicos e as condições de metamorfismo nos quais as rochas foram geradas, como demonstrado nos trabalhos de Nardi e Hartmann (1979, 1980), Formoso *et al.* (1980), Hartmann (1988) e Laux & Bongioiolo (2011), por exemplo. O conjunto de valores de concentrações de elementos químicos em uma rocha é o que se chama assinatura geoquímica. Assim, análises de elementos maiores e traços foram realizadas para uma comparação entre os diferentes litotipos do CGSMC, o que poderá permitir uma diferenciação de fontes/protólitos entre elas.

Os diagramas de *Harker* mostram que as rochas analisadas não se distribuem em *trends* de cristalização, mas sim têm uma tendência a formar “grupos” distintos. Isso indica que as rochas das duas associações do complexo não devem ter evoluído a partir de um mesmo magma parental.

Entre as rochas da AMU esta tendência ao agrupamento é maior. Entre as rochas da ATT, entretanto, se observam alguns *trends*, o que indica que as rochas amostradas podem representar, dentro desta unidade, um magma em evolução por cristalização fracionada.

Os diagramas para identificação de séries magmáticas indicam série toleítica para as rochas máfico-ultramáficas e cálcico-alcálica para as tonalíticas. Laux e Bongioiolo (2011) definiram como toleítica a afinidade dos denominados ortognaisses máficos, (equivalentes à associação máfico-ultramáfica de UFRGS (2015)), embora os autores não tenham incluído neste estudo as rochas denominadas por eles ortognaisses félsicos.

As anomalias negativas de Nb encontradas nos quatro diagramas multielementares normalizados são indicativas de ambiente onde há subducção envolvida (Baier *et al.*, 2008), o

que corrobora com a hipótese do ambiente de arco de ilhas. As anomalias de P encontradas nos diagramas para as rochas ultramáficas e máficas, sendo bastante acentuada nesta última, podem indicar contaminação crustal de magma mantélico (Campbell McCuaig *et al.*, 1994)

O diagrama de classificação de ambiente geotectônico Zr x Ti coloca as rochas ultramáficas no campo dos toleítos de arco de ilhas e as rochas tonalíticas no campo do vulcanismo de arco continental; as amostras máficas, entretanto, caem dispersas no diagrama; no trabalho de Laux e Bongiollo (2011), porém, observa-se que as rochas máficas caem predominantemente no campo dos basaltos de arco de ilhas (Fig. 5). O diagrama Y x Nb coloca todas as rochas analisadas como oriundas de ambiente de magmatismo de arco vulcânico.

5.3 ISÓTOPOS DE Sr

As relações entre os isótopos de elementos químicos podem ser utilizadas como ferramenta para estudos petrológicos (Dickin, 2005; Faure & Mensing, 2005; Rollinson, 2014) e sua aplicação se baseia no fato de que os processos magmáticos não promovem fracionamento isotópico, isto é, não alteram a razão entre isótopos de um mesmo elemento nos cristais formados e no líquido residual, sendo então o decaimento radioativo o único responsável por causar alterações nestas razões.

O sistema isotópico estudado neste trabalho, Rb-Sr, baseia-se no decaimento radioativo do isótopo ^{87}Rb , um metal alcalino, chamado de isótopo pai, para o isótopo ^{87}Sr , um metal alcalino-terroso, chamado isótopo filho, através da emissão de uma partícula β negativa, a uma taxa de meia-vida de $4,88 \times 10^{10}$ anos (Faure & Mensing, 2005).

Por serem de elementos químicos diferentes, isótopos pais e filhos – ^{87}Rb e ^{87}Sr , respectivamente, no caso deste trabalho – possuem comportamentos geoquímicos distintos; durante um processo de fusão parcial, por exemplo, o Rb, por ser mais incompatível que o Sr, migra preferencialmente para a fase líquida, e isto, concomitantemente ao decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr , vai fazer com que os minerais ou rochas mais enriquecidos em Rb aumentem mais rapidamente sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; sabendo-se a idade de uma rocha, porém, é possível calcular a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial da mesma, porque a taxa de decaimento (meia-vida) é conhecida; deste modo, todas as rochas originadas de um mesma magma parental apresentarão a mesma

razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, a não ser que algum processo na história evolutiva da rocha, assimilação de rocha encaixante ou metassomatismo, por exemplo, tenha ocorrido.

Conhecer a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de uma rocha, ou de conjunto de rochas cogenéticas, permite determinar a fonte de origem do magma, uma vez que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para diferentes regiões do manto e da crosta – chamados reservatórios – já foram estimadas.

O diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ x Tempo mostra que os magmas que produziram os protólitos dos gnaisses tonalíticos do CGSMC se diferenciaram do manto a cerca de 2,3 Ga (Fig. 24a). As razões iniciais de Soliani Jr. (1986), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de Hartmann (1987) e os valores de ϵHf de Girelli *et al.* (2016) corroboram com uma origem mantélica para os protólitos de ambas as associações do complexo. A regressão no tempo das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas gabroicas-anortosíticas (Fig. 24b) resultou em linhas quase retas; a provável causa disso é o elevado conteúdo de Sr destas rochas, ricas em plagioclásio e pobres em Rb (ver apêndice II – Análises de elementos traço), o que não permite que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumente significativamente com o tempo; com pode ser observado no apêndice III (Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no presente e iniciais). Para as rochas ultramáficas (Fig. 24c) é possível observar que o magma parental foi extraído do manto a cerca de 2,5 Ga. Uma das amostras, GR51, forma uma linha fora do padrão, o que pode ser devido à uma remobilização dos elementos Rb e Sr durante o retrometamorfismo intenso que tal amostra sofreu, causando *reset* do sistema isotópico.

O diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ x SiO_2 (Fig. 25) mostra que as rochas da associação tonalítica do CGSMC se situam ao longo de uma linha reta (tracejada no diagrama); isto mostra que a cristalização fracionada foi o processo dominante durante a evolução do magma parental: a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial não se altera com o aumento progressivo do teor de SiO_2 , que é indicativo de diferenciação magmática. Já as rochas máficas, no mesmo diagrama, formam um *trend* positivo conforme aumenta o teor de SiO_2 ; materiais de origem mantélica possuem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixas que materiais crustais, portanto este *trend* observado pode ser um indicativo de contaminação crustal. Os pontos amarelos no diagrama correspondem às rochas metassedimentares associadas; observa-se que suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são mais elevadas comparadas às rochas ortoderivadas, por se tratar de material supra-crustal, assim, a assimilação destas rochas pelo magma parental das rochas máficas pode ter sido o causador do *trend* observado.

A série toleítica ocorre no magmatismo em arcos de ilhas, enquanto a série cálcico-alcalina é mais relacionada a ambientes de subducção oceano-contidente (Gill, 2010; Winter,

2010). Durante um ciclo tectônico, é comum que um ambiente de subducção oceano-oceano evolua para um ambiente de subducção oceano-contidente após o consumo da crosta oceânica. Hartmann *et al.* (2008) encontrou uma diferença de cerca de 200 Ma entre a cristalização dos protólitos máficos (de afinidade toleítica) e a dos félsicos (de afinidade cálcico-alcálica). Assim, com base nos dados obtidos neste trabalho, pode-se postular que os protólitos das rochas máfico-ultramáficas correspondam a basaltos toleíticos de arco de ilhas e os protólitos das rochas tonalíticas correspondam a rochas magmáticas do arco continental formado com a continuidade do ciclo tectônico.

6 CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste trabalho evidenciam que existem diferenças petrográficas e nas assinaturas geoquímica e isotópica das duas associações do CGSMC:

- As rochas máfico-ultramáficas apresentam paragênese de fácies granulito, possuem afinidade magmática toleítica, e um *trend* que indica aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo da evolução do magma, implicando em possível contaminação crustal.
- Os gnaisses tonalíticos não apresentam indícios de metamorfismo em grau mais alto que fácies anfíbolito superior, afinidade magmática cálcico-alcálica um padrão plano da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo do aumento do teor de sílica que significa evolução por cristalização fracionada.

Ambas as associações possuem baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$, indicando protólitos de fontes mantélicas. Ambas possuem anomalias negativas de Nb, que indicam magmatismo com subducção envolvida.

Uma possível reconstituição do contexto geotectônico para a época da cristalização dos protólitos é a de que a associação máfico-ultramáfico representa um arco de ilhas oceânico que, com o fim da subducção de crosta oceânica, evoluiu para um arco continental onde teria cristalizado o protólito dos gnaisses tonalíticos.

7 REFERÊNCIAS

- Baier, J., Audétat, A., & Keppler, H. (2008). The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1–2), 290–300.
- Campbell McCuaig, T., Kerrich, R., & Qianli Xie. (1994). Phosphorus and high field strength element anomalies in Archean high-magnesian magmas as possible indicators of source mineralogy and depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1–4), 221–239.
- Dickin, A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Faure, G., & Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: Principles and applications* (3rd ed.). Nova Jersey: John Wiley & Sons.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., Camozzato, E. (1995). Evolução Tectônica Do Cinturão Dom Feliciano No Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte 1 - Uma Contribuição A Partir Do Registro Geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351–374.
- Formoso, M. L. L., Hartmann, L. A., & Nardi, L. V. S. (1980). A Razão K/Rb Em Anortositos e Rochas Granulíticas do Escudo Sulriograndense - Metassomatismo e Consequências Geocronológicas. In *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia* (pp. 119–127). Balneário Camboriú.
- Fragoso Cesar, A. R., & Soliani Jr., E. (1984). Compartimentação Tectônica do Cráton do Rio de La Plata. In *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia* (pp. 2426–2434). Rio de Janeiro.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: a Practical Guide*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Girelli, T., Chemale Jr., F., Lavina, E. L. C., Lana, C. de C., & Laux, J. H. (2016). Novos dados de Geocronologia U-Pb e Lu-Hf para o Complexo Granulítico Santa Maria Chico - RS. In *48º Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre.
- Hartmann, L. A. (1987). Isócrona Sm-Nd de 2,1Ga em Minerais de Duas Amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. In *I Congresso Brasileiro de Geoquímica* (pp. 105–111). Porto Alegre.
- Hartmann, L. A. (1988). Geoquímica De Terras Raras E Geotermobarometria De Granulitos De Dom Pedrito E Luis Alves, No Extremo Sul Do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1), 1–14.
- Hartmann, L. A. (1991). Condições De Metamorfismo No Complexo Granulítico Santa Maria Chico , Rs. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), 107–113.
- Hartmann, L. A. (1998). Deepest exposed crust of Brazil - Geochemistry of paleoproterozoic depleted

Santa Maria Chico granulites. *Gondwana Research*, 1(3–4), 331–341.

Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., da Silva, L. C., Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., Santos, J. O. S., Vasconcellos, M. A. Z. (2000). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47, 829–844.

Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., McNaughton, N. J., & Santos, J. O. S. (1999). Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27(10), 947–950.

Hartmann, L. A., Liu, D., Wang, Y., Massonne, H. J., & Santos, J. O. S. (2008). Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciencias*, 80(3), 543–551.

Hartmann, L. A., & Nardi, L. V. S. (1980). O Cinturão Granulítico Atlântico nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(12), 3–12.

Hartmann, L. A., & Nardi, L. V. S. (1983). Contribuição À Geologia da Região Oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. In *I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* (pp. 09–18). Porto Alegre.

Hartmann, L. A., Porcher, C. C., & Remus, M. V. D. (2000). Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul. In M. Holz & L. F. de Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 79–118). Porto Alegre: CIGO/UFRGS.

Jacobsen, S. B., & Wasserburg, G. J. (1980). Sm-Nd Isotopic Evolution of Chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 139–155.

Janousek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of wholerock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCD kit). *Journal of Petrology*, 47(6):1255-1259.

Laux, J. H., & Bongiolo, E. M. (2011). Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico : Arco de Ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. In *XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica* (pp. 744–747). Gramado.

Laux, J. H., Bongiolo, E. M., Chemale Jr., F., Gross, A. O. M. da S., & Santos, T. C. dos. (2010). Reavaliação da idade do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. In *45º Congresso Brasileiro de Geologia* (p. 55). Belém.

McCulloch, M. T., Bradshaw, J. Y., & Taylor, S. R. (1987). Sm-Nd and Rb-Sr isotopic and geochemical systematics in Phanerozoic granulites from Fiordland, southwest New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(2), 183–195.

- Nardi, L. V. S., & Hartmann, L. A. (1979). O Complexo granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sulriograndense. *Acta Geologica Leopoldensia*.
- Nardi, L. V. S., & Hartmann, L. A. (1980). Estudo Geoquímico de Rochas Granulíticas do Oeste do Escudo Sulriograndense. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(11), 3–18.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 19: 290-300.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- Philipp, R. P., Girelli, T., Lopes, R. C., Sander, A., & Lavina, E. L. C. (2015). Petrografia e Litogeoquímica Do Complexo Granulítico Santa Maria Chico Na Região De Fontouras, Dom Pedrito/RS. In *IX Simpósio Sul-Brasileiro De Geologia*. Florianópolis.
- Rass, I. T., Aranovich, L. Y., Korpechkov, D. I., & Kozlovskii, V. M. (2014). Geochemistry of metamorphic processes in mafic rocks of the Krasnaya Guba area, Belomorian Mobile Belt. *Geochemistry International*, 52(8), 670–686.
- Rollinson, H. (2014). *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Londres: Routledge.
- Soliani Jr., E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Universidade de São Paulo.
- Soliani Jr., E., Fragoso Cesar, A. R., Teixeira, W., & Kawashita, K. (1984). Panorama Geocronológico da Porção Meridional do Escudo Atlântico. In *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia* (pp. 2435–2449). Rio de Janeiro.
- Sun, S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.
- Tickyj, H., Hartmann, L. A., Vasconcellos, M. A. Z., Philipp, R. P., & Remus, M. V. D. (2004). Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 699–713.
- UFRGS. (2015). *Mapa geológico de parte das folhas Vila Afonso Jacinto e Ibaré* (Mapa e Relatório Técnico). Porto Alegre.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. Londres: Unwin Hyman.

Winter, J. D. (2010). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Nova Jersey: Pearson Prentice Hall.

APÊNDICES

I – Análises geoquímicas de elementos maiores em percentual de óxidos, em rocha total.

II – Análises geoquímicas de elementos traço em parte por milhão (ppm), em rocha total

III – Tabela de análises isotópicas Rb-Sr realizadas no espectrômetro de massa *Triton*, média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para ^{88}Sr e multi-coleção com ^{86}Sr no coletor axial, Branco < 100 pg. Normalização para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ ajustada para bias com base no SrCO_3 NBS-987, usando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$.

I – Análises geoquímicas de elementos maiores em percentual de óxidos, em rocha total.

Amostra	Litotipo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₄	LOI	Total
GR21	Gnaiss anortosítico	53.63	25.73	0.11	1.64	0.03	1.16	9.52	3.55	1.21	0.02	nd	1.47	98.08
GR12	Gnaiss gabroico	50.00	24.78	0.13	3.28	0.05	3.05	10.12	2.89	1.18	0.02	nd	2.78	98.28
GR61	Gnaiss gabroico	48.06	19.88	0.82	9.56	0.10	4.12	11.78	2.32	0.74	0.11	nd	0.64	98.14
GR72	Gnaiss gabroico	50.16	16.96	1.45	11.83	0.14	3.99	8.28	3.20	0.69	0.67	0.49	0.90	98.77
GR11	Granulito máfico	47.05	15.82	1.20	15.03	0.18	7.00	9.46	1.97	0.23	0.19	nd	0.33	98.46
GR22	Granulito máfico	52.70	19.50	0.23	7.68	0.12	6.36	8.76	3.19	0.41	0.04	nd	nd	98.98
GR52	Metanortosito	51.77	27.47	0.06	2.09	0.02	0.63	10.94	3.40	0.46	0.01	0.49	0.86	98.22
GR112	Ultramafito	48.41	14.46	0.88	11.80	0.17	8.10	12.09	1.62	0.30	0.06	nd	0.49	98.37
GR41	Ultramafito	49.52	3.80	0.74	22.08	0.35	17.66	6.59	nd	nd	0.01	nd	nd	100.76
GR51	Ultramafito	52.47	3.17	0.27	12.11	0.23	16.97	13.06	0.00	0.13	0.01	nd	1.43	99.85
GR23	Gnaiss granítico	71.85	16.35	0.16	1.97	0.04	0.77	2.73	3.37	2.73	0.06	nd	0.67	100.69
GR82	Gnaiss granítico	75.48	13.64	0.03	0.23	0.01	0.04	0.93	1.94	5.85	nd	nd	0.36	98.50
GR101	Gnaiss tonalítico	56.85	15.88	1.18	10.18	0.13	2.99	7.53	2.73	0.35	0.26	nd	0.36	98.44
GR111	Gnaiss tonalítico	68.83	15.36	0.31	3.26	0.05	1.50	5.52	2.49	0.21	0.01	nd	0.53	98.07
GR71	Gnaiss tonalítico	59.47	16.06	0.82	7.49	0.11	2.86	5.21	3.14	1.48	0.21	nd	1.67	98.51
GR81	Gnaiss tonalítico	60.85	17.24	0.53	6.15	0.08	2.46	4.92	4.48	1.63	0.31	nd	0.87	99.52
GR92	Gnaiss tonalítico	56.36	15.18	0.85	8.86	0.13	4.33	5.88	2.75	2.83	0.39	nd	1.88	99.44
GR121a	Gnaiss Calcissilicático	60.50	16.18	0.97	10.66	0.14	3.56	2.96	1.77	0.80	0.03	nd	1.15	98.73
GR121b	Gnaiss Calcissilicático	77.10	15.46	0.25	0.71	0.01	0.38	2.40	2.71	1.49	0.02	nd	1.27	101.79

II – Análises geoquímicas de elementos traço em parte por milhão (ppm), em rocha total

Amostra	Litotipo	Y	Pb	Ni	Co	Cu	Ga	Sr	Zr	Zn	Nb	Rb	As	Cr	Ba
GR21	Gnaiss anortosítico	0.30	0.70	3.20	5.90	13.00	11.80	1024.50	118.70	11.40	nd	4.60	1.00	25.40	630.90
GR12	Gnaiss gabroico	2.10	2.40	22.50	16.50	8.40	10.60	1930.10	204.00	31.20	nd	14.40	2.60	40.50	505.60
GR61	Gnaiss gabroico	8.60	0.30	nd	49.70	69.40	16.90	1106.40	109.50	79.00	2.70	nd	6.30	26.20	300.50
GR72	Gnaiss gabroico	29.50	nd	19.40	63.00	26.00	21.00	1270.20	85.00	152.50	6.90	nd	4.20	26.30	374.80
GR11	Granulito máfico	27.90	nd	96.00	95.50	30.00	16.80	462.20	60.30	163.00	3.70	nd	3.60	65.90	179.70
GR22	Granulito máfico	0.90	1.20	77.20	45.20	43.40	16.10	1462.20	106.90	70.00	nd	nd	4.60	257.60	469.60
GR52	Metanortosito	0.60	2.90	nd	7.40	27.20	11.00	648.20	81.20	14.10	nd	nd	1.80	nd	116.80
GR112	Ultramafito	20.50	1.00	120.10	71.60	32.60	14.50	182.10	27.70	113.10	2.50	nd	4.20	436.20	64.70
GR41	Ultramafito	6.40	1.90	163.10	149.60	34.90	6.00	77.40	11.30	186.00	nd	nd	3.30	378.70	18.80
GR51	Ultramafito	9.20	1.40	58.40	80.60	nd	3.70	25.80	10.30	104.20	nd	nd	3.90	670.50	3.70
GR23	Gnaiss granítico	2.60	14.60	nd	7.70	13.10	10.00	898.80	154.00	25.00	0.60	27.30	4.90	9.40	1633.90
GR82	Gnaiss granítico	20.60	33.60	nd	0.40	11.00	10.50	331.30	92.60	8.90	6.00	127.70	6.80	7.00	412.30
GR101	Gnaiss tonalítico	35.80	nd	14.20	52.50	26.90	18.70	386.90	154.40	105.90	10.20	nd	4.20	44.70	138.50
GR111	Gnaiss tonalítico	1.70	0.70	12.60	14.90	8.60	10.10	610.70	77.60	30.20	nd	nd	2.10	68.20	190.10
GR71	Gnaiss tonalítico	36.40	4.80	19.30	39.80	40.50	17.40	796.60	142.50	95.60	19.80	51.70	7.40	44.70	527.00
GR81	Gnaiss tonalítico	17.50	5.90	nd	28.50	4.30	17.30	1144.90	170.90	77.30	4.80	82.20	6.30	10.30	706.70
GR92	Gnaiss tonalítico	34.20	4.90	19.60	43.10	19.00	17.30	611.70	214.70	120.40	14.80	74.70	6.90	94.60	1147.60
GR121a	Gnaiss Calcissilicático	46.00	8.70	62.70	61.60	57.30	18.90	564.30	160.30	149.30	7.70	29.10	13.20	262.10	621.70
GR121a	Gnaiss Calcissilicático	1.10	22.30	5.90	2.80	5.20	11.10	740.40	578.40	26.40	nd	23.80	4.60	44.70	975.10

III – Tabela de análises isotópicas Rb-Sr realizadas no espectrômetro de massa *Triton*, média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para ^{88}Sr e multi-coleção com ^{86}Sr no coletor axial, Branco < 100 pg. Normalização para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ ajustada para bias com base no SrCO_3 NBS-987, usando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$.

Amostra	Litotipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (SD abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (SE %)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	Tempo (Ma)
GR21	Gnaiss anortosítico	4.6	1024.5	0.0045	0.012682	0.000015	0,704561	0,0021	0.704103	2500
GR12	Gnaiss gabroico	14.4	1930.1	0.0075	0.021073	0.000011	0,702239	0,0016	0.701477	2500
GR61	Gnaiss gabroico	4.0	1106.4	0.0036	0.010212	0.000004	0,702144	0,0005	0.701775	2500
GR72	Gnaiss gabroico	4.0	1270.2	0.0031	0.008895	0.000015	0,702521	0,0021	0.702200	2500
GR11	Granulito máfico	4.0	462.2	0.0087	0.024444	0.000036	0,701948	0,0051	0.701064	2500
GR22	Granulito máfico	4.0	1462.2	0.0027	0.007727	0.000003	0,703449	0,0004	0.703170	2500
GR52	Metanortosito	4.0	648.2	0.0062	0.01743	0.000001	0,705405	0,0014	0.704775	2500
GR112	Ultramafito	4.0	182.1	0.0220	0.062044	0.000006	0,701886	0,0008	0.699644	2500
GR41	Ultramafito	4.0	77.4	0.0517	0.145971	0.000008	0,704470	0,0011	0.699195	2500
GR51	Ultramafito	4.0	25.8	0.1550	0.437914	0.000011	0,707098	0,0016	0.691273	2500
GR23	Gnaiss granítico	27.3	898.8	0.0304	0.085792	0.000007	0,706499	0,0011	0.703398	2500
GR82	Gnaiss granítico	127.7	331.3	0.3855	1.088724	0.000008	0,742700	0,0010	0.703356	2500
GR101	Gnaiss tonalítico	4.0	386.9	0.0103	0.029202	-0.000015	0,702539	0,0008	0.701484	2500
GR111	Gnaiss tonalítico	4.0	610.7	0.0065	0.0185	0.000002	0,702014	0,0004	0.701346	2500
GR71	Gnaiss tonalítico	51.7	796.6	0.0649	0.183315	0.000034	0,706940	0,0048	0.700315	2500
GR81	Gnaiss tonalítico	82.2	1144.9	0.0718	0.202793	0.000004	0,708994	0,0006	0.701665	2500
GR92	Gnaiss tonalítico	74.7	611.7	0.1221	0.34493	0.000005	0,712912	0,0006	0.700447	2500
GR121a	Gnaiss Calcissilicático	29.1	564.3	0.0516	0.145657	0.000012	0,708082	0,0016	0.702818	2500
GR121b	Gnaiss Calcissilicático	23.8	740.4	0.0321	0.090794	0.000008	0,708782	0,0011	0.705501	2500