

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA
GRANDE, SÃO SEPÉ, RS: PETROLOGIA E
GEOCRONOLOGIA**

MATHEUS SILVA SIMÕES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Volume I

Porto Alegre – 2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA
GRANDE, SÃO SEPÉ, RS: PETROLOGIA E
GEOCRONOLOGIA**

MATHEUS SILVA SIMÕES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Rômulo Machado – Instituto de Geociências, Universidade de
São Paulo

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito parcial
para a obtenção do Título de Mestre
em Geociências.

Porto Alegre – 2014

Silva Simões, Matheus
O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande:
Petrologia e Geocronologia / Matheus Silva Simões. --
2014.
119 f.

Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2014.

1. Petrologia. 2. Geoquímica. 3. Geocronologia.
I. Philipp, Ruy Paulo, orient. II. Título.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp, por conduzir seu grupo de trabalho com energias muito positivas e pelas discussões durante esses dois anos e meio de trabalho comigo.

Ao Prof. Eduardo Camozzato, pelas correções enciclopédicas.

Aos colaboradores do trabalho, Prof. Dr. Milton Luiz Laquintinie Formoso e Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei.

Ao colega escocês Dr. Adam Daniel McArthur pela revisão e correção do uso da língua inglesa.

Ao Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima, que me dizia: “Ninguém conseguiu estudar esse gabro, esse gabro é amaldiçoado!”.

Ao Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi, pelos conselhos sobre a geoquímica.

Aos colegas de pós-graduação Lucas Rossetti (Caxia), Eduardo Bortolin (Uruguaiana), Lucas Matzembacher (Matzem), Daniel Vieira (Maromba), Arthur Giovaninni (Urso), Fernando Klein (Fernandinho), pelas discussões, pelas filosofias de vida e cervejas compartilhadas.

Ao Prof. Dr. Pedro Reginato do IPH, que provavelmente nem sabe da existência dessa dissertação, mas que me ajudou em um momento crítico e eu sou muito grato.

“AMIGO, EM MEU CORAÇÃO HAVIA UMA ESPÉCIE DE LUTA
QUE ME IMPEDIA DE DORMIR.

FUI IMPULSIVO E LOUVADA SEJA A IMPULSIVIDADE,
POIS A IMPRUDÊNCIA ÀS VEZES NOS AJUDA
ONDE FRACASSAM AS NOSSAS TRAMAS MUITO PLANEJADAS.

ISSO NOS DEVERIA ENSINAR QUE HÁ UMA DIVINDADE
DANDO FORMA FINAL AOS NOSSOS TOSCOS PROJETOS.”

SHAKESPEARE, *HAMLET*, ATO V, CENA II

RESUMO

O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (CMG), localizado no município de São Sepé, porção NW do Escudo Sul-Rio-Grandense, é uma intrusão máfico-ultramáfica com cerca de 5 km² que mantém contatos através de falhas normais com gnaisses do Complexo Cambaí ao SW e ao SE, e com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná ao N. O contato com os xistos magnesianos e serpentinitos do Complexo Arroio Lajeado situado ao leste é intrusivo. Foram descritas três unidades de rochas cumuláticas: Unidade Máfica (UM), Unidade Ultramáfica (UUM) e Unidade Transicional (UT). A principal estrutura primária é um acamamento composicional/textural milimétrico a centimétrico e uma intercalação de camadas das unidades em escalas de afloramento e regional. As rochas da UM cristalizaram a partir da acumulação de cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de olivina, além de fases minerais intercúmulus, que representam de 24% a 41% de líquido intersticial aprisionado nesta acumulação. Na UT, a acumulação de plagioclásio e olivina ocorreu em proporções muito próximas, com uma menor proporção do líquido aprisionado (cerca de 15%). As amostras da UUM evidenciam uma acumulação principal de olivina com plagioclásio intercúmulus mais uma proporção do líquido intersticial (20%). Todas as unidades do CMG são afetadas pelo metamorfismo de contato causado pelo Granito São Sepé, sob condições de temperatura equivalentes às das fácies albíta-epidoto *hornfels* e hornblenda *hornfels*. Os dados de geoquímica em rocha total mostraram anomalias positivas de Ba e Sr e negativas de Nb para todas as amostras, indicando metassomatismo na fonte. O efeito da acumulação não exerce influência no comportamento destes elementos, tendo em vista a ausência de fases minerais com afinidade química para comportá-los. Os padrões de ETR são mais coerentes com *trends* cumuláticos. No entanto, a anomalia de Eu conspícua que ocorre nos cumulados de plagioclásio e mais acentuada nos cumulados de olivina sugere um enriquecimento prévio de Eu no magma. Os dados de U-Pb em zircões obtidos por

LA-ICP-MS forneceram idades de zircões herdados das rochas (metavulcânicas do Complexo Bossoroca, 800-750 Ma; ortognaisses do Complexo Cambaí, 720 Ma; e granitóides da Suíte Lagoa da Meia-Lua, 680 Ma) e uma idade de cristalização magmática para o CMG (667.8 ± 3.3 Ma). Os dados de geoquímica e geocronologia favorecem a hipótese de um ambiente pós-colisional para a cristalização e colocação do Complexo Mata Grande. Processos de delaminação litosférica tais como *slab-breakoff* são sugeridos como fonte de calor para o magmatismo máfico pós-colisional. A placa oceanic partiu-se após a subducção abaixo do Arco de São Gabriel e a colisão com o Complexo Encantadas (2,2 Ga), um fragmento do Cráton Rio de La Plata, durante um período de extenso magmatismo juvenil associado à amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno São Gabriel, Complexo Mata Grande, Magmatismo Máfico, Magmatismo Pós-colisional

ABSTRACT

The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex (MGC), located at São Sepé municipality, NW portion of the Sul-Rio-Grandense Shield, is a 5 km² mafic-ultramafic intrusion which maintains contacts by normal faults southwest with the gneisses of the Cambaí Complex and in north with the sedimentary rocks of the Paraná Basin. The contact southeast with magnesian schists and serpentinites of the Arroio Lajeado Complex is intrusive. Three cumulate rock units were described: Mafic Unit (MU), Ultramafic Unit (UMU) and Transitional Unit (TU). Preserved primary structures are compositional/textural millimetric to centimetric layering with no mineral lineation, outcrop scale intercalation and regional intercalation. UM rocks crystallized from accumulation of plagioclase crystals and, in less proportion, olivine crystals, and also from intercumulus phases, representing 24% - 41% of the interstitial trapped liquid in the accumulation. In UT, plagioclase and olivine accumulation occurred in very close proportions, with a minor trapped liquid proportion (~ 15%). UUM samples shows olivine principal accumulation with intercumulus plagioclase plus trapped liquid (20%). All CMG units are affected by contact metamorphism caused by São Sepé Granite, under albite-epidote hornfels and hornblende hornfels temperature conditions. Geochemical data are presented and Ba, Nb and Sr anomalies indicate previous metasomatism in the source. Accumulation effect on those anomalies is absent or has little influence, since there are no mineral phases capable to hold these elements in studied rocks. REE patterns are more consistent with cumulate trends. However, conspicuous Eu positive anomaly in the plagioclase cumulates and more accentuated in olivine accumulates suggests that there was an Eu enrichment in the magma. U-Pb zircon data obtained by in situ LA-ICP-MS yielded ages of inherited zircons from surrounding igneous and metamorphic rocks (Bossoroca Complex metavolcanic, 800-750 Ma; Cambaí Complex orthogneiss, 720 Ma; and Lagoa da Meia-Lua Suite granitoids, 680 Ma) and a magmatic crystallization age for the MGC (667.8 ± 3.3 Ma).

Either geochemical and isotope data allied with field relationships favor the hypothesis of a post-collisional environment for Mata Grande Complex crystallization and emplacement. Lithospheric delamination process such as slab-breakoff is suggested as source of heat for post-collisional mafic magmatism. The oceanic plate has broken down after subduction under São Gabriel Arc and its collision with 2,2 Ga Encantadas Complex, a Rio de La Plata Craton Fragment, in a extensive period of juvenile magmatism associated to Western Gondwana Supercontinent amalgamation.

Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Mata Grande Complex, Mafic Magmatism, Post-collisional Magmatism

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – (a) Gradientes de densidade gerados por salinidade ρ_{SALT} e temperatura ρ_{TEMP} . em uma camada de fluido inicialmente aquecido na base. (b) O mesmo sistema depois de ser quebrado em séries de camadas duplo-difusivas convectivas (modificado de Turner & Campbell, 1996). 15
- Figura 2 - Classificação textural de rochas cumuláticas. Modificado de Wager & Brown (1967). 19
- Figura 3 – Modelos tectônicos para colisão arco-continente. (a) A colisão é seguida por inversão de polaridade, colapso e encurtamento. (b) A colisão é associada com uma subducção contínua da margem continental sem desenvolvimento de uma zona de subducção fora do sistema. (c) Colisão envolvendo um arco com a expansão de um *back-arc*. (Modificado de Brown *et al.*, 2011). 21
- Figura 4 – Causas do processo de delaminação crustal (modificado de Bird, 1979). 22
- Figura 5 – Modelo esquemático de slab-breakoff e geração de magmatismo máfico (modificado de Ferrari, 2004). 23
- Figura 6 – Modelo de *slab roll-back*. V_t = movimento absoluto da fossa. F_{sp} = força de arrasto da placa. M_b = momento de flexão. A = idade da placa. A placa superior é considerada como fixa (modificado de Heuret & Lallemand, 2005). 23
- Figura 7 – Reconstrução paleoambiental do Supercontinente Gondwana no Cambriano. Pz Orogen = orógeno paleozoico, Pz-Mz Orogen = orógeno paleozoico-mesozoico, Mz-Cz Orogen = orógeno mesozoico-cenozoico. Fonte: Avigad & Gvirtzman, 2009. 31
- Figura 8 – Mapa geotectônico com as exposições atuais do Escudo Árabe-Nubiano. 32
- Figura 9 – Mapa das faixas móveis entre o Cráton São Francisco e o Cráton Amazônico mostrando o AMG (unidades 17 – Arenópolis - e 18 – Mara Rosa). 34

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

INSTITUIÇÕES

CPGEO - USP – Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo

CPGq - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

DEMIPE - Departamento de Mineralogia e Petrologia

IGEO – Instituto de Geociências

UFRGS - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UNIDADES GEOLÓGICAS E TECTÔNICAS

AMG – Arco Magmático de Goiás

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CMG – Complexo Mata Grande

UM - Unidade Máfica

FEFM - *Fácies Equigranular Fina a Média*

FEMG - *Fácies Equigranular Média a Grossa*

FMG - *Fácies Heterogranular Muito Grossa*

UT - Complexo Mata Grande / Unidade Transicional

UUM - Complexo Mata Grande / Unidade Ultramáfica

CRLP – Cráton Rio de La Plata

EAN – Escudo Árabe-Nubiano

ESRG - Escudo Sul-rio-grandense

ME – Microcontinente Encantadas

TSG - Terreno São Gabriel

TT – Terreno Tijucas

MEDIDAS E GRANDEZAS

2σ - desvio padrão

An - teor de anortita

ccSTP - cubic centimeters at Standard Temperature and Pressure

fO_2 - fugacidade de Oxigênio

Fo - teor de forsterita

Ga - Bilhões de anos

IC - índice de cor

Ma - Milhões de anos

P - Pressão

PH₂O - Pressão de H₂O

T – Temperatura

t_{1/2} - meia vida

wt.% - porcentagem em peso

yr - anos

MÉTODOS E TÉCNICAS

CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*

ETR - Elementos Terras Raras

ICP-ES - *Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*

ICP-MS - *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*

LA - *Laser Ablation*

LN – Luz natural (ou luz polarizada)

LP - Luz polarizada (ou luz duplamente polarizada)

SHRIMP - *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*

T_{DM} - Idade Manto Depletado

TIMS - *Thermal Ionization Mass Spectrometry*

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	iii
LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	vi
1. Texto Explicativo da Estrutura da Dissertação.....	10
2. Capítulo I – Introdução.....	11
2.1 OBJETIVOS.....	12
2.2 REVISÃO DO ESTADO DA ARTE.....	13
2.2.1 <i>Origem e tipos de acamamento magmático.....</i>	<i>13</i>
2.2.2 <i>Classificação de rochas cumuláticas.....</i>	<i>18</i>
2.2.3 <i>Colisão arco-continente.....</i>	<i>20</i>
2.2.4 <i>Delaminação Litosférica.....</i>	<i>22</i>
2.2.5 <i>Magmatismo máfico pós-colisional.....</i>	<i>24</i>
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	24
2.3.1 <i>O Escudo Sul-Rio-Grandense:</i>	
<i>Evolução do pensamento.....</i>	<i>24</i>
2.3.2 <i>O Escudo Sul-Rio-Grandense:</i>	
<i>Considerações estratigráficas e geotectônicas.....</i>	<i>27</i>
2.3.3 <i>O Escudo Sul-Rio-Grandense:</i>	
<i>Registro do Mesoproterozoico.....</i>	<i>28</i>
2.3.4 <i>O uso da geoquímica de rocha total em complexos máfico-ultramáficos do ESRG.....</i>	<i>29</i>
2.4 ORÓGENOS ACRESCIONÁRIOS NEOPROTEROZOICOS.....	31
2.4.1 <i>Acresção juvenil no Escudo Árabe-Nubiano.....</i>	<i>32</i>
2.4.2 <i>O Arco Magmático de Goiás.....</i>	<i>33</i>

2.4.3 O Terreno São Gabriel (<i>Arco de São Gabriel</i>).....	35
2.5 MÉTODOS.....	37
2.6 ANÁLISE INTEGRADORA DOS DADOS.....	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	40
3. Capítulo II – Artigo Pesquisas em Geociências.....	47
4. Capítulo III – Artigo Journal of South American Earth Sciences.....	81
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	114

1. Texto Explicativo da Estrutura da Dissertação

Este trabalho consiste em uma dissertação de mestrado na forma de artigo científico conforme a Norma 103 – Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

A organização da dissertação está em forma de capítulos, sendo o Capítulo I uma introdução com os objetivos do trabalho, a revisão do estado da arte, o contexto geológico regional, os métodos aplicados e a análise integradora dos dados. O Capítulo II é o corpo principal do artigo científico submetido à revista Pesquisas em Geociências. O Capítulo III é o manuscrito submetido à revista Journal of South American Earth Sciences. Neste capítulo optou-se por colocar a ordem de inserção das tabelas em meio ao texto e anexar as tabelas correspondentes no final do manuscrito, a fim de facilitar a sua leitura.

2. Capítulo I - Introdução

2.1 OBJETIVOS

Essa dissertação tem como objetivo apresentar a investigação geológica do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (CMG), uma unidade muito pouco estudada, com raros trabalhos efetuados principalmente da década de 1960, sendo a última publicação oficial sobre esta área datada de 1973 e alguns detalhamentos pontuais publicados nos anais do Congresso Brasileiro de Geologia em 1994.

Tendo em vista que os estudos já existentes não possuem uma investigação detalhada, disponibilizam poucos dados ou dados imprecisos para uma caracterização da evolução geológica desta unidade e das suas relações com as rochas encaixantes, a presente dissertação visa à contribuição para a geologia e estratigrafia do pré-cambriano no Escudo Sul-Rio-Grandense, através da investigação petrológica e geocronológica do CMG.

A sistemática de trabalho proposta teve início na confecção do trabalho de conclusão de curso (Projeto Temático, 2012) do autor, sendo composta pelo mapeamento detalhado, em escala 1:10.000, acompanhado pela coleta de amostras para confecção de lâminas delgadas, análises químicas e análises geocronológicas. A partir do mapeamento, da petrografia e da geoquímica de rocha total, planejou-se a observação dos tipos de contatos com as encaixantes e a separação do complexo em unidades e fácies petrográficas. Com a obtenção de idades de cristalização de zircões, pretendeu-se o posicionamento estratigráfico da unidade estudada na estratigrafia do ESRG e a consequência geotectônica, considerando a singularidade da associação de rochas do Terreno São Gabriel dentro do contexto tectônico da Província Mantiqueira na Plataforma Sul-Americana.

2.2 REVISÃO DO ESTADO DA ARTE

Este capítulo apresenta uma revisão e compilação de trabalhos que abordam diversos aspectos relacionados à petrologia e gênese de intrusões ígneas acamadadas em escala global, bem como a conceituação de alguns processos geotectônicos relacionados neste trabalho e a caracterização de unidades geotectônicas de gênese similar à da área de estudo, cuja evolução geológica principal também ocorreu no Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

2.2.1 Origem e tipos de acamamento magmático

A investigação sobre a origem do acamamento de intrusões magmáticas e correlação desta origem com o conceito de assentamento gravitacional de cristais foi inicialmente publicada em um *memoir* de Wager & Deer (1939) sobre a intrusão de *Skaergaard*. A atualização de conceitos desenvolvida após cerca de duas décadas foi sintetizada em Wager & Brown (1968), que enfatizaram uma abordagem descritiva de quantificação dos processos físicos e químicos que ocorrem em uma câmara magmática. A partir destes trabalhos pioneiros, diversas feições texturais e estruturais foram descritas, tais como acamamento macro e microrítmico com gradação normal e inversa (Parsons & Bercker, 1987; Sorensen & Larsen, 1987) e estruturas de carga, em canal e erosivas (Irvine, 1987). O detalhamento da evolução textural em função da cristalização dinâmica também foi desenvolvido a partir da investigação petrográfica e atribuído ao equilíbrio textural na fase *sub-solidus* (Hunter, 1987; Petersen, 1987). Diversos trabalhos também abordam o modelamento experimental da origem do acamamento (Sparks & Hupert, 1987; Tait & Kerr, 1987).

Os mecanismos de formação de camadas em rochas ígneas são separados em cinco grupos principais (Naslund & McBirney, 1996):

- Mecanismos que operam durante a colocação do magma;
- Mecanismos que operam de acordo com os padrões de convecção do magma;

- Mecanismos que são resultantes de processos mecânicos;
- Mecanismos que resultam das variações em parâmetros intensivos (T, P, P_{H_2O} , fO_2);
- Mecanismos que ocorrem durante os estágios finais de cristalização e resfriamento.

Durante a colocação do magma, os cristais carregados em suspensão em um líquido rico em cristais (fenocristais), gerariam um zoneamento com um extremo sem cristais e um extremo de rocha 100% cristalizada. Este mecanismo daria origem a unidades espessas com limites superior e inferior gradacionais e com distribuições bimodais de tamanho de grão. O movimento de magmas ricos em fenocristais por meio de condutos pode resultar na segregação de fluxo e concentração de cristais em partes específicas de um magma em movimento e este efeito (efeito Bagnold) é característico de intrusões rasas do tipo diques e *sills*.

O modelo de geração de camadas individuais através da injeção de novos pulsos magmáticos é viabilizado apenas para camadas cujas composições podem ser comparadas a composições de lavas ou para camadas que representam apenas uma diferenciação limitada do magma injetado seguida pela remoção do líquido residual. Nestes casos, o líquido injetado ou a mistura entre líquido e cristais devem ter a mesma composição, viscosidade, densidade e temperatura *liquidus* apropriadas para o ambiente tectônico de colocação e formação da intrusão (Naslund & McBirney, 1996).

Dentre os padrões de convecção do magma é importante destacar a **convecção contínua**. Esta consiste na perda de calor na porção superior (*roof*) e a acumulação de cristais na porção inferior (*floor*) da intrusão, o que causaria padrões convectivos instáveis e caóticos (Martin *et al.* 1987). Salienta-se, também, que a convecção em uma coluna de magma de 4 km de comprimento pode ser resultado de um magma na porção superior estar acima da temperatura *liquidus*, enquanto o mesmo magma na porção inferior estaria em torno de 10° abaixo desta temperatura. A partir destas assertivas, pode-se inferir que, em intrusões menores, a transferência de calor da base para o topo

da intrusão é mais eficiente do que em intrusões de maiores dimensões. Uma variação para este padrão de convecção é a **convecção intermitente**, um mecanismo proposto para as unidades cíclicas da intrusão de *Stillwater*, no qual um breve episódio de convecção é seguido por um longo tempo de estagnação (Hess, 1960).

Quando um composto com variações verticais de concentração de dois componentes com diferentes difusividades, gerando efeitos opostos destes componentes na distribuição vertical de densidade, ocorre o tipo de convecção chamada **convecção por dupla-difusão** (Fig. 1). Em um magma basáltico, os efeitos convectivos seriam esperados quando o calor propaga-se na mesma direção que Fe, Mg e/ou Ca, ou quando o calor propaga-se na direção oposta a Si, Na e/ou K. Este mecanismo de convecção, mesmo tendo sido atribuído como mecanismo formador de acamamento ígneo em diversos trabalhos, não deixa clara a forma na qual um líquido acamadado se transformaria em um sólido acamadado. De acordo com McBirney (1985), as células convectivas de dupla-difusão não seriam desenvolvidas em magmas próximos à temperatura *liquidus*, pois a composição e a temperatura não são variáveis independentes (assim como são em experimentos feitos com soluções salinas em tanques).

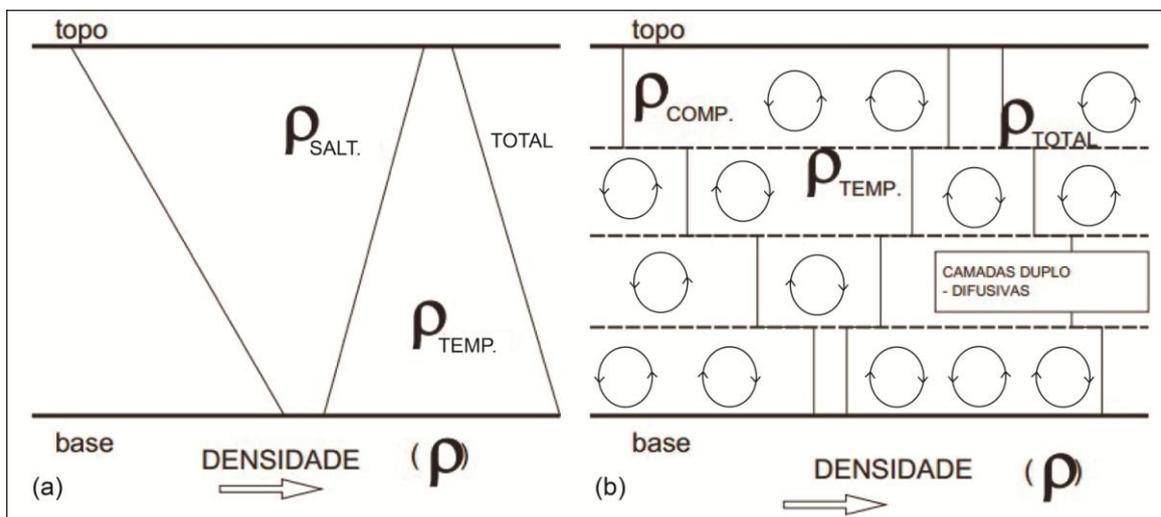


Figura 1 – (a) Gradientes de densidade gerados por salinidade ρ_{SALT} e temperatura ρ_{TEMP} , em uma camada de fluido inicialmente aquecido na base. (b) O mesmo sistema depois de ser quebrado em séries de camadas duplo-difusivas convectivas (modificado de Turner & Campbell, 1996).

A partir dos conceitos de nucleação-difusão e dupla-difusão, McBirney & Noyes (1979) sugeriram um modelo de **cristalização *in situ*** para a origem de microbandamentos, em função da alternância química de camadas enriquecidas e depletadas em determinados elementos. Esta cristalização teria um desenvolvimento a partir das bordas e do assoalho da câmara magmática.

Os processos de seleção mecânica são frequentemente atribuídos a diversas estruturas acamadadas originadas em rochas ígneas e, geralmente são comparadas aos processos geradores de rochas sedimentares em ambiente geológico exógeno. Desde Wager & Brown (1968) para a intrusão de *Skaergaard*, a variação composicional na câmara magmática tem sido atribuída ao **assentamento gravitacional** dos cristais. Este fenômeno é explicado pela Lei de Stokes:

$$V = 2r^2 g(\rho_1 - \rho_2) / 9\eta , \text{ onde:}$$

V = velocidade de uma esfera

R = raio da esfera

ρ_1 = densidade da esfera

ρ_2 = densidade de um líquido newtoniano

η = viscosidade de um líquido newtoniano

g = aceleração gravitacional

McBirney & Noyes (1979) aperfeiçoaram a equação de Stokes, adaptando para líquidos polimerizados (não-newtonianos) e adicionaram uma força proveniente da resistência do magma (σ_y):

$$[r g(\rho_1 - \rho_2) / 3] - \sigma_y > 0$$

O modelo simplista de assentamento gravitacional, após uma análise cuidadosa da densidade e tamanho de grão dos minerais em determinadas camadas de intrusões estratiformes, torna-se questionável, pois a seleção dos grãos não corresponde a uma seleção por mecanismos hidráulicos. Isto sugere

que o assentamento de cristais em sistemas magmáticos não é completamente análogo aos processos de sedimentação clástica (Wilson, 1989).

A similaridade entre os tipos de estratificação em intrusões acamadadas e rochas sedimentares, tais como corte-e-preenchimento, *slumping*, inconformidades angulares e truncamento de camadas, sustentou, também, a ideia de uma deposição por “correntes turbidíticas” (Irvine, 1974). Estas correntes de densidade poderiam se formar a partir da queda de camadas mais densas cristalizadas nas porções de teto da câmara, com uma velocidade maior que a de assentamento gravitacional.

Outros fatores mecânicos que implicariam para a formação de estratos seriam a deformação magmática e compactação, para desenvolvimento da foliação de forma de cristais, e a deformação tectônica, para geração de dobras e *boudinage*.

Em relação aos parâmetros intensivos (T , P , P_{H_2O} , f_{O_2}) atribuiu-se, simplificadaamente, a formação de camadas à diferença nas taxas de nucleação e taxas de crescimento de cristais em sistemas supersaturados (Wager & Brown, 1968). Um modelo mais sofisticado de McBirney & Noyes (1979), envolveu o mecanismo de difusão de calor e de elementos químicos nas camadas de margem da câmara magmática, levando em conta que, se os cristais de uma fase mineral começam a nuclear e crescer, os seus componentes químicos migram e formam uma zona de depleção adjacente ao *front* de cristalização, inibindo novas nucleações. A cristalização de camadas alternadas de óxidos vs. silicatos (ex.: cromita-silicatos ou magnetita-silicatos) pode ser explicada pelas flutuações da fugacidade de oxigênio.

Nos estágios finais da cristalização, a ocorrência de cristais nos interstícios de cumulados é um mecanismo utilizado para explicar a origem de camadas geradas pela alternância de assembleias minerais intergranulares (ex.: ricas em plagioclásio e ricas em piroxênio), que seria resultado da cristalização do líquido intersticial (Goode, 1977). Este tipo de mecanismo também pode ser acompanhado pelo **acamamento críptico**, gerado em função da variação na composição química de certos minerais em ampla escala. Esta variação química ocorre, principalmente, por meio do

decréscimo, desde a base em direção ao topo da câmara magmática, de $Mg/(Mg + Fe)$ em fases máficas e $Ca/(Ca + Na)$ em plagioclásio (Winter, 2001).

De acordo com Ferré *et al.* (2002, 2009), a susceptibilidade magnética dos minerais constituintes das rochas plutônicas máficas acamadadas (magnetita-titanomagnetita, pirrotita, faialita, etc.), é controlada pela variação composicional em diferentes escalas, desde poucos metros até centenas de metros ou até em escala centimétrica (no caso de *Bushveld*). Estas variações resultam em unidades magnéticas, cujos limites superior e inferior são marcados por uma abrupta variação vertical e, assumindo as premissas de que a rocha não sofreu substancial reequilíbrio sub-solidus ou alteração, estas unidades podem refletir a variação na abundância de minerais ígneos. Os tipos de limites refletem processos do tipo: início da cristalização de uma nova fase magmática, interrupção da sequência de cristalização por extração ou recarga da câmara magmática ou intrusão de *sills* pós-solidificação.

2.2.2 Classificação de rochas cumuláticas

A classificação petrográfica de rochas cumuláticas é feita por meio da estimativa do conteúdo de cristais que passaram pelo processo de acumulação (cúmulus) juntamente com a moda dos minerais cuja cristalização ocorreu nos interstícios ou poros gerados (intercúmulus). Wager *et al.* (1960) e Wager & Brown (1967) propuseram uma classificação textural de rochas cumuláticas, que é amplamente utilizada até a atualidade, baseada nas proporções entre cúmulus e intercúmulus, nos diferentes tipos de bordas dos minerais cúmulus e nos crescimentos adcúmulus (Fig. 2). Estes crescimentos são descritos como extensões de um cristal originalmente cúmulus não zonado que possuem a mesma composição inicial do mesmo cristal, podendo ser denominados, também como bordas pós-cúmulus.

Esta classificação separa basicamente:

- **Ortocumulados:** cumulados que consistem, essencialmente, de um ou mais minerais cúmulus juntamente com diferentes minerais produtos de cristalização de um líquido intercúmulus.

Há pouca ou nenhuma comuta entre o líquido intercúmulus e a câmara magmática principal.

- **Adcumulados:** cumulados cujo material intercúmulus é conspícuo ou ausente, com cristalização de crescimentos adcúmulus. O sistema é aberto com trocas entre o líquido intercúmulus e a câmara magmática.
- **Mesocumulados:** cumulados que possuem uma pequena quantidade de material intercúmulus, podendo possuir crescimentos adcúmulus.
- **Heteroadcumulados:** O líquido intercúmulus cristaliza na forma de grandes cristais (oikocristais) que hospedam os minerais cúmulus em textura poiquilítica, podendo haver bordas adcúmulus. Durante a cristalização dos oikocristais, a comunicação entre o líquido intercúmulus e a câmara magmática é mantida.

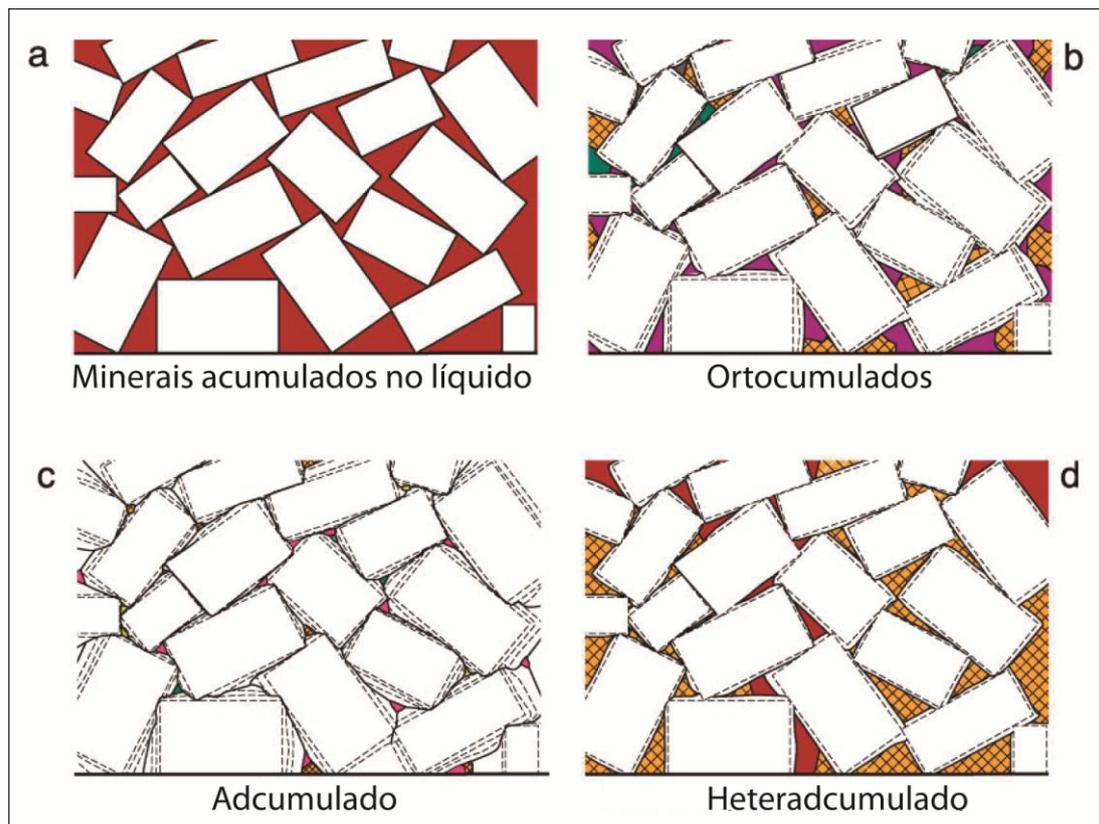


Figura 2 - Classificação textural de rochas cumuláticas. Modificado de Wager & Brown (1967).

2.2.3 Colisão arco-continente

A colisão arco-continente é um dos processos tectônicos mais importantes para a formação de cinturões montanhosos ao longo do tempo geológico. Este tipo de orogenia possui geralmente um curto tempo de duração, durando entre 5 a 20 Ma, apesar de eventos regionais de muito maior tempo de duração também ocorrerem (Brown & Ryan, 2011).

Não existe um modelo que defina unicamente a colisão do tipo arco-continente. Os principais elementos envolvidos neste tipo de colisão são uma margem continental e um complexo de arco-fossa vulcânico intraoceânico (Fig. 3). Como em qualquer margem convergente, uma grande quantidade de vetores e taxas de convergência é possível, assim como a sua mudança ao longo do tempo. Uma possibilidade extrema é que o arco pode terminar como uma margem ativa ao longo de um complexo de subducção completamente diferente do qual foi gerado (Brown *et al.*, 2011).

As principais influências da margem continental na colisão arco-continente incluem a razão de forma (espessura x comprimento) e composição de crosta, fatores que influenciam na susceptibilidade à subducção. Além disso, as diferentes formas da margem passiva levam a diferentes distribuições do *stress* tectônico ao longo dos limites da placa. O arco vulcânico pode apresentar diferentes composições e espessuras nos diversos níveis crustais, o que caracteriza a sua reologia e comportamento durante a colisão. As zonas de subducção intraoceânicas podem fornecer informações relativas às velocidades e vetores da convergência, no entanto o arco intraoceânico é o maior registro do estágio da zona subducção na colisão arco-continente (Brown *et al.*, *op.cit.*)

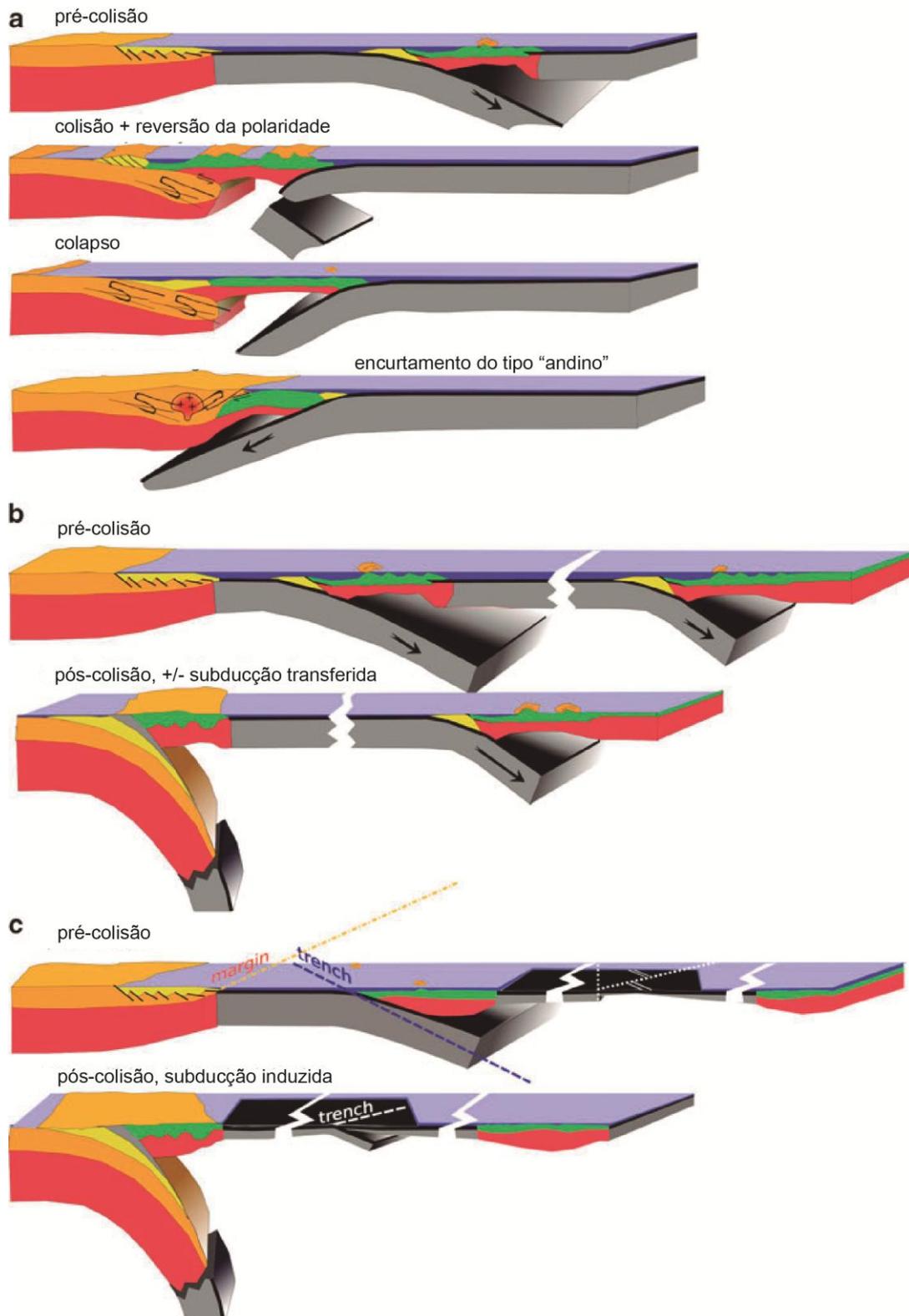


Figura 3 – Modelos tectônicos para colisão arco-continente. (a) A colisão é seguida por inversão de polaridade, colapso e encurtamento. (b) A colisão é associada com uma subducção contínua da margem continental sem desenvolvimento de uma zona de subducção fora do sistema. (c) Colisão envolvendo um arco com a expansão de um *back-arc*. (Modificado de Brown *et al.*, 2011).

2.2.4 Delaminação litosférica

A delaminação litosférica é o destacamento do manto litosférico espessado da crosta sobrejacente durante uma colisão continental causado por instabilidade convectiva (Rayleigh-Taylor), rifteamento, ascensão de pluma ou colisão continental (Fig. 4) (Bird, 1978). No entanto, são considerados também parte do fenômeno o destacamento de placas oceânicas (Sacks and Secor, 1990) e o afundamento da crosta inferior máfica e do manto superior por mudança de fases minerais (Nelson, 1991). As principais consequências da delaminação crustal são o soerguimento regional, o aumento do fluxo de calor, a redução das velocidades sísmicas e o magmatismo máfico (Bird, 1979; Ferrari, 2004).

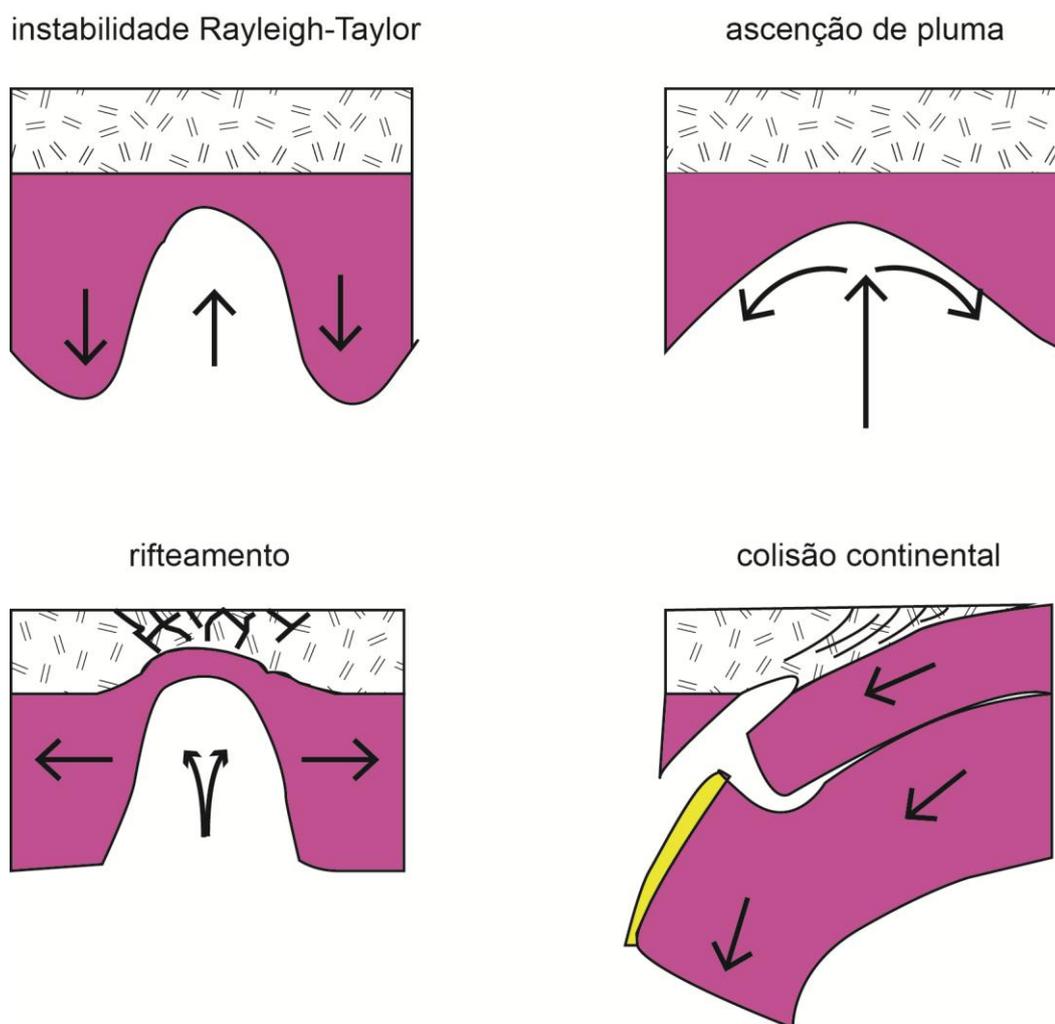


Figura 4 – Causas do processo de delaminação crustal (modificado de Bird, 1979).

O destacamento de litosfera oceânica (densa) da litosfera continental (menos densa) durante uma colisão continental é chamado de *Slab break-off* (Fig. 5). Os modelos para este fenômeno preveem a ressurgência astenosférica gerando magmatismo, a exumação de rochas de alta pressão e o soerguimento e erosão do orógeno (Blanckenburg & Davies, 1995).

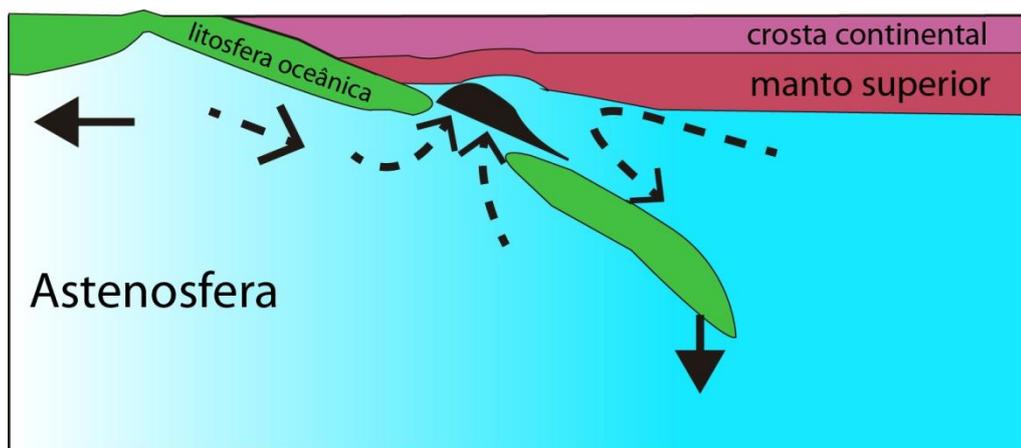


Figura 5 – Modelo esquemático de slab-breakoff e geração de magmatismo máfico (modificado de Ferrari, 2004).

O *Slab Roll-back* (Fig. 6) ocorre quando a placa subductada reverte o movimento original através do manto e seu eixo migra para fora da região do arco, causando extensão do back-arc. Este modelo é mais aplicável para placas mais antigas devido às suas características físicas, tais como menor fluatibilidade e maior densidade (Heuret & Lallemand, 2005).

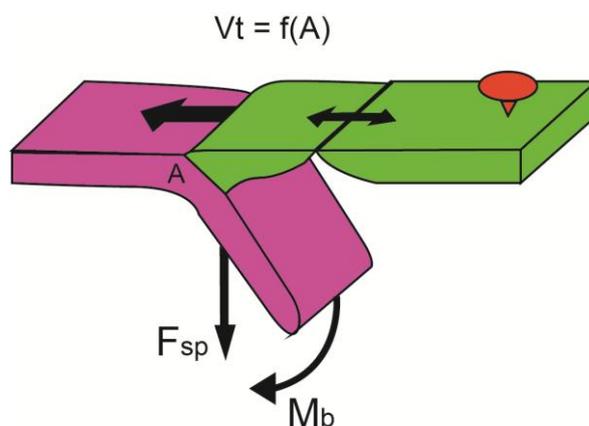


Figura 6 – Modelo de *slab roll-back*. V_t = movimento absoluto da fossa. F_{sp} = força de arrasto da placa. M_b = momento de flexão. A = idade da placa. A placa superior é considerada como fixa (modificado de Heuret & Lallemand, 2005).

2.2.5 Magmatismo máfico pós-colisional

O ambiente pós colisional é um período complexo que pode incluir eventos geológicos tais como grandes movimentações ao longo de zonas de cisalhamento, encurtamento (colisão oblíqua), delaminação litosférica, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de riftes. O magmatismo pós colisional, em volume, é principalmente potássico e em particular cálcio-alcalino alto-K com uma quantidade subordinada de rochas shoshoníticas (Liégeois, 1998). Intrusões com caráter geoquímico toleítico também têm sido descritas em ambientes pós-colisionais (Cottin *et al.*, 1998), sendo representadas principalmente por intrusões acamadadas (Azer & El-Gharbawy, 2011; Cottin *et al.*, 1998; Huang *et al.*, 2003,2007).

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.3.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense – Evolução do pensamento

No século XIX e início do século XX, foram produzidos poucas notas e relatórios conhecidos que se referem às mineralizações de ouro em Lavras do Sul, São Sepé e São Gabriel, de cobre nas minas do Camaquã e Seival, de tungstênio na região do Cerro da Árvore e Sanga Negra e de estanho na região da Campina. Após este período de restrita difusão científica, a geologia do Rio Grande do Sul e do ESRG teve o seu primeiro mapa completo publicado por Carvalho (1932), juntamente com a primeira coluna estratigráfica. Neste trabalho predominavam os conceitos uniformitaristas de uma estratigrafia pré-estabelecida em função dos tipos de rocha e do grau de metamorfismo, com o aumento da idade proporcional ao aumento do grau de metamorfismo.

O mapa geológico de Caçapava-Lavras de Leinz *et al.* (1941) representa um avanço na cartografia geológica regional, no entanto é notável a ausência de falhas nos litodemas mapeados.

A aplicação da teoria da geossinclinal e a cartografia geológica baseada na presença de falhas são apresentadas por Tessari & Picada (1966) no mapa

da Quadrícula Encruzilhada, região de Encruzilhada do Sul. Nota-se, ainda, a aplicação de conceitos uniformitaristas para a confecção sua coluna estratigráfica.

O primeiro trabalho de correlação estrutural geométrica e identificação de sistemas de falhas no ESRG foi publicado por Picada (1971). Neste trabalho são descritas as intrageossinclinais Encantadas, Lavras e Palma e os sistemas de falhas Dorsal de Canguçu, Passo do Marinheiro, Açoteia-Piquirí e Falhas do Noroeste.

Hasui *et al.* (1975) associam faixas de dobramentos com correlações de São Paulo a Montevideo utilizando alguns fundamentos da Teoria da Tectônica de Placas.

A complexidade do cenário tectônico no ESRG é reconhecida por Ribeiro & Fantinel (1978), que por meio de um trabalho de organização de dados e aplicação da tectônica de placas, ainda com conceitos de origem geossinclinal, reconhecem pioneiramente um arco magmático na porção NW do ESRG (na posição do atual Terreno São Gabriel).

Fragoso-Cesar (1980) correlaciona no RS e no Uruguai o Cráton Rio de La Plata (CRLP), infere o fechamento de um oceano antigo, Oceano Charrua e unifica geotectonicamente as unidades da porção leste do ESRG como Cinturão Dom Feliciano (CDF), além de identificar as vergências tectônicas do CDF no sentido do CRLP. A continuidade do trabalho culmina na publicação do primeiro modelo de seção crustal para o ESRG (Fragoso-Cesar *et al.*, 1982a, b).

Soliani Jr. (1986) realiza cerca de 250 análises radiométricas (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e traços de fissão) em diversas unidades geológicas do ESRG e distingue as unidades paleoproterozoicas (transamazônicas) reconhecidas na região de Dom Pedrito (Complexo Granulítico Santa Maria Chico), no Cerro das Encantadas (atual Complexo Encantadas) e na Mata Grande (atual Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande), interpretadas como terrenos de *greenstone belts*, das unidades neoproterozoicas, onde infere através das idades uma evolução mais antiga para os granitoides do Bloco Dom Feliciano na região de Pinheiro Machado-Herval e um pouco mais recentes para os metamorfitos do Bloco São Gabriel.

A partir da compilação de trabalhos de mapeamento geológico e da aplicação do método de correlação cinemática em geologia estrutural, Fernandes *et al.* (1992) sugerem uma sequência de fatos tectônicos envolvendo, no final do mesoproterozoico, a abertura de um oceano (Oceano Adamastor) e, no final do neoproterozoico a colisão entre o CRLP com o Cráton Kalahari na África. São sugeridas, também, duas principais fases de deformação para o ESRG: K1 tangencial seguida de K2 transcorrente.

Costa (1997) caracteriza e aperfeiçoa os dados geofísicos do ESRG já apresentados na literatura (Costa *et al.*, 1994; Fernandes *et al.*, 1995b). Dentre as várias contribuições, destacam-se a separação de três domínios aeromagnéticos (Domínio Aeromagnético W, Domínio Aeromagnético Central e Domínio Aeromagnético Leste) e a identificação de estruturas profundas por gravimetria: (i) Sutura de Porto Alegre, de natureza intracontinental e mergulho para SE, (ii) Sutura de São Gabriel, interpretada como estrutura de colagem orogênica paleoproterozoica, (iii) Lineamento Ibaré, uma rampa lateral com inclinação para N/NE e (iv) Sutura de Caçapava, o limite leste do Terreno São Gabriel.

Chemale Jr. (2000) dá preferência aos dados geocronológicos U-Pb em zircão (TIMS e SHRIMP) e realiza uma avaliação de dados isotópicos de Sm-Nd a fim de discriminar rochas juvenis de rochas não-juvenis e para discussão de idades-modelo. Neste trabalho é introduzido o uso do termo “pluma mantélica” com relevância na geotectônica do ESRG. Outra interpretação importante é o reconhecimento de que as rochas do Terreno Vila Nova (atual Terreno São Gabriel) possuem origem e evolução mais antiga que as do Batólito Pelotas.

Hartmann *et al.* (2007) fazem o trabalho de síntese e interpretação de dados mais recentes disponíveis na literatura, apresentando novos dados isotópicos U-Pb em zircões. São distintos dois arcos magmáticos juvenis no Terreno São Gabriel: um intraoceânico (Arco Passinho, 880 Ma) e um de margem continental ativa (Arco Vila Nova, 850-680 Ma). O Terreno Tijucas é reconhecido como margem passiva do Microcontinente Encantadas (ME) e a colisão do CRLP com o ME é estimado entre 700 – 680 Ma.

2.3.2 O Escudo Sul-Rio-Grandense – Considerações estratigráficas e geotectônicas

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), situado na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1976), é dividido em quatro unidades geotectônicas (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007): (1) Terreno Taquarembó, paleoproterozoico retrabalhado no neoproterozoico; (2) Terreno São Gabriel, neoproterozoico com assinatura juvenil; (3) Terreno Tijucas, gnaisses e metagranitos paleoproterozoicos intercalados tectonicamente com rochas metassedimentares e metavulcânicas neoproterozoicas; e (4) Batólito Pelotas, composto por suítes e complexos graníticos neoproterozoicos com septos do embasamento. O Terreno Taquarembó faz parte do Cráton Rio de La Plata, enquanto as demais unidades constituem o Cinturão Dom Feliciano.

Os dados e publicações existentes indicam o registro de dois ciclos orogênicos no ESRG: Transamazônico (2,26 – 2,00 Ga) e Brasileiro (900 – 535 Ma). As unidades paleoproterozóicas que registram o Ciclo Transamazônico são:

1 - No Terreno Taquarembó: Complexo Granulítico Santa Maria Chico constituído de granulitos félsicos e máficos, paragnaisses, mármore e calcissilicáticas (2,5 a 2,3 para a geração dos protólitos ígneos e 2,02 Ga para o metamorfismo granulítico), representando um arco insular (Philipp *et al.*, 2009).

2 - No Terreno São Gabriel: Gnaisses Neto Rodrigues em Caçapava do Sul (2,4 Ga para a cristalização ígnea, Remus *et al.*, 2000).

3 - No Terreno Tijucas: Complexo Encantadas onde os autores consideram como fragmento do Cráton Rio de La Plata. As idades são paleoproterozoicas (2,26 a 2,25 Ga para o magmatismo e 2,04 e 1,98 para o metamorfismo fácies anfíbolito).

4 - No Batólito Pelotas: Ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos (Gnaisses Porto Alegre com 1,99 Ga para a cristalização de zircões ígneos e 540 para a última fase granítica que se injeta no gnaisse), em um contexto pós-colisional.

O Ciclo Brasileiro, registrado no Cinturão Dom Feliciano é subdividido em dois eventos orogênicos: Evento São Gabriel (860 - 680 Ma) e Evento Dom

Feliciano (650 - 535 Ma) (Chemale Jr. *et al.*, 1994; Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.* 2000, 2007; Chemale Jr., 2000).

O primeiro é registrado no Terreno São Gabriel, onde é constatado o predomínio de rochas juvenis com épsilon Nd positivo com evolução neoproterozoica de 860 Ma até 680 Ma, com idades modelo TDM neoproterozoicas em torno de 1000 - 900 Ma, indicando pouca diferença de tempo entre a extração e a cristalização.

O segundo é registrado no Terreno Tijucas (TT) e no Batólito Pelotas. O registro neoproterozoico do TT é representado simplificadaamente pelo Complexo Porongos, um grupo de rochas metassedimentares e metavulcânicas metamorfizadas e deformadas por mesmos eventos. Zircões detríticos de quartzitos mostram idades mais jovens de 1998 Ma (Hartmann *et al.*, 2004; idade máxima possível do preenchimento da bacia). Idades de 770 a 780 Ma em metariolitos (Chemale Jr, 2000; Hartmann *et al.*, 2000) caracterizam atividade vulcânica sin-deposicional, correlata ao desenvolvimento da bacia. A porção oeste do complexo possui rochas com valores de épsilon Nd negativos, muito evoluídos e idades-modelo bastante altas, indicando embasamento arqueano/paleoproterozoico.

O Batólito Pelotas é uma unidade geotectônica com predomínio de rochas graníticas de idades entre 650 - 550 Ma, descrito com um complexo granítico e seis suítes intrusivas (Philipp, 1998; Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007). Estas rochas apresentam valores negativos e epsilon Nd e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas acompanhadas por idades modelo Nd entre 1,5 - 2,3 Ga indicando contribuição de crosta antiga e material mantélico indicando um ambiente ensialico para o Evento Dom Feliciano.

2.3.3 O Escudo Sul-Rio-Grandense - Registro do Mesoproterozoico

A última publicação de integração de dados e propostas geotectônicas para o ESRG foi publicada por Hartmann *et al.* (2007). Os autores reconhecem a escassa presença de zircões mesoproterozoicos nos arenitos do Grupo Guaritas (última unidade deposicional da Bacia do Camaquã). Até esta data, o registro do mesoproterozoico era incerto e não havia idades desta ordem nas rochas do ESRG disponíveis na literatura.

Chemale Jr. *et al.* (2011) obtiveram duas idades de cristalização calimianas (U-Pb em zircões e em titanitas) para o Anortosito Capivarita, um anortosito do tipo maciço que ocorre na porção NW do Batólito Pelotas (ou Bloco Encruzilhada do Sul). O Calimiano também é registrado nos zircões do Anfibolito Tupi Silveira, um ortoanfibolito que ocorre na porção sul do Terreno Tijucas e é interpretado como uma rocha plutônica máfica metamorfozizada (Camozzato *et al.*, 2013).

No Uruguai, o Mesoproterozoico é registrado em zircões de gabros e lópili-tufos na base de uma sequência vulcanossedimentar do Terreno Nico Pérez, de evolução arqueana-paleoproterozoica (Gaucher *et al.*, 2010), assim como em zircões detríticos de quartzo-arenitos da Formação *Piedras Del Afilar*, em uma bacia ediacarana sobreposta ao Terreno *Piedra Alta*, de evolução paleoproterozoica sem fonte mesoproterozoica, fato que leva os autores a considerarem que os dois terrenos já estavam amalgamados no Ediacarano (Oyhantçabal *et al.*, 2010).

2.3. O uso da geoquímica de rocha total em complexos máfico-ultramáficos do ESRG

O uso da geoquímica de rocha total, principalmente de elementos maiores, em complexos máfico-ultramáficos que, são rochas geradas por diversos processos de acumulação de cristais, é restritamente utilizado para caracterizar a origem do líquido inicial. Este uso é apenas desenvolvido a partir de artifícios de balanço de massa (Miller & Ripley, 1996) com requisitos que incluem: progressão da cristalização unidirecional (ex.: da base para o topo da intrusão), acamamento críptico e de cristais em sistema fechado (ou seja, sem recarga na câmara magmática) e forma tabular da intrusão com grande proporção de comprimento e espessura (20:1, no caso da intrusão de *Sonju Lake*).

No ESRG foram descritos os complexos máfico-ultramáficos Passo do Ivo (Oliveira, 1982), Pedras Pretas (Rego, 1981; Porcher *et al.*, 1995) e Santa Catarina (Porcher *et al.*, 1995). Constata-se a persistente utilização de diagramas propostos para a composição de líquidos, tais como AFM (Irvine & Baragar, 1971); FeT + Ti – Mg – Al (Jensen, 1976), MgO – CaO - Al₂O₃, além

de diagramas comparativos entre complexos ofiolíticos e complexos estratiformes intracratônicos.

A busca bastante evidente de komatiitos no ESRG a fim de definir um *greenstone belt* semelhante às rochas arqueanas do continente africano levou diversos autores às conseqüentes interpretações tais como: “Infere-se que o corpo tenha-se formado de minerais máficos de um magma toleítico magnésiano, que se diferenciou segundo um *trend* komatiítico” (Oliveira, 1982) ou “[...] a reavaliação dos dados geoquímicos do Complexo (Pedras Pretas) levaram os autores a considerá-lo como originado da cristalização fracionada a partir de um magma de afinidade komatiítica” (d’Avila *et al.*, 1985).

Porcher *et al.* (1995) também utilizaram-se da litogeoquímica com os dados do Complexo Pedras Pretas e do Gabro Santa Catarina e interpretaram os evidentes *trends* cumuláticos, complementados pelo alto teor de Al_2O_3 e Ba nos plagioclásio-cumulados e alto teor de MgO, Ni, Cr e Co nos olivina-cumulados, como *trends* de Mg-toleítos e komatiitos.

2.4 ORÓGENOS ACRESCIONÁRIOS NEOPROTEROZOICOS

O Ciclo Brasileiro/Pan-Africano culminou na amalgamação do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico – Cambriano (Fig. 7). Este orógeno é um extenso complexo de suturas que abrangem os continentes da porção sul do Planeta (Stern *et al.*, 2012).

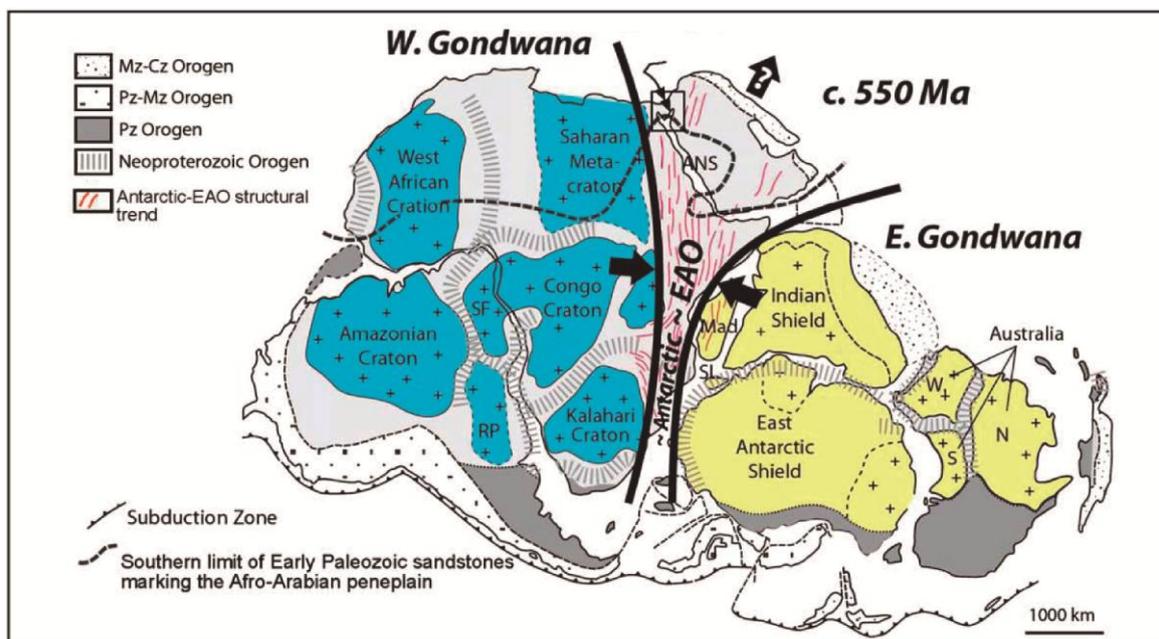


Figura 7 – Reconstrução paleoambiental do Supercontinente Gondwana no Cambriano. Pz Orogen = orógeno paleozoico, Pz-Mz Orogen = orógeno paleozoico-mesozoico, Mz-Cz Orogen = orógeno mesozoico-cenozoico. Fonte: Avigad & Gvirtzman, 2009.

A acreção de crosta juvenil é bem representada em grandes terrenos (> 1000 km de extensão) no Escudo Árabe-Nubiano. Na América do Sul, os terrenos de acreção juvenil neoproterozoica ocorrem na Faixa Brasília, representados pelo Arco Magmático de Goiás, de cerca de 500 km de extensão (Pimentel & Fuck, 2002), e no Terreno São Gabriel ou Arco de São Gabriel (Hartmann *et al.*, 2011), de extensão máxima de 90 km, cerca de 6.000 km². Um breve resumo sobre a geologia destas unidades é apresentado nesta seção.

2.4.1 Acresção juvenil no Escudo Árabe-Nubiano

O Escudo Árabe-Nubiano (EAN) é formado por rochas pré-cambrianas expostas nas proximidades do Mar Vermelho, porção oeste Arábia Saudita e na porção nordeste do continente africano (Fig. 8). A trama tectônica compreende a colagem de arcos de ilha neoproterozoicos (850-670 Ma) com uma crosta mais antiga na sutura que divide o Gondwana Leste do Gondwana Oeste por volta de 640 Ma seguida por um extenso magmatismo granítico cálcio-alcálico, subordinadamente alcálico, entre 630-600 Ma (Morag *et al.*, 2011).

A evolução proposta para a acresção juvenil no EAN inicia com a cristalização de rochas plutônicas de cerca de 870 Ma. O registro de cristalização de plutônicas mais jovens que se tornam mais enriquecidas em elementos incompatíveis indica uma evolução de 760 Ma até cerca de 740 Ma. Um período de magmatismo máfico de associação do tipo TTG é registrado em: (i) tonalitos, granodioritos e outras rochas máficas, cálcio-alcálicas baixo-K, de cerca de 720 Ma; (ii) plutônicas máficas de mesma assinatura geoquímica de 715-710 Ma; (iii) granitoides cálcio-alcálicos de 690 Ma e (iv) no Tonalito Hafafit de 677 ± 9 Ma (Stern & Abdelsalam, 1998).

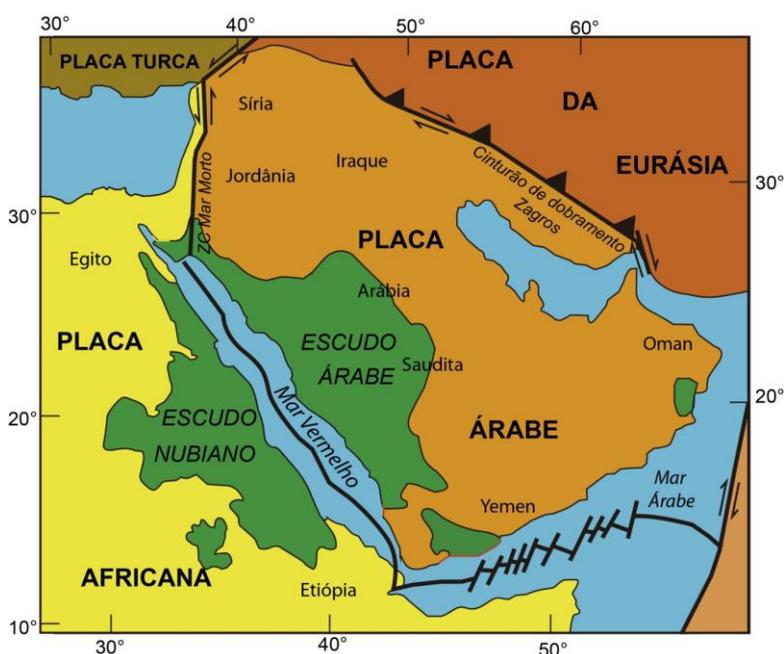


Figura 8 – Mapa geotectônico com as exposições atuais do Escudo Árabe-Nubiano (modificado de Johnson & Woldehaimanot, 2003).

2.4.2 O Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás (AMG) (Pimentel & Fuck, 1992) é constituído por diversas seqüências metavulcanossedimentares associadas à ortognaisses tonalíticos e graníticos, formando um extenso terreno neoproterozoico juvenil ao longo da porção oeste da Faixa Brasília. Duas áreas principais representam a crosta juvenil neoproterozoica: Arenópolis e Mara Rosa.

A seção do Arco de Arenópolis é composta por: (1) ortognaisses cálcio-alcalinos metamorfizados na fácies epidoto anfíbolito com idades entre 940 e 630 Ma, baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores de ϵNd positivos; (2) Granitos miloníticos metaluminosos à levemente peraluminosos, cálcio-alcalinos alto K, idades (Rb-Sr) em torno de 690-470 Ma, baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, idades Sm/Nd T_{DM} entre 0,95 e 1,1 Ga, com ϵNd positivos; (3) Sequências metavulcanossedimentares com valores positivos de ϵNd . O Arco de Mara Rosa também é composto por uma associação de ortognaisses cálcio-alcalinos de 856 ± 13 Ma, com idades Sm/Nd T_{DM} de 0,9 a 1,0 Ga e valores positivos de ϵNd , além de metasupracrustais com idades de metamorfismo (Sm-Nd em granada e rocha total) que revelam dois episódios metamórficos: um de 760 Ma e outro de 610 Ma. (Pimentel *et al.*, 2000).

A síntese da evolução tectônica do AMG é apresentado por Pimentel *et al.* (2004) e sumarizados abaixo:

1. 890-800 Ma – Formação de sistemas de arcos de ilhas intraoceânicos (vulcânicas cálcio-alcalinas, plutônicas tonalíticas e dioríticas).
2. 800 Ma – Intrusão das séries inferiores de complexos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) em ambiente de back-arc.
3. 770-760 Ma – Metamorfismo de alto grau (registrado nos complexos acamadados e nas rochas do Arco de Arenópolis). Colisão entre a porção norte do AMG e a borda leste do continente São Francisco.

4. 760-680 Ma – Período de quiescência ígnea (inclinação rasa da zona de subducção e limitada fusão da cunha do manto sobreposta).
5. 670-600 Ma – Intensa atividade ígnea máfica (tonalitos, granodioritos, granitos, corpos máfico-ultramáficos) no AMG e no Complexo Anápolis-Itauçu.
6. 630-600 Ma – Pico do metamorfismo Brasiliano em todas as rochas da Faixa Brasília.
7. < 600 Ma – Soerguimento regional e magmatismo pós-orogênico bimodal.

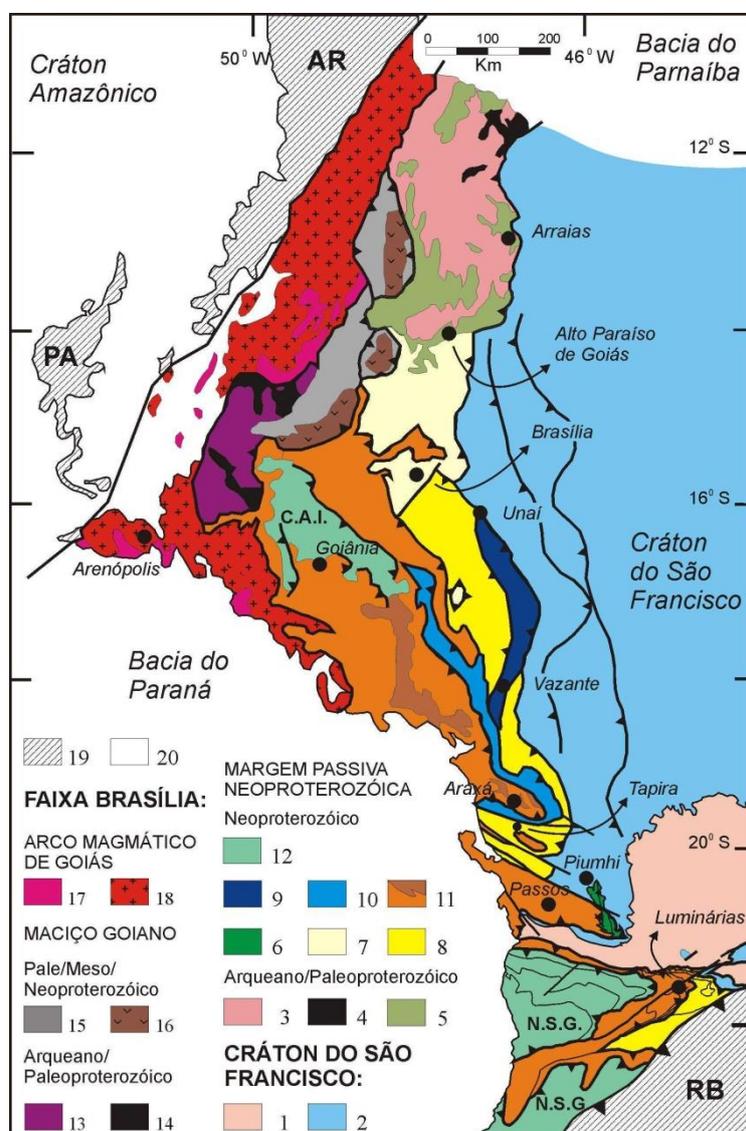


Figura 9 – Mapa das faixas móveis entre o Cráton São Francisco e o Cráton Amazônico mostrando o AMG (unidades 17 – Arenópolis - e 18 – Mara Rosa).

2.4.3 O Terreno São Gabriel (Arco de São Gabriel)

O Terreno São Gabriel (TSG) possui uma forma alongada segundo a direção N20°- 30°E e é delimitado ao sudeste pela anomalia magnetométrica de Caçapava do Sul (Costa, 1997), ao sudoeste pela Zona de Cisalhamento Ibaré e ao norte pela cobertura sedimentar fanerozóica da Bacia do Paraná. As principais unidades do TSG são associações litológicas relacionadas às fases de desenvolvimento do Arco de São Gabriel (Philipp *et al.*, 2008, 2012) e estão justapostas tectonicamente como faixas alongadas limitadas por zonas de cisalhamento dúcteis e, *sensu* Hartmann *et al.* (2007), são rochas juvenis de idades neoproterozóicas. As principais associações de rochas são:

- Dioritos e metadioritos com idades em torno de 900-860 Ma (Diorito Passinho).

- Paragneisses (gneisses quartzo-feldspáticos, metapelitos, mármore, parafibrolitos e gneisses calci-silicáticos) com lentes de metaultramáficas, metagabros e anfibolitos, que compõem o Complexo Cambaizinho.

- Xistos magnesianos e serpentinitos com lentes de metagabros, metaperidotitos e metapiroxenitos (Complexos Ultramáficos Cerro Mantiqueiras, Passo do Ivo, Cerro do Ouro e Arroio Lajeado).

- Sequências metavulcanossedimentares com metavulcânicas de afinidade cálcio-alcálica de cerca de 750 Ma (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1999) dos Complexos Palma e Bossoroca.

- Gneisses tonalíticos a dioríticos cálcio-alcálicos baixo a médio-K com xenólitos de paragneisses (Complexo Cambaí) de 740 a 720 Ma (Babinski *et al.*, 1996; 1997).

- Tonalitos, dioritos, granodioritos, complexos máfico-ultramáficos com pouca ou sem deformação no estado sólido de 705 a 680 Ma (Hartmann *et al.*, 2011; Simões *et al.*, em prep.) da Suíte Lagoa da Meia-Lua.

- Rochas metassedimentares dos Complexos Passo Feio e Arroio Marmeleiro.

Após a colisão do Cráton Rio de La Plata com o Cráton Kalahari, o TSG foi coberto parcialmente pelas rochas vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã (620 – 490 Ma) e intrudido por granitoides tardi a pós colisionais cálcio-alcálicos alto-K a alcálicos (590 – 520 Ma).

A evolução tectônica do TSG foi proposta por Saalman *et al.* (2006), que reconheceram quatro fases de deformação (D1, D2, D3 e D4) nas rochas deste terreno. A fase D1 é a fase formadora de S1 paralela à Sn-1, a fase D2 tem como principal característica o cavalgamento com topo para SE/ESE sob condições de temperatura de fácies anfíbolito no pico do metamorfismo, a fase D3 desenvolve-se a partir do regime transpressional em zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de direção NE-SW sob condições metamórficas de fácies xistos-verdes a anfíbolito inferior e a fase D4, de caráter rúptil-dúctil, é responsável por um cavalgamento para SE/E sob condições de retrometamorfismo. Na parte inferior do Complexo Palma, no Complexo Cambaizinho e no Complexo Cambaí foram identificadas as fases D1 e D2 sucedidas pelas fases tardias D3 e D4. Já na parte superior do Complexo Palma, na Suíte Intrusiva Lagoa da Meia-Lua e na Suíte Intrusiva Sanga do Jobim, são identificadas apenas as fases D3 e D4. A utilização de técnicas de geologia estrutural pelos autores é resumida em uma seção esquemática interpretativa para o Terreno São Gabriel.

Ao contrário dos autores acima citados, Fernandes *et al.* (1994) já haviam sugerido que as estruturas presentes na fábrica de maior temperatura, subtraindo-se o efeito da deformação posterior, possuem atitude subhorizontal, com lineações minerais e de estiramento de orientação E-W e baixo caimento. Os padrões de lineação em rochas metaultramáficas e os indicadores cinemáticos de rochas metaplutônicas apontaram uma direção de transporte tectônico E-W, porém com sentido de movimento contraditório (topo para E e topo para W). Já os indicadores cinemáticos do tipo foliação-*fish* em mármore dos complexos supracrustais, apontam um transporte tectônico de E para W. As estruturas penetrativas de direção E-W geradas sob condições de temperatura de fácies anfíbolito-médio são controladas por uma grande antiforme aberta com eixo E-W com plano axial de alto mergulho.

Com base nos dados disponíveis na literatura pode resumir-se a evolução do Arco de São Gabriel:

- Magmatismo diorítico em torno de 900-850 Ma (arco intraoceânico Passinho);
- Evolução de bacias sedimentares com vulcanismo de aproximadamente 750 Ma (arco continental ou intraoceânico).

- Cessão do magmatismo por cerca de 100 Ma e novo magmatismo tonalítico a diorítico baixo-K entre 740-720 Ma.
- Metamorfismo regional orogênico entre 720-710 Ma.
- Magmatismo máfico-intermediário entre 705 e 680 Ma, após a colisão.

2.5 MÉTODOS

Os métodos utilizados neste trabalho são divididos em: **(1)** etapa de campo, **(2)** etapa de laboratório e **(3)** etapa de integração dos dados.

(1) Na etapa de campo foram descritos 33 pontos e compiladas informações de 44 pontos de UFRGS (1997) para a confecção de um mapa geológico detalhado (1:10.000) da área de estudo. Coletou-se amostras para petrografia, análises geoquímicas de rocha total e para separação de zircões. As medidas estruturais foram feitas com a utilização da regra-da-mão-esquerda em bússola do tipo brunton.

(2) Foram selecionadas 14 amostras para a obtenção de lâminas delgadas e 01 seção polida junto ao Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do CPGq - UFRGS. As amostras laminadas foram descritas e fotografadas em um microscópio de luz transmitida e refletida, marca MEIJI pertencentes ao DEMIPE - IGEO. Para determinar os valores percentuais de cada mineral foi realizada uma contagem modal de 400 pontos por lâmina e o teor de An dos plagioclásios foi medido através da combinação das técnicas de macla simples e dupla-macla.

Para o estudo da geoquímica de rocha total foram selecionadas criteriosamente 25 amostras na etapa de campo, para serem submetidas às análises químicas, a fim de determinar a sua composição em relação aos elementos maiores, traços e terras-raras.

Após a realização das etapas de cominuição e da aquisição da fração indicada, as amostras foram enviadas para o *Acme Analytical Laboratories Ltd.* (Goiânia - GO). O laboratório utiliza, para os elementos maiores, a técnica ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*), com limite de detecção de 0,01% e para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, com limite de detecção de 1 a 5 ppm. Para os demais elementos-traço e elementos terras raras será

utilizada a técnica ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

As análises geocronológicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) e os procedimentos de separação mineral foram procedidos por uma seleção criteriosa da amostra, tendo em vista a baixa quantidade de zircões em rochas máficas e ultramáficas, e realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências – UFRGS na seguinte ordem: cominuição, bateia, separação eletromagnética, catação.

A preparação de amostras tem como objetivo a separação de cristais de zircão para posterior confecção de seções polidas com concentrados desta fase mineral. Esta etapa é realizada através de diversos procedimentos que são baseados nas principais características do zircão: alta densidade e ausência de magnetismo.

A cominuição da amostra consistiu na sua desagregação por marreta ou prensa hidráulica em frações centimétricas (~ 5 cm), para posterior introdução no britador de mandíbulas, que reduz a amostra a frações de ± 2 cm. Peneirou-se em malha de 0,5 cm e introduziu-se a amostra no moinho de discos, onde a amostra ficou em frações menores que 0,5 mm. Após novo peneiramento, em malha de 0,5 mm, obteve-se uma fração muito fina da amostra que foi levada à bateia, onde as frações pouco densas foram excluídas da amostra.

Com um concentrado de minerais densos da amostra, realizou-se a etapa de separação eletromagnética. Esta separação é realizada no separador eletromagnético *Frantz*, que gera diversos concentrados separados por diferentes amperagens. Nas frações de mais baixa amperagem, tende-se a concentrar minerais como zircão, apatita e rutilo (podendo conter pirita). Este concentrado foi levado posteriormente a uma lupa de mesa, aonde os cristais de zircão foram catados para a confecção das seções polidas que foram posteriormente imageadas por catodoluminescência.

O CPGEO – USP possui um espectrômetro de massa do modelo *Neptune*. O viés de massa foi corrigido pelo padrão de titanita de Khan (522.3 ± 2.3 Ma por TIMS, Heamen, 2009) e para o zircão é utilizado o padrão GJ (600 Ma, Elholou, *et al.* 2006). A configuração utilizada no Laser foi: energia = 6 mJ,

taxa de repetição = 5 Hz, tamanho do spot = 25 – 38 μm , gás portador de Hélio = 0.35 + 0.5 L/min.

(3) A partir dos dados obtidos no mapeamento e da petrografia preliminar foi realizada a diagramação do mapa e perfil geológico em *softwares* de vetorização gráfica. Os dados estruturais foram tratados no *software Stereo32*. Com estes primeiros dados foi possível submeter o primeiro artigo na revista Pesquisas em Geociências, intitulado “Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS”.

Os dados de litogeoquímica foram analisados a partir do tratamento no *software* GCDKit para a geração de diagramas comparativos. Para a geração de isócronas com os dados geocronológicos utilizou-se o *software* ISOPLOT.

2.6 ANÁLISE INTEGRADORA DOS DADOS

Os dados de campo permitiram a separação do CMG em três unidades, sendo uma delas composta por três fácies. As estruturas subhorizontais foram afetadas pela movimentação de falhas normais. Petrograficamente estas unidades mostram caráter cumulático, com acumulação de minerais de alta temperatura de cristalização. Os dados geoquímicos separaram estas unidades quimicamente, apontando o caráter cumulático das mesmas. A datação dos zircões indicou uma idade associada aos processos pós-colisionais no Terreno São Gabriel.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 7: 45-80.

Avigad, D., Gvirtzman, Z., 2009. Late Neoproterozoic rise and fall of the northern Arabian-Nubian Shield: the role of lithospheric mantle delamination and subsequent thermal subsidence. *Tectonophysics* 77, 217–228.

Azer, M.K., El-Gharbawy, R.I. 2011. Contribution to the Neoproterozoic layered mafic-ultramafic intrusion of Gabal Imleih, south Sinai, Egypt: Implication of post-collisional magmatism in the north Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences*, 60, 253-272.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274.

Bird, P. 1979. Continental Delamination and the Colorado Plateau: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 7561–7571.

Bird, P. 1978. Initiation of Intracontinental Subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83, 4975-4987.

Brown, D., Herrington, R.J., Alvarez-Marron, J. 2011. Processes of arc-continent collision in the Uralides, In: *Arc-Continent Collision: The Making of an Orogen* (D. Brown y P. Ryan, eds), Springer Frontiers in Earth Science Series.

Brown, D., Ryan, P., *Arc-Continent Collision: The Making of an Orogen*. 2011. In: *Arc-Continent Collision: The Making of an Orogen* (D. Brown y P. Ryan, eds), Springer Frontiers in Earth Science Series.

Camozzato, E., Philipp, R.P., Chemale Jr., F. 2013. Idades Estaterianas e Calimianas no Domo da Vigia: o Complexo Vigia, o Metagranito Seival e o Anfibolito Tupi Silveira, Bagé, RS. In: *XIV SNET - Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 2013, Chapada dos Guimarães, MT..

Carvalho, P.F. de. 1932. Reconhecimento geológico do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, *Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira*, 66: 1-72.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.

Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 1: p.626.

Chemale Jr., F., Philipp, R. P., Dussin, I. A., Formoso, M. L. L., Kawashita, K., Bertotti, A. L. 2011. Lu Hf and U Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. Precambrian Research, v. 186, p. 117-126.

Costa, A. F. U. 1994. Modelamento Gravimétrico da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. In: XXXVIII Congresso Brasileiro da SBG, 1994, Camburiú, SC.

Costa, A.F.U. 1997. Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Tese de Doutorado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 291 p.

Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L., Liecegeois, J.P. 1998. Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. Lithos 45, 197–222.

Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., Kraemer, G., Koster, E. 1994. Outline Of The Tectonic Evolution Of Part Of The Magmatic Arc Assemblage Ii: The 'Cambaí Complex' Of Lavras do Sul (Rs). In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú (SC). Boletim de Resumos Expandidos, 1994. v. 1. p. 256-258.

Fernandes, L.A., Tommasi, A. & C.C. Porcher. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. Journal of South American Earth Science, 5(1):77-96.

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 II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 375-384.

Ferrari, L. 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico; Geology 32 77–80.

Ferré, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S., 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. Tectonophysics 354, 1–23.

Ferré, E.C., Maes, S.M. and Butak, K.C. 2009. The magnetic stratification of layered mafic intrusions: natural examples and numerical models. *Lithos*, 111, 1-2, 83-94.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5: 2879 - 2891.

Fragoso Cesar, A.R.S., Wernick, E. & Soliani JR, E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano, SE da Plataforma Sul-Americana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. Anais. Salvador: SBG. V. 1; p. 1-12.

Fragoso Cesar, A. R.S. , Wernick, E., Soliani Jr, E. 1982. Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma Contribuição Através da Aplicação do Modelo de Tectônica de Placas. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, 1982, Salvador - BA. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. v. 1. p. 13-23.

Gaucher, C, Frei, R., Chemale Jr., E, Frei, D. Bossi, J. Martinez, Gabriela, Chiglino, L, Cernuschi, E. 2010. Mesoproterozoic evolution of the Rio de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *International Journal of Earth Science* 100, 273-288.

Goode, A.D.T. 1977. Intercumulus igneous layering in the Kalka Layered Intrusion, central Australia. *Geological Magazine*, 114 , pp 215-218.

Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S, Vasconcellos, M. A. Z. 2004 . Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, Estados Unidos, v. 46, p. 127-157.

Hartmann, L.A.; Chemale, Jr., F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (eds.), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: UFRGS-PETROBRAS, p.97-123.

Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., 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., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753 680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R. & A.M. Coimbra. 1975. The Ribeira Folded Belt.. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (4): 257-266.

Hess, H.H. 1960. Stillwater Igneous Complex, Montana. Geol. Soc. Amer. Memoir 80, 230p.

Heuret A.S., Lallemand, 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31-51.

Huang, F., Li, S., Dong, F., Li, Q., Chen, F., Wang, Y.; Yang, W. 2007. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China. *Lithos*, 96, 151-169.

Huang, F., Li, S., Zhou, H., Li, H. 2003. U-Pb isotopic geochemistry of the post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie Mountains. *Science in China (Series D)*, 46, N. 4, 320-332.

Hunter, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. In *Origins of Igneous Layering* (I. Parsons, ed). NATO AS1 Series C196, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht 453-71.

Irvine, T. N., 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geological Society of America Memoir* 138, 240 pp.

Johnson, P.R., Woldehaimanot, B. 2003. Development of the Arabian-Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen and the assembly of Gondwana. In: Yoshida, M., Windley, B.F. & Dasgupta, S. 2003. *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geol. Soc. Lon. Special Publications, 206, 289-325.

Leinz, V., Barbosa, A.F. & Teixeira, E.A. 1941. Mapa geológico Caçapava-Lavras. *Boletim da Diretoria da Produção Mineral* (90): 1–39.

Liégeois J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45:xv-xvii.

Martin, D., Griffiths, R. W. & Campbell, I. H. 1987. Compositional and thermal convection in magma chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 465-475.

McBirney A. R. and Noyes, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 20, 487-554.

McBirney, A. R. 1985. Further considerations of double-diffusive stratification and layering in the Skaergaard Intrusion. *J. Petrol.*, 26, 993-1001.

Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E., Harlavan, Y., 2011. Crustal evolution and recycling in the northern Arabian-Nubian Shield: new perspectives from zircon Lu–Hf and U–Pb systematics. *Precambrian Research* 186, 101–116.

Naslund, H.R., & McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G.(ed.) *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., 1-43.

Nelson, K.D. 1991. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results. *Geophysical Journal International* 105 (1), 25 – 35.

Oyhantçabal P., Slegesmund S., Wemmer K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201 - 220.

Parsons, I. & Becker, S. M. 1987. Layering, compaction and post-magmatic processes in the Klokken intrusion. In: *Origins of Igneous Layering* (edited by Parsons, I.). Reidel, Dordrecht, 29 - 89.

Petersen J. S. 1987. Solidification contraction: another approach to cumulus processes and the origin of igneous layering. In *Origins of igneous layering* (ed edited by Parsons, I.). Reidel, Dordrecht, .505 – 526.

Philipp R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 255p.

Philipp, R. P., Bitencourt, M. F., Junges, S. L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia.

Philipp, R. P., Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, v. 19, p. 461-478.

Philipp, R.P., Bitencourt, M.F., Junges, S. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Cambaí and Cambaizinho Complexes, São Gabriel Terrane, south Brazil: implications for the evolution of the Vila Nova Arch in Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences* (submetido).

Philipp, R.P.; Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F. 2009. Significado geotectônico das unidades Paleoproterozóicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. Simpósio 45 Anos de Geocronologia do Brasil, USP, Instituto de Geociências, Boletim de Resumos Expandidos, p. 283-285.

Philipp, R.P., Machado, R., Chemale Jr., F. 2007. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.; (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 59-77.

Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. Anais, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 25, São Paulo, 1: 167-191.

Pimentel, M. M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n.4, p. 375-379.

Pimentel, M. M., Fuck, R.A ; Gioia, S.M. 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n.1, p. 35-39.

Pimentel M.M., Jost H. & Fuck R. A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Carneiro Dal Ré & B.B. Brito Neves (org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Ed. Beca. p. 335-368.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R. 2000. The link Between Hydrothermal Epigenetic Copper Mineralization and the Caçapava Granite of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Grã Bretanha, v. 13, n.2.

Ribeiro, M. & L.M. Fantinel. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense : I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, Porto Alegre, 5: 19-54.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic juvenile São Gabriel belt, southern Brazil — constraints on Brasiliano orogenic evolution of the La Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 204–227.

Sacks, P.E., and Secor, D.T. 1990. Delamination in collisional orogens. *Geology*, v. 18, p. 999-1002.

Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 425 p.

Sorensen, H. & Larson, L. M. 1987. Layering in the Ilimaussay alkaline intrusion, South Greenland. In: *Origins of Igneous Layering* (edited by Parson, I.). Reidel, Dordrecht, 1-28.

Sparks, R. S. J. and Huppert, H. E. 1987. Laboratory experiments with aqueous solutions modeling magma chamber processes. I. Discussion of their validity and geological application. In: *Origins of Igneous Layering*, (I. Parsons, ed.), Reidel, 527-38.

Stern, R.J, Ali, K.A., Abdelsalam, M. G., Wilde, S.A., and Zhou, Q. 2012. U-Pb Zircon geochronology of the eastern part of the Southern Ethiopian Shield. *Precambrian Research* 206-297, 159-167.

Stern, R. J. and Abdelsalam, M.G. 1998. Formation of Juvenile Continental Crust in the Arabian-Nubian shield: Evidence from Granitic rocks of the Nakasib Suture, NE Sudan. *Geologische Rundschau* 87: 150-160.

Tait, S.R. and Kerr, R.C. 1987. Experimental modeling of interstitial melt convection in cumulus piles. In: *Origins of igneous layering* (I. Parsons, ed.) D.Reidel, Dordrecht, 569-87.

Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS, Brasil. DNPM. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral (124): 1-147.

Turner, J.S. & Campbell, I.H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 23:255-352.

Von Blanckenburg, F. & Davies, J. H. 1995. Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120–131.

Wager, L. R. & Brown, G. M. 1967. *Layered igneous rocks*. Edinburgh & London: Oliver & Boyd, 588 pp.

Wager, L. R. & Deer, W. A. 1939. Geological investigations in East Greenland. Part 3, the petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddr Grønland* 105 (4): 1-352.

Wager, L.R., Brown, G.M. and Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *J. Petrol.* 1, 73-85.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Chapman & Hall. 466 p.

Winter, J.D. 2001. *An Introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice-Hall, 697p.

**3. CAPÍTULO II – ARTIGO PESQUISAS EM
GEOCIÊNCIAS**

Porto Alegre, 30 de julho de 2013.

Ao
Matheus S. Simões e colaboradores

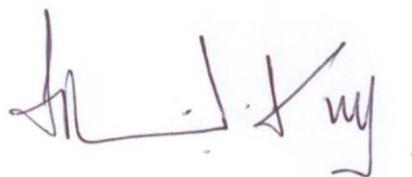
Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, Rio Grande do Sul: magmatismo pós-colisional no Terreno São Gabriel, Cintural Dom Feliciano.*

Autor(es): **Matheus S. Simões, Ruy Paulo Philipp, Milton Luiz L. Formoso & Eduardo Camozzato.**

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127, Sala 209
CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.
Tel.: +55.51.3308.7386 - Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS

Geology of the Mafic-Ultramafic Mata Grande Complex, São Sepé, RS

Matheus Silva SIMOES¹, Ruy Paulo PHILIPP², Milton Luiz Laquintinie FORMOSO², Eduardo CAMOZZATO³

¹ Curso de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (matheus.simoies@ufrgs.br);

² Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, (ruy.philipp@ufrgs.br)

³ Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS; CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG - Porto Alegre, Faculdade de Geologia/UNISINOS

O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (CMG), localizado no município de São Sepé, porção NW do Escudo Sul-Rio-Grandense, é uma intrusão acamadada com cerca de 5 km² que mantém contatos através de falhas normais com gnaisses do Complexo Cambaí ao SW, com os xistos magnesianos e serpentinitos do Complexo Arroio Lajeado ao SE e com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná ao N. Neste trabalho foram descritas três unidades de rochas cumuláticas: Unidade Máfica (UM), Unidade Ultramáfica (UUM) e Unidade Transicional (UT). A principal estrutura primária identificada é um acamamento composicional/textural milimétrico a centimétrico e uma intercalação de camadas das unidades em escalas de afloramento e regional. As rochas da UM cristalizaram a partir da acumulação de cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de olivina, além de fases minerais intercúmulus, que representam de 24% a 41% de líquido intersticial aprisionado nesta acumulação. Na UT, a acumulação de plagioclásio e olivina ocorreu em proporções muito próximas, com uma menor proporção do líquido aprisionado (cerca de 15%). As amostras da UUM evidenciam uma acumulação principal de olivina com plagioclásio intercúmulus mais uma proporção do líquido intersticial (20%). Todas as unidades do CMG são afetadas pelo metamorfismo de contato causado pelo Granito São Sepé, sob condições de temperatura equivalentes às das fácies albita-epidoto *hornfels* e hornblenda *hornfels*. O CMG representa uma exposição do magmatismo máfico pós-colisional, marcando o fim da evolução do Evento São Gabriel. Feições de deformação *subsolidus* indicam um processo de compactação durante a fase final de cristalização e resfriamento.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno São Gabriel, Complexo Mata Grande, Magmatismo Máfico, Magmatismo Pós-colisional

The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex (MGC), located at São Sepé municipality, NW portion of the Sul-Rio-Grandense Shield, is a 5 km² layered intrusion which maintains contacts by normal faults southwest with the gneisses of the Cambaí Complex, southeast with magnesian schists and serpentinites of the Arroio Lajeado Complex and in north with the sedimentary rocks of the Paraná Basin. Three cumulatic rock units were described in this paper: Mafic Unit (MU), Ultramafic Unit (UMU) and Transicional Unit (TU). Preserved primary structures are compositional/textural millimetric to centimetric layering with no mineral lineation, outcrop scale intercalation and regional intercalation. UM rocks crystallized from accumulation of plagioclase crystals and, in less proportion, olivine crystals, and also from intercumulus phases, representing 24% - 41% of the interstitial trapped liquid in the accumulation. In UT, plagioclase and olivine accumulation occurred in very close proportions, with a minor trapped liquid proportion (~ 15%). UUM samples shows olivine principal accumulation with intercumulus plagioclase plus trapped liquid (20%). All CMG units are affected by contact metamorphism caused by São Sepé Granite, under albite-epidote hornfels and hornblende hornfels temperature conditions. The CMG is an exhibition of post-collisional mafic magmatism and characterize the end of the evolution of the São Gabriel Event. *Subsolidus* deformation features indicates a compaction process during final crystallization and cooling phases.

Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Mata Grande Complex, Mafic Magmatism, Post-collisional magmatism

1. INTRODUÇÃO

As intrusões máfico-ultramáficas acamadadas têm sido associadas a diferentes tipos de ambientes tectônicos: *rifts* intracontinentais (Miller & Rippley, 1996; Iljina *et al.*, 2001), *rifts* de margem continental (McBirney, 1996; Gladcezenko *et al.*, 1997; White *et al.*, 2008), LIPs (*large igneous provinces*) continentais (Ferris *et al.*, 1998; Ferré *et al.*, 2002), províncias continentais anorogênicas (McCallum, 1996; Eales & Cawthorn, 1996), margens convergentes (Eyuboglu *et al.*, 2010; 2011) e ambientes pós-colisionais (Azer & El-Gharbawy, 2011; Huang *et al.*, 2003,2007).

Os mecanismos responsáveis pelo acamamento magmático são separados em cinco grupos principais: 1) mecanismos que operam durante a colocação do magma; 2) mecanismos que operam de acordo com os padrões de convecção do magma; 3) mecanismos que resultam de processos mecânicos; 4) mecanismos que resultam das variações nos parâmetros

intensivos (T, P, P_{H_2O} , f_{O_2}); 5) mecanismos que ocorrem durante os estágios finais de cristalização e resfriamento (Naslund & McBirney, 1996).

Wager & Brown (1968) adotaram o conceito de assentamento gravitacional de cristais baseado na Equação de Stokes como principal mecanismo para a formação de acamamento ígneo na Intrusão de Skaergaard. A equação foi aperfeiçoada por Mc Birney & Noyes (1979), que a adaptaram para líquidos silicáticos (não-Newtonianos). A deposição por “correntes turbidíticas” já foi atribuída para explicar características de intrusões estratiformes que, em campo, se assemelham com estruturas sedimentares (*slumping*, corte-e-preenchimento, inconformidade angular e truncamento de camadas). Estas correntes de densidade teriam origem na queda de camadas do teto da câmara magmática (Irvine, 1974).

O modelo de assentamento gravitacional, após uma análise cuidadosa da densidade e tamanho de grão dos minerais em determinadas camadas de intrusões estratiformes, torna-se questionável, pois a seleção dos grãos não corresponde a uma seleção por mecanismos hidráulicos. Isto sugere que o assentamento de cristais em sistemas magmáticos não é completamente análogo aos processos de sedimentação clástica (Wilson, 1989). Modelos de acamamento dinâmico e por fluxo magmático foram propostos para a Intrusão de Skaergaard (McBirney & Nicholas, 1997) e a identificação de acamamento dinâmico e não-dinâmico foi descrito para o mesmo complexo (Boudreau & McBirney, 1997).

O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (CMG), localizado no município de São Sepé, porção NW do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), é uma intrusão acamadada com cerca de 5 km² que mantém contatos através de falhas normais com os gnaisses do Complexo Cambaí ao SW e com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná ao N. Ao SE, mantém contatos intrusivos com os xistos magnesianos e serpentinitos do Complexo Arroio Lajeado.

A primeira definição do CMG como Coronito de Mata Grande (Issler *et al.*, 1967), foi proposta por meio de aspectos de campo, onde este foi descrito como um maciço alongado de acordo com as estruturas regionais NE, e por descrições petrográficas, com a identificação de coronas de piroxênio e anfibólio em torno de cristais de olivina. Dados geocronológicos pelo método K-Ar apresentados por Issler *et al.* (1973) indicaram uma idade paleoproterozoica

da ordem de 2 Ga, posicionando o CMG na base da estratigrafia do ESRG. Posteriormente, Rego *et al.* (1994) utilizaram dados de química de rocha total e química mineral em gabros e peridotitos do CMG, identificando um *gap* composicional no teor de MgO entre ambos os litotipos, além de plagioclásios cálcicos e olivinas magnesianas (Fo₈₅, An₇₈ nos peridotitos e Fo₇₉, An₇₃ nos gabros).

No mapeamento de parte da Folha Vila Nova na escala 1:25.000 (UFRGS, 1997), o CMG foi incluso na Sequência Arroio Lajeado do Complexo Bossoroca e foi individualizado em duas fácies: fácies gabróica e fácies peridotítica. Na fácies gabróica foram descritas a estratificação magmática primária (S₀) no seu núcleo, marcada pelo assentamento gravitacional dos cristais de plagioclásio, e texturas cúmulus, intercúmulus e pós-cúmulus. Na fácies peridotítica também foram descritas estruturas magmáticas primárias de assentamento gravitacional dos cristais de plagioclásio e, em ambas as fácies, foram descritas coroas de reação da olivina com lamelas simples (piroxênio) ou duplas (ortopiroxênio e anfibólio).

O objetivo principal deste trabalho é apresentar uma discussão sobre as relações de campo, a estratigrafia, os aspectos texturais e mecanismos de diferenciação do Complexo Mata Grande com base na integração do mapeamento geológico de detalhe com dados estruturais e análise petrográfica.

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), situado na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1976), é dividido em quatro unidades geotectônicas (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007): (1) Terreno Taquarembó, paleoproterozoico retrabalhado no neoproterozoico; (2) Terreno São Gabriel, neoproterozoico com assinatura juvenil; (3) Terreno Tijucas, gnaisses e metagranitos paleoproterozoicos intercalados tectonicamente com rochas metassedimentares e metavulcânicas neoproterozoicas; e (4) Batólito Pelotas, composto por suítes e complexos graníticos neoproterozoicos com septos do embasamento (Figura 1A). O Terreno Taquarembó faz parte do

Cráton Rio de La Plata, enquanto as demais unidades constituem o Cinturão Dom Feliciano.

A área de estudo está posicionada no Terreno São Gabriel (TSG), uma unidade geotectônica com caráter juvenil, relacionada aos estágios de fechamento oceânico e edificação do arco magmático São Gabriel durante o Ciclo Brasileiro (Figura 1B). A construção deste terreno ocorreu entre 850-680 Ma, durante a orogênese São Gabriel (Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.*, 2007, 2011; Philipp *et al.*, 2008, 2014), cujo pico colisional foi definido em torno de 715-719 Ma (Hartmann *et al.*, 2011). O TSG é constituído por uma associação de metagranitoides e ortognaisses de composição diorítica a granodiorítica (Complexo Cambaí, 735-705 Ma), com septos de paragnaisses, xistos magnesianos e serpentinitos (Complexo Cambaizinho), intercalados com rochas máficas e ultramáficas e lentes de mármore, justapostos a sequências metavulcanossedimentares (Chemale Jr. *et al.*, 1995; Babinski *et al.* 1996; Hartmann *et al.*, 2011). Este conjunto de rochas é intrudido, após o pico colisional, pelas unidades da Suíte Lagoa da Meia Lua (705-680 Ma), uma associação de gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos com ausência de deformação no estado sólido que ocorrem próximos a localidade de Vila Nova do Sul e na Vila da Palma, município de São Gabriel. Os corpos desta suíte possuem formas alongadas dispostas de acordo com a Zona de Cisalhamento Dúctil Palma-Vila Nova do Sul de direção N30-40°E, que corta o TSG. O último evento que afeta o TSG é a intrusão de granitoides pós-colisionais pertencentes a orogênese Dom Feliciano (Babinski *et al.*, 1997; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007).

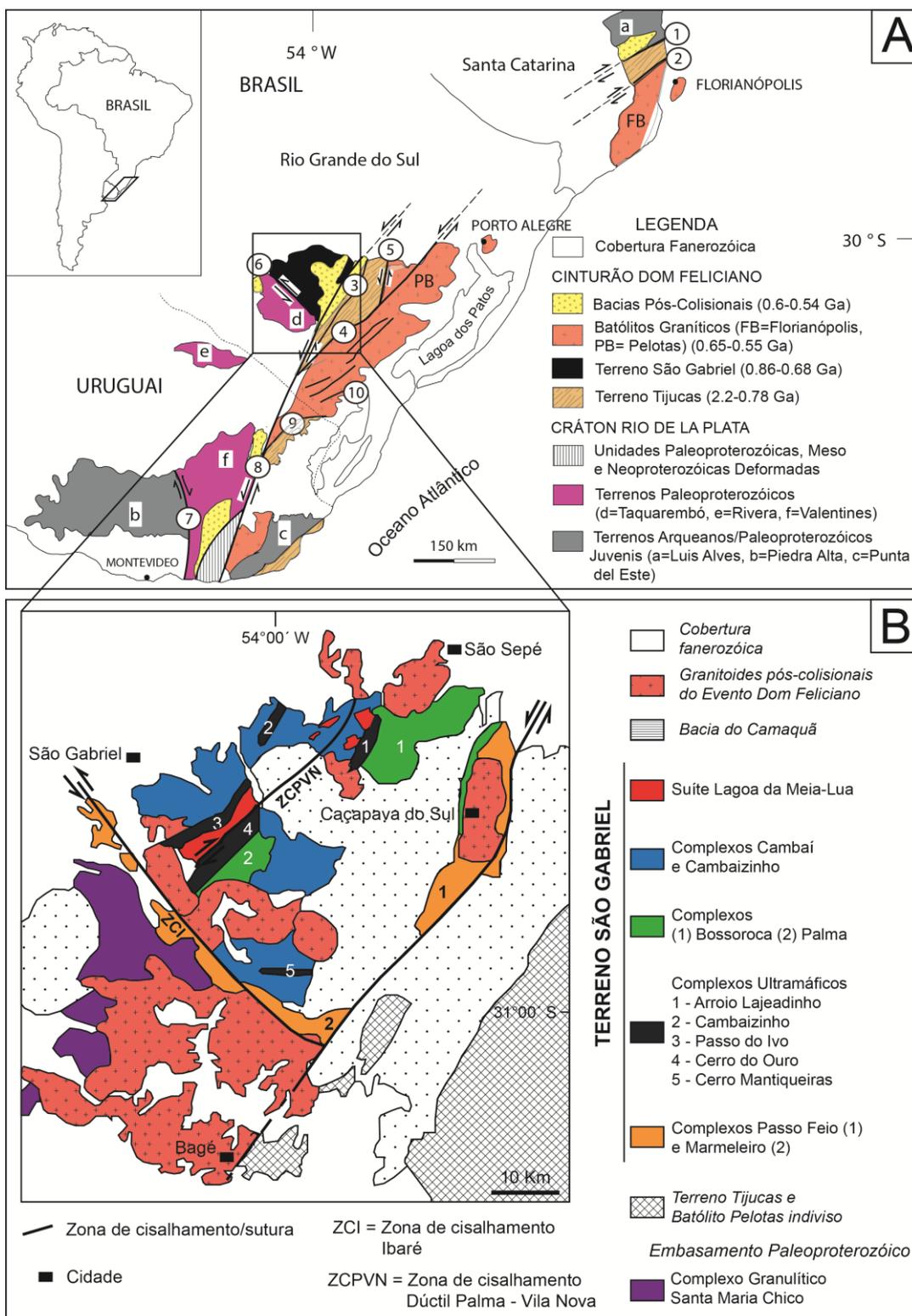


Figura 1 – (A) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Fonte: Philipp *et al.* (2014), modificado de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2010). (B) Unidades geológicas do Terreno São Gabriel (modificado de Philipp *et al.*, 2008).

2.1 Geologia do CMG

O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (Simões, 2012) constitui um corpo contínuo com forma pouco alongada segundo a direção N-S, limitado ao norte, oeste e sul por falhas normais. O contato com os xistos magnesianos ao leste é intrusivo. As rochas do CMG foram separadas em três unidades distintas: unidade ultramáfica, unidade máfica e unidade transicional (Fig. 2). A unidade ultramáfica ocorre preferencialmente na porção norte do corpo enquanto a unidade máfica é dominante. Na unidade máfica foram reconhecidos três fácies petrográficas distintas caracterizadas principalmente por variações granulométricas: (i) fácies equigranular muito grossa, (ii) fácies equigranular média a grossa e (iii) fácies equigranular média a fina. Estas fácies apresentam uma disposição em camadas subhorizontais. A disposição espacial das unidades e das fácies observadas caracteriza um corpo acamadado que ainda apresenta sua forma original. Todas as unidades apresentam acamamento composicional milimétrico a centimétrico caracterizado por variações modais de fases como olivina, plagioclásio e piroxênio, comumente acompanhadas por mudanças texturais vinculadas à variação do tamanho de grão (Fig. 3). O CMG é intrudido por injeções métricas de biotita sienogranitos equigranulares (IC ~5) com quartzo globular pertencentes ao Granito São Sepé, cujo corpo principal dista cerca de 2 km da área estudada.

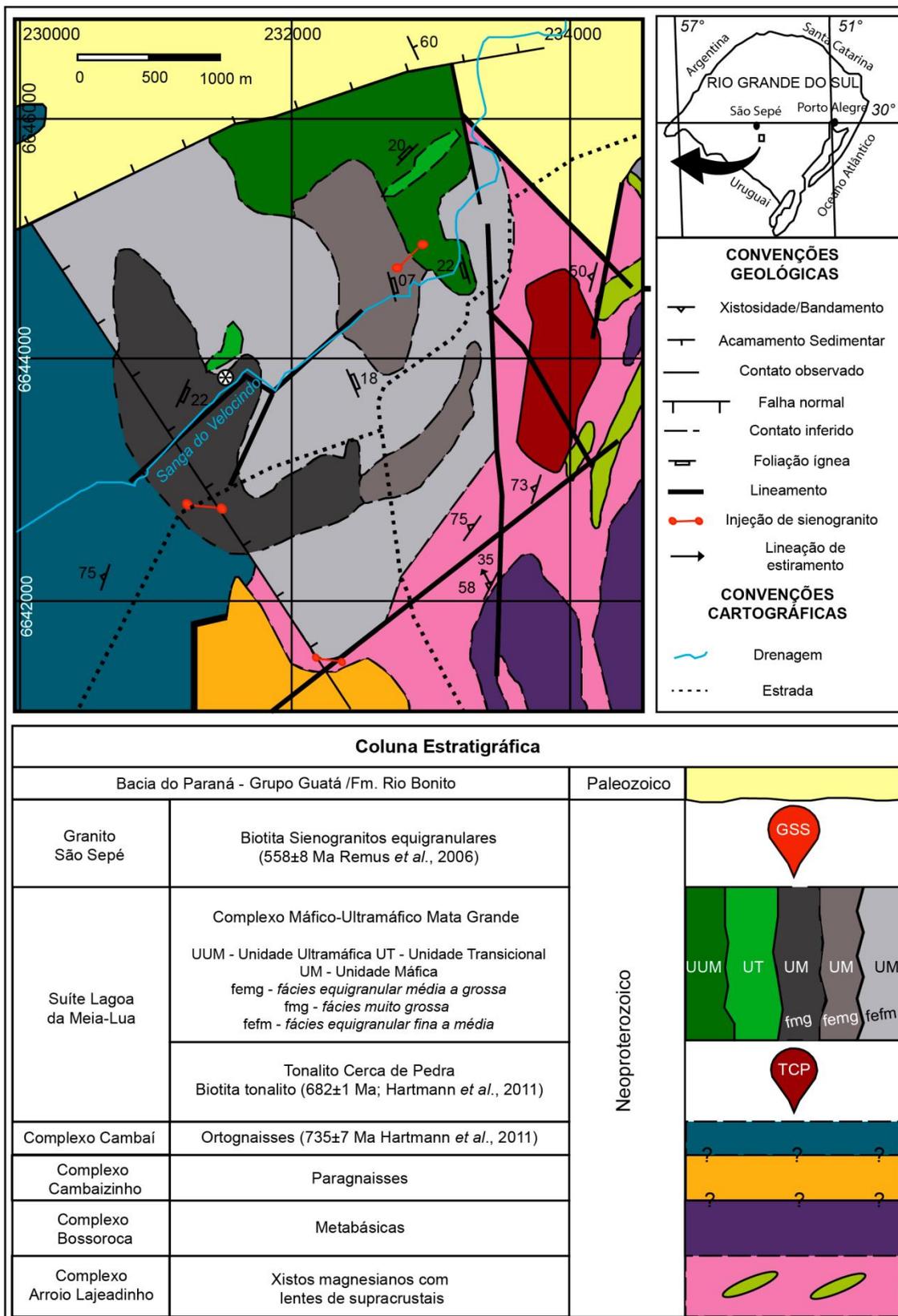


Figura 2 – Mapa geológico da região de Mata Grande, depois de Simoes (2012) e UFRGS (1997).

A **Unidade Máfica (UM)** é composta por olivina gabronoritos com hornblenda, hornblenda noritos e metagabros, apresentando uma variação composicional e textural bem definida que permitiu sua separação em três fácies principais. A **Fácies Equigranular Fina a Média (FEFM)** apresenta textura equigranular hipidiomórfica fina a média, com plagioclásio prismático euédrico marcando uma foliação de forma representada pela orientação preferencial do seu maior eixo. Os minerais máficos são essencialmente piroxênio e anfibólio com formas amebóides e olivina prismática euédrica ou globular. A **Fácies Equigranular Média a Grossa (FEMG)** mostra uma textura equigranular hipidiomórfica média a grossa, com plagioclásio prismático euédrico e piroxênio e anfibólio ameboides além de olivina euédrica globular. É comum a presença de estrutura maciça ou acamamento composicional e textural, sendo a foliação de forma do plagioclásio incipiente ou ausente. A **Fácies Heterogranular Muito Grossa (FMG)** possui plagioclásio prismático euédrico (2-7 cm), em textura subofítica nos piroxênios ou ameboides intergranular; além de anfibólio prismático euédrico, localizadamente ameboides. A estrutura das rochas é geralmente maciça, apresentando raramente foliação de forma dos plagioclásios. Em alguns afloramentos, esta fácies possui injeções de dioritos de granulometria muito fina, com contatos irregulares interlobados, contendo fragmentos de metagabros e xenocristais corroídos de plagioclásio. Em algumas exposições, as rochas da UM ocorrem cortadas por fraturas retilíneas preenchidas por quartzo translúcido, podendo apresentar pirita e pirita+calcopirita disseminadas. Outro aspecto da UM, é a ocorrência de injeções de um biotita sienogranito de textura equigranular fina a média, provavelmente correlato ao Granito São Sepé.

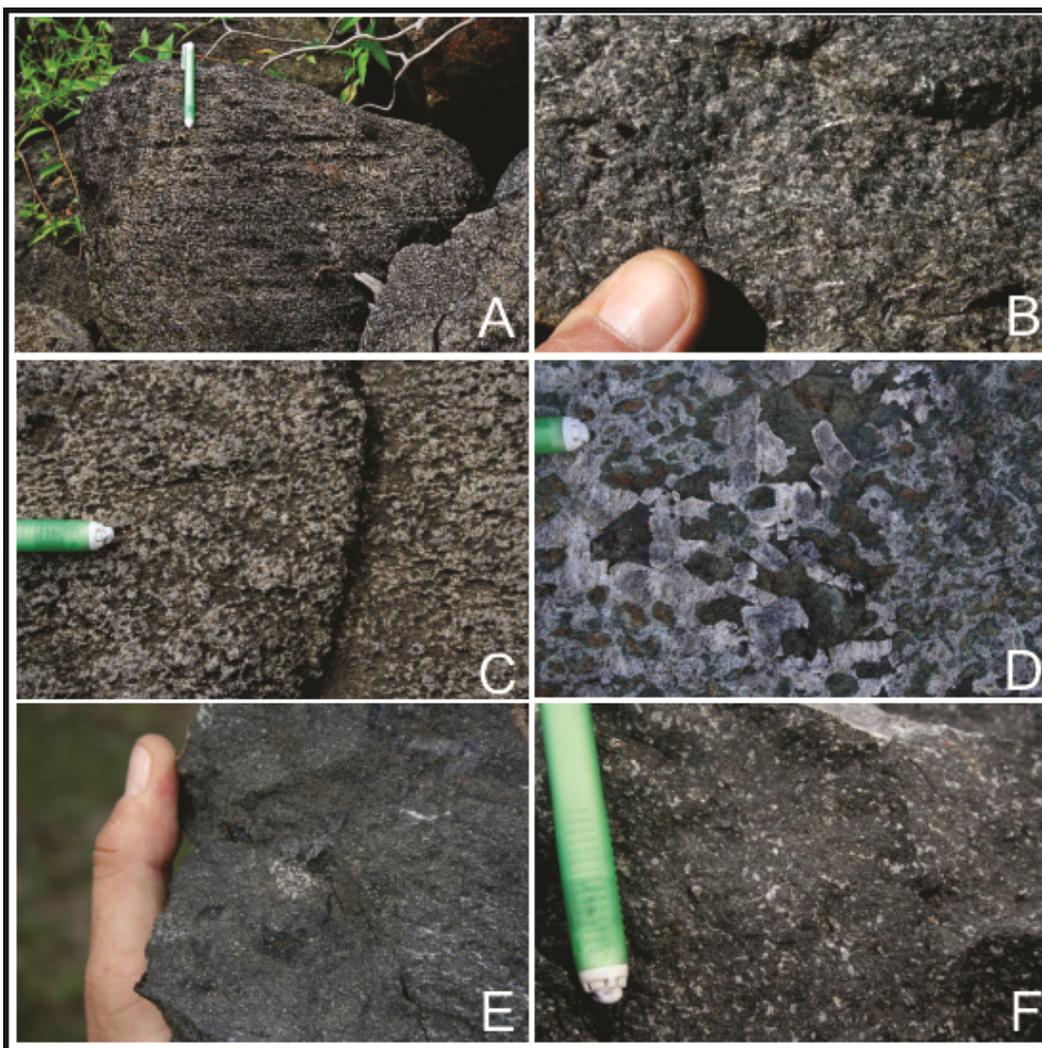


Figura 3 - Aspectos de campo e texturas macroscópicas do CMG. (A) Acamamento composicional/textural na unidade máfica. (B) Foliação de forma do plagioclásio na FEFM da unidade máfica. (C) Gabro da FEMG com foliação incipiente. (D) Gabro da FMG sem foliação, com plagioclásio em textura poiquilítica como inclusão do piroxênio. (E) Peridotito da UUM. (F) Troctolito da UT com plagioclásio ameboide. (Fotos: Ruy Paulo Philipp).

A **Unidade Ultramáfica (UUM)** é composta por peridotitos e serpentinitos de estrutura maciça, com plagioclásio ameboide intergranular, olivina prismática euédrica ou globular, piroxênio e anfibólio prismáticos ou ameboides.

A **Unidade Transicional (UT)** é constituída por troctolitos compostos por plagioclásio prismático ou ameboide intergranular, marcando uma foliação de forma através da orientação do seu maior eixo ou através de agregados milimétricos alongados, piroxênio e anfibólio ameboides e olivina prismática euédrica ou globular intergranular. A expressão “Unidade Transicional” é

utilizada para referir as rochas nas quais o teor de plagioclásio ocorre muito próximo ao limite que define petrograficamente, os campos entre peridotitos e melagabros de Streckeisen (1973, 1976). Estas rochas são caracterizadas, ainda, por um teor de magnetita muito mais alto que observado nas rochas da Unidade Máfica.

A disposição do acamamento ígneo e da foliação de forma está afetada por falhas normais de direção N50°E e N70°W (Fig. 4). O acamamento ígneo mostra em geral, uma disposição subhorizontal que, próximo a zonas de falhas, apresenta-se basculado (Figura 5). As relações de campo entre as unidades máfica, ultramáfica e transicional do CMG são intercalações e repetições de camadas tabulares. Estas intercalações são definidas em escala métrica em afloramento por intercalações de camadas subhorizontais da unidade ultramáfica com rochas da unidade máfica ou através de intercalações regionais entre as três unidades.

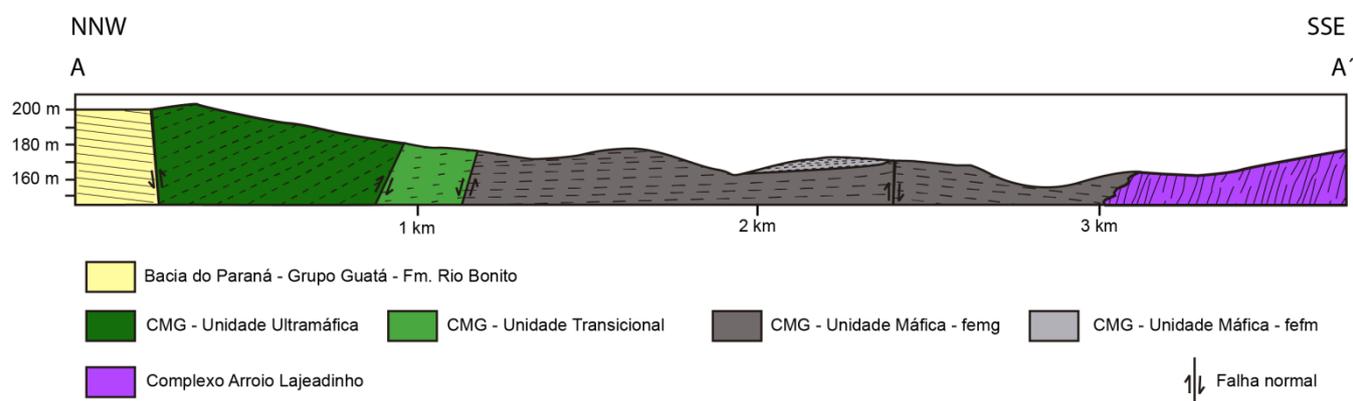


Figura 4 – Seção geológica ilustrativa do CMG.

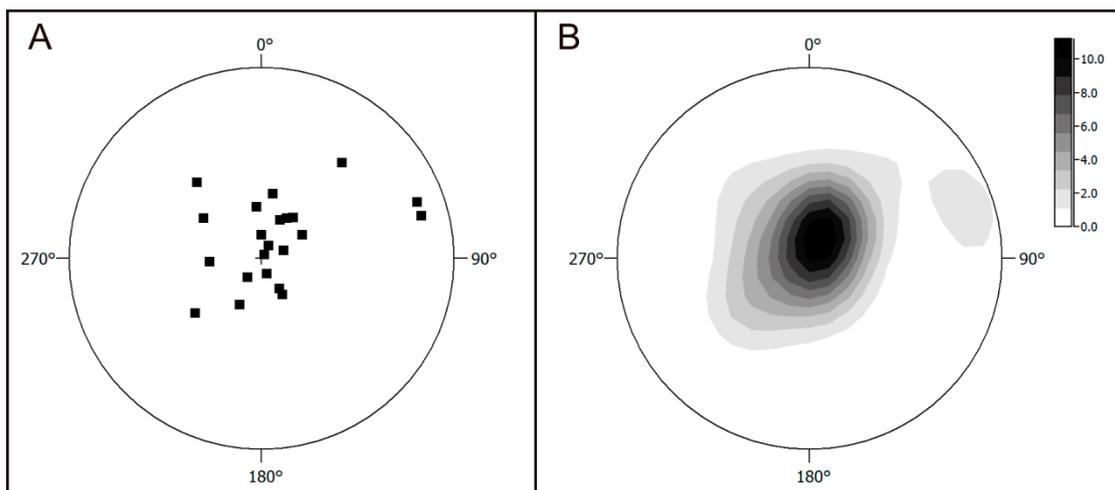


Figura 5 - (A) Estereograma dos polos de planos de acamamento composicional ígneo primário e foliação de forma mineral nas unidades do CMG. Os mergulhos são sub-horizontais (67,85%) entre 2° e 22° e subverticais (32,15%) entre 28° e 75°. N = 28. (B) Diagrama de contorno dos dados da figura A. Densidade média = 1.33, densidade máxima = 11.2.

3. METODOLOGIA

Na etapa de campo foram descritos 33 pontos e compiladas informações de 44 pontos de UFRGS (1997) para a confecção de um mapa geológico detalhado em escala 1:10.000 da área de estudo. Foram selecionadas 14 novas amostras para a obtenção de lâminas delgadas e 01 seção polida junto ao Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As amostras foram descritas e fotografadas em um microscópio de luz transmitida e refletida, marca MEIJI. Para determinar os valores percentuais de cada mineral foi realizada uma contagem modal de 400 pontos por lâmina e o teor de An dos plagioclásios foi medido através da combinação das técnicas de macla simples e dupla-macla.

4. PETROGRAFIA

A percentagem modal calculada a partir da contagem de pontos é apresentada nas tabelas 1 e 2 para as rochas que apresentam pouca transformação metamórfica na mineralogia primária das três unidades amostradas.

Tabela 1 – Resultado da contagem modal (400 pontos/lâmina) das amostras da UM. Plg = plagioclásio; Oliv = olivina; Hip = hiperstênio; Enst = enstatita; Aug = augita; Hb = hornblenda; Srp/boul = serpentina/boulingita; Ser = sericita (mica branca); op = opacos (indiscriminados); Phl = flogopita; Qz = quartzo; Carb = carbonato; Idd = iddingsita; Mag = magnetita; Talc = talco; Clin = clinocloro.

Unidade	Máfica				
Fácies	fefm	femg			
Amostra	MS – 32 A	MS – 18 A	MS – 02 A	MS – 17 A	MS – 22 B
Plg	55,3	40	45	55	42,5
Oliv	14	21	15	15,5	0
Hip	5,8	7	13	12	0
Enst	0	13	0	0	0
Aug	10,5	11,5	14	5	0
Hb	8	0	9	10	43,5
Srp/boul	2,3	1	1	1	0
Ser	1	Tr	Tr	Tr	Tr
op	2,5	2	1	0,8	9,5
Phl	0,3	0	0	0	2
Qz	0	0	0	0	Tr
Carb	0	0	0	0	2,5
Idd	0	0	0	0	0
Mag	Tr	4,5	2	0,7	Tr
Talc	0	0	0	0	0
Clin	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100

Tabela 2 – Resultado da contagem modal (400 pontos/lâmina) das amostras da UT e UUM. Plg = plagioclásio; Oliv = olivina; Hip = hiperstênio; Enst = enstatita; Aug = augita; Hb = hornblenda; Srp/boul = serpentina/boulingita; Ser = sericita (mica branca); op = opacos (indiscriminados); Phl = flogopita; Qz = quartzo; Carb = carbonato; Idd = iddingsita; Mag = magnetita; Talc = talco; Clin = clinocloro.

Unidade	Transicional		Ultramáfica		
	MS – 25	MS –05 A	MS – 33 A	PMG - B	MS – 21 A
Plg	35	20	5,5	7	0
Oliv	30,2	50,3	49,6	49,5	33,5
Hip	10	4,3	1,5	4,5	0
Enst	0	4,15	0	4,5	0
Aug	3	0	3,3	7	2
Hb	1	2	7	5	3
Srp/boul	7	8	19,4	14,5	31,5
Ser	1	0,8	0,6	Tr	Tr
op	9	0,9	1	Tr	4
Phl	0	0	2	0	0
Qz	0	0	0	0	Tr
Carb	0	0	0,5	0	0,5
Idd	3,8	Tr	0	0	0
Mag	8	9,55	9,6	7	21
Talc	0	0	Tr	Tr	0
Clin	0	0	0	0	4,5
Total	100	100	100	100	100

4.1 Unidade Ultramáfica (UUM)

A UUM compreende peridotitos com diferentes graus de serpentinização e alteração hidrotermal (Fig. 6). Estes peridotitos são mesocumulados e heteroadcumulados de textura inequigranular média a grossa com o tamanho dos minerais essenciais entre 5 e 40 mm, cuja composição é de hornblenda wehrlitos e lherzolitos. Os ultramafitos podem ser maciços ou com a olivina incipientemente orientada.

A *olivina* está presente como fase cúmulus com tamanho médio é de 1 mm e as suas fraturas de expansão cortam os minerais circundantes e são

preenchidas por serpentina, boulingita e/ou flogopita. O grau de serpentinização é variável, com cristalização de magnetita + serpentina nas fraturas. O *plagioclásio* é uma fase intercúmulus com tamanho médio e teores de An estão em torno de An₆₅. O *ortopiroxênio* é do tipo enstatita e tem forma esqueletal e amebóide anédrica no intercúmulus e tamanho entre 2,5 e 5 mm. O *clinopiroxênio* é do tipo augita, apresenta forma ameboide e anédrica, ocorrendo no intercúmulus com tamanho variando de 4 a 8 mm. Alguns cristais apresentam coroa de reação de hornblenda. A *hornblenda* apresenta forma esqueletal anédrica e tamanho médio de 4 mm. Seu pleocroísmo varia do incolor ou amarelo claro ao castanho claro avermelhado. A *flogopita* ocorre com tamanho médio de 1 mm no intercúmulus com forma lamelar anédrica. Os *opacos primários*, que são magnetita e cromita, cristalizaram-se em duas gerações e mostram forma prismática e globular com tamanhos entre 0,01 mm e 2 mm. Estes ocorrem como inclusões nos demais minerais ou como fase intercúmulus na forma de *schiller* na flogopita. A *magnetita* constitui agregados de minerais menores que 0,5 mm que ocorrem a partir do processo de serpentinização da olivina. A *serpentina* ocorre na forma de agregados fibro-lamelares, preenchendo as fraturas da olivina e originando as texturas *mesh* e *hourglass*. A *mica branca* faz parte da paragênese do metamorfismo de contato e ocorre com tamanho entre 0,05 mm e 0,1 mm, preenchendo fraturas sobre os plagioclásios e associada a agregados de carbonato de 0,08 mm até 0,1 mm. A ordem de cristalização estimada para as rochas da UM é: magnetita 1 + cromita → olivina → magnetita 2 + plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio → hornblenda. Os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são: flogopita, serpentina, boulingita, magnetita, mica branca e carbonato.

Os serpentinitos da UUM possuem textura *mesh* e *hourglass* com tamanho médio a grosso, variando para talco serpentinitos ricos em magnetita, ambos com estrutura maciça. A serpentina ocorre na forma de agregados fibro-lamelares de 0,02 mm a 0,1 mm de espessura ou como cristais de cerca de 5 mm. A textura *mesh* é formada pela substituição das olivinas juntamente com boulingita e iddingsita. Também se observa texturas do tipo *interlocking*, caracterizada pela alternância perpendicular e paralela de agregados. -A *olivina*, quando preservada, é uma fase cúmulus com forma globular e prismática

subédrica. O *clinopiroxênio* possui tamanhos de até 5 mm e formas prismáticas subédricas e apresenta *schiller* de minerais opacos nas clivagens. Os opacos são, geralmente, magnetitas prismáticas euédricas de 0,1 mm a 0,8 mm, inclusas nas olivinas ou na porção intergranular. O *talco* ocorre associado com a serpentina na forma de agregados fibro-radiados de cristais com tamanho médio de 0,5 mm. O *clinocloro* possui tamanho médio de 0,3 mm e forma cristais lamelar subédricos a euédricos que ocorrem entre os cristais de olivina. A *tremolita* constitui cristais prismáticos subédricos e euédricos com cerca de 0,2 mm. Em serpentinitos bastante alterados, o *carbonato* (dolomita e/ou magnesita) ocorre disseminado na rocha na forma de agregados menores que 0,01 mm.

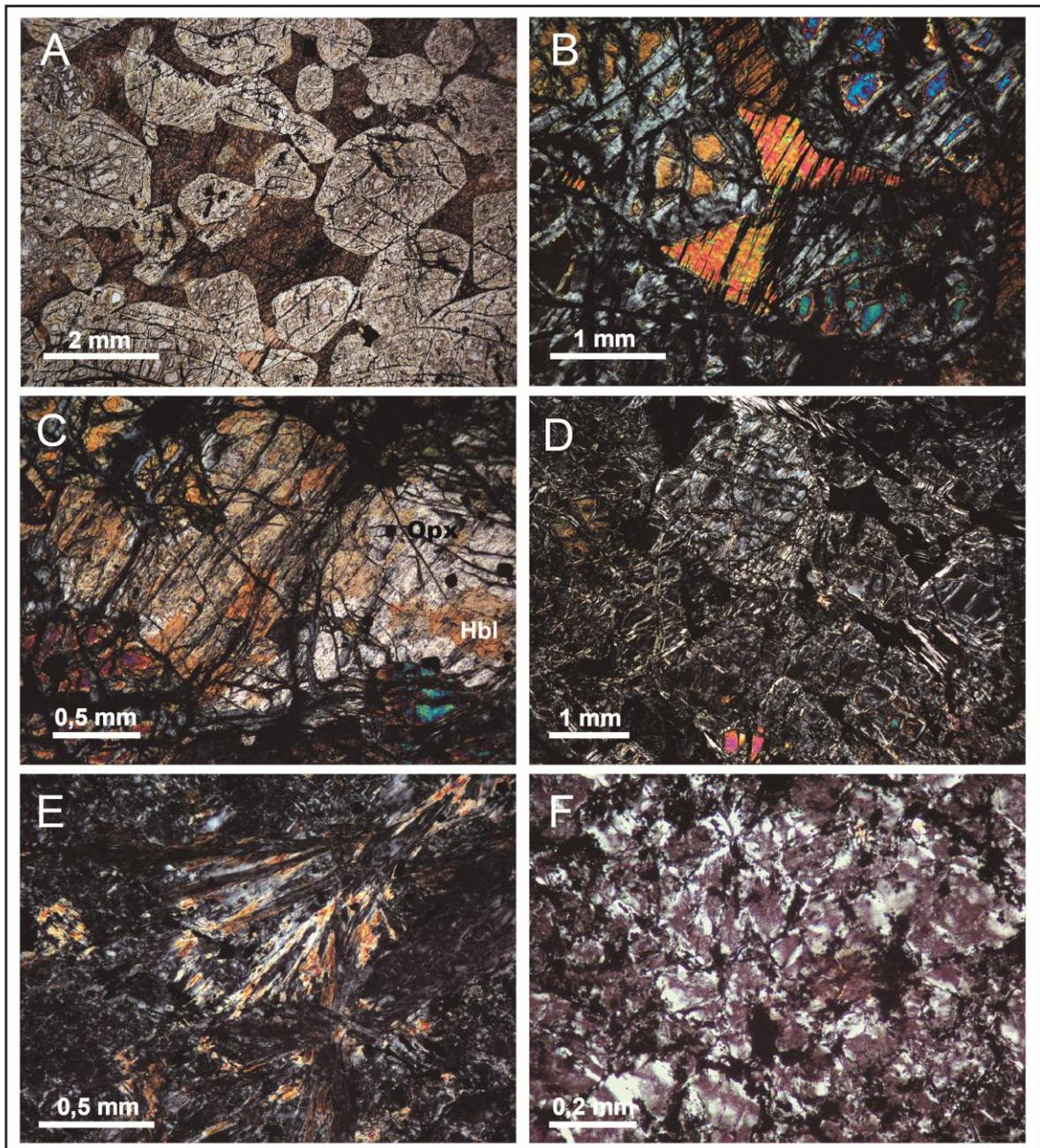


Figura 6 - Fotomicrografias das amostras da UUM. (A) Textura poiquilítica de olivina inclusa em *oikocrystal* de hornblenda em peridotito (LN). (B) Flogopita intercúmulus em peridotito. (C) Cristal de ortopiroxênio transformado parcialmente para hornblenda marrom. (D) Textura pseudomórfica de serpentina substituindo olivina em serpentinito. (E) Agregados fibro-radiais de talco em serpentinito. (F) Textura *interlocking* das serpentinas em serpentinito.

4.2 Unidade Transicional (UT)

A unidade transicional é composta por mesocumulados com composição de olivina noritos e troctolitos (Figura 7). Apresentam textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (2 a 3 mm). A estrutura é maciça ou podem

mostrar uma foliação de forma marcada pela orientação dos cristais de plagioclásio. Os cristais de olivina apresentam coroas de reação de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda. Também se observa coroas de hornblenda envolvendo os cristais de piroxênios.

O *plagioclásio* apresenta teor de An entre An₅₀ e An₆₂ e ocorre como fase cúmulus com a *olivina* que possui grau de serpentinização médio a muito alto. O *hiperstênio* apresenta forma esqueletal e anédrica, em tamanho médio de 2 mm, ocorrendo como mineral intercúmulus. A *enstatita* possui forma ameboide anédrica e ocorre no intercúmulus com tamanho médio é de 2 mm, apresentando diagnosticamente, uma das direções de clivagem com inclusões de magnetita, caracterizando uma clivagem pontilhada. O *clinopiroxênio* é do tipo augita e apresenta forma ameboide e anédrica, ocorre no intercúmulus com tamanho médio de 3 mm. A hornblenda possui forma esqueletal e anédrica, com pleocroísmo de incolor ao castanho claro ou escuro. Os *minerais opacos* (magnetita e cromita) têm forma prismática, são euédricos e subédricos (subordinadamente aciculares e ameboides) com tamanho entre 0,1 mm e 0,6 mm. Localizadamente podem ocorrer com coroas de reação de hornblenda. A *iddingsita* apresenta forma de agregados fibro-lamelares de cerca de 0,04 mm e a serpentina ocorre como agregados fibro-lamelares de 0,02 mm a 0,08 mm de espessura. Por meio da alteração dos plagioclásios, a mica branca ocorre na forma de agregados microgranulares de tamanho entre < 0,01 mm e 0,3 mm. A ordem de cristalização dos minerais das rochas da UT é descrita como: opaco → olivina 1 ± plagioclásio 1 → plagioclásio 2 ± olivina 2 → hiperstênio + enstatita + clinopiroxênio → hornblenda. Os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são serpentina + magnetita + iddingsita + mica branca.

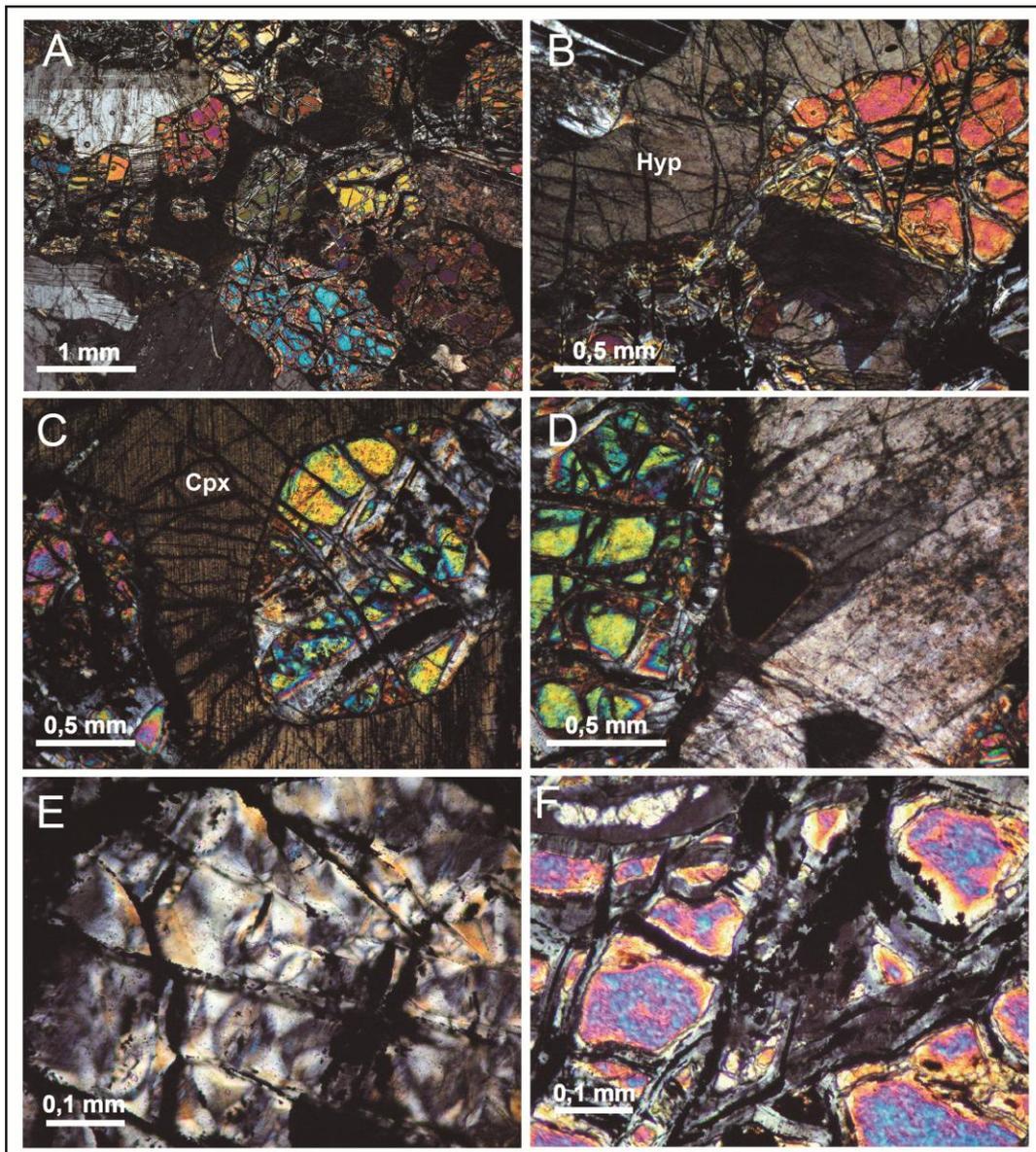


Figura 7 - Fotomicrografias das amostras da UT. (A) Textura cumulática geral das rochas da UT. (B) Coroa de hiperstênio em olivina. (C) Olivina inclusa em *oikocrystal* de clinopiroxênio. (D) Cristal opaco com coroa de reação de hornblenda. (E) Textura *hourglass* nos agregados de serpentina. (D) Agregados de serpentina e cristais de magnetita preenchendo as fratura da olivina.

4.3 Unidade Máfica (UM)

4.3.1 Fácies equigranular fina a média

Esta fácies é representada por adcumulados e mesocumulados cuja composição é de olivina gabros com hornblenda. Apresentam uma foliação de forma marcada pela orientação do plagioclásio e textura equigranular hipidiomórfica fina a média (0,5 e 3 mm). Também mostram texturas do tipo

cúmulus em plagioclásio e em olivina, além de texturas intercúmulus de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda (Figura 8).

O *plagioclásio* tem forma prismática, é subédrico e seu tamanho varia de 0,2 mm a 3 mm. A *olivina* tem forma globular a ameboide, é subédrica e mostra tamanho variável entre 0,1 mm e 2,5 mm. O *clinopiroxênio* ocorre como mineral intercúmulus. Sua forma é ameboide e anédrica, variando entre 3 mm e 5 mm. Opticamente, é um mineral incolor com clivagem muito bem marcada, tracejada e com *schiller* de minerais opacos. O *ortopiroxênio* é do tipo hiperstênio e apresenta forma esquelética anédrica e tamanho médio de 2,5 mm. A *hornblenda* ocorre com tamanho médio de 1,5 mm e apresenta pleocroísmo de castanho claro ao castanho escuro. Os *minerais opacos* (magnetita + cromita) possuem forma prismática e tamanhos entre 0,02 e 0,4 mm, ocorrendo como inclusões no plagioclásio. A *magnetita* é produto de alteração da olivina, constituem agregados de minerais globulares menores que 0,01 mm. A ordem de cristalização para as amostras desta fácies é: magnetita + cromita → plagioclásio 1 + magnetita → olivina + plagioclásio 2 → ortopiroxênio → clinopiroxênio → hornblenda. Os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são serpentina + boulingita + magnetita + mica branca.

4.3.2 Fácies equigranular média a grossa

Esta fácies é composta por adcumulados e mesocumlados com composição de olivina gabronoritos com hornblenda e hornblenda-olivina noritos com textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (2,5 mm e 10 mm).

O *plagioclásio* tem forma prismática alongada, é subédrico e tem possui teor de An em torno de An₆₀. Ocorre como mineral cúmulus e como mineral intercúmulus, quando mostra forma ameboide (~ 0,5 mm) ou como inclusão em olivina e piroxênios na forma globular ou prismática (0,15 mm a 0,6 mm). A *olivina* possui tamanho médio é de 2,5 mm. A *enstatita* ocorre como mineral intercúmulus com forma ameboide e esquelética. O tamanho médio é de 2,5 mm. Nas suas bordas transforma-se irregularmente para anfibólio. O *hiperstênio* é anédrico e tem forma esquelética no intercúmulus com tamanho médio de 3 mm. O *clinopiroxênio* tem forma ameboide subédrica, e com tamanho médio de 4 mm. Ocorre no intercúmulus e mostra clivagem bem

marcada, preenchida por minerais opacos (*schiller*). A *hornblenda* tem forma esqueletal, é anédrica e ocorre com tamanho médio é de 5 mm. Os *minerais opacos* (magnetita + cromita) são globulares a prismáticos (~ 0,08 mm) e ocorrem como inclusão no plagioclásio cúmulus ou são agregados de magnetitas menores que 0,01 mm que ocorrem associados à serpentinização das olivinas. A *serpentina* ocorre como agregados de espessura menor ou igual a 0,05 mm nas fraturas da olivina. A mica branca está presente na forma de agregados de cerca de 0,05 mm. A ordem de cristalização observada é: magnetita + cromita + plagioclásio ± olivina → ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda. E os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são serpentina + iddingsita + magnetita e mica branca.

4.3.3 *Fácies heterogranular muito grossa*

As rochas da FMG são metagabros de textura heterogranular hipidiomórfica grossa a muito grossa e estrutura maciça, subordinadamente com foliação de forma dos plagioclásios. A mineralogia é representada por plagioclásio cúmulus e intercúmulus, além de clinopiroxênio. A paragênese associada ao metamorfismo de contato substitui parcial a completamente os minerais ígneos máficos por anfibólios do grupo da tremolita-actinolita, clorita e clorita+flogopita; além de alterar os plagioclásios e minerais máficos para carbonato+quartzo e mica branca.

O *plagioclásio*, com teor de An₅₅₋₆₀, mostra forma prismática alongada e apresenta localizadamente, maclas em cunha e *kink bands*, indicando deformação em estágio *subsolidus*. O *clinopiroxênio* é do tipo augita, tem forma prismática, é subédrico com cerca de 1,5 cm. Esta fase é gradativamente metamorfizada para tremolita, tremolita-actinolita e clorita, além de estar alterada para carbonato+quartzo. Os anfibólios da paragênese metamórfica são do grupo da *tremolita-actinolita*. São cristais prismáticos euédricos e ocorrem em agregados fibro-radiais com tamanhos entre 2 mm a 6 mm. A cor dos anfibólios varia de incolor (tremolita) à pleocróica (tremolita-actinolita), com pleocroísmo do incolor ao verde claro. A *clorita* ocorre na forma de agregados fibro-lamelares de até 1 cm associados com os agregados de anfibólios. Os cristais são lamelares, euédricos e com tamanhos entre 0,2 mm a 2,5 mm. A *flogopita* possui tamanho entre 0,1 e 0,6 mm, com forma lamelar euédrica. Os

minerais opacos (magnetita+cromita) possuem forma prismática e são subédricos e variam em granulometria de 0,01 mm a 0,8 mm e estão geralmente inclusos nos anfibólios e nos plagioclásios. A paragênese de metamorfismo de contato é caracterizada por agregados de 0,6 mm a 8 mm de cristais de carbonato menores que 0,01 mm que fazem contatos irregulares com os anfibólios e clinopiroxênios e estão associados a cristais de quartzo ameboides anédricos corroídos com cerca de 0,05 mm.

Os metagabros da FMG são intrudidos por dioritos equigranulares de estrutura maciça, com granulometria muito fina a fina e tamanho médio dos cristais em torno de 0,5 mm. Estes dioritos são constituídos por plagioclásio, hornblenda, flogopita, opacos e, localizadamente, pirita, além de estarem metamorfizados e alterados para carbonato+quartzo. O *plagioclásio* é anédrico e amebóide, com tamanho médio de 0,2 mm. Está zonado e apresenta extinção ondulante, localizadamente com *kink bands*. A *hornblenda* é subédrica, com tamanho médio de 0,4 mm e pleocroísmo variando de castanho claro ao verde oliva. Nas bordas, apresenta cristais menores que 0,01 mm de anfibólios aciculares, provavelmente do grupo da tremolita-actinolita. A *flogopita* é lamelar anédrica, com tamanho médio de 0,1 mm e faz contatos serrilhados com os plagioclásios e anfibólios. O *carbonato* ocorre como uma fase de alteração do plagioclásio e do anfibólio, na forma de agregados de 0,2 mm associados a uma quantidade muito pequena de clorita. Destaca-se, também uma quantidade muito pequena de quartzo com cerca de 0,08 mm, anédrico amebóide com extinção ondulante. Os *minerais opacos* possuem tamanho entre 0,05 mm e 0,4 mm e são anédricos amebóides, localizadamente subédricos prismáticos e, por vezes aciculares. A ordem de cristalização é representada pela seguinte sequência: magnetita + cromita → plagioclásio + hornblenda + quartzo + magnetita. Os minerais de alteração são flogopita, clorita e carbonato.

4.4 Rochas de metamorfismo de contato (Metagabros)

As rochas metamorfizadas ocorrem preferencialmente na porção leste do CMG. As porções ígneas preservadas mostram textura equigranular hipidiomórfica média, no entanto, os cristais pré-metamórficos ocorrem já transformados para uma paragênese composta por anfibólios do grupo da

tremolita-actinolita, clorita, hornblenda verde e mica branca. Ainda é observada a presença de talco e carbonato, acompanhada por uma disseminação de pirita e calcopirita (Figura 7).

A *tremolita-actinolita* tem forma prismática euédrica e ocorre na forma de agregados radiais de cristais tabulares de tamanho médio de 0,4 mm. Possui pleocroísmo do incolor ao verde claro. A *clorita* está presente na forma de agregados de cristais lamelares subédricos de cerca de 0,5 mm. A *hornblenda* ocorre como cristais de forma prismática subédrica entre os grãos de plagioclásio ou em agregados dispersos. Quando intergranular os cristais variam de 0,1 mm a 0,6 mm intimamente e estão associados com sulfetos. Possui pleocroísmo do verde claro ao verde escuro, por vezes com núcleos ou outras porções com pleocroísmo do verde ao castanho escuro. O *talco* forma cristais lamelares de cerca de 0,5 mm e o carbonato apresenta-se na forma de agregados de cerca de 3 mm de cristais de dolomita (ou magnesita) ameboides anédricos ou alongados com xenomorfismo das cloritas e anfibólios.

Na seção polida foram identificados cristais de pirita com forma prismática, subédricos e euédricos (0,2 a 0,6 mm), cristais ameboides e anédricos de calcopirita (0,4 mm) que estão associados, de uma forma geral, com cristais de hornblenda ou disseminados como inclusões nos plagioclásios.

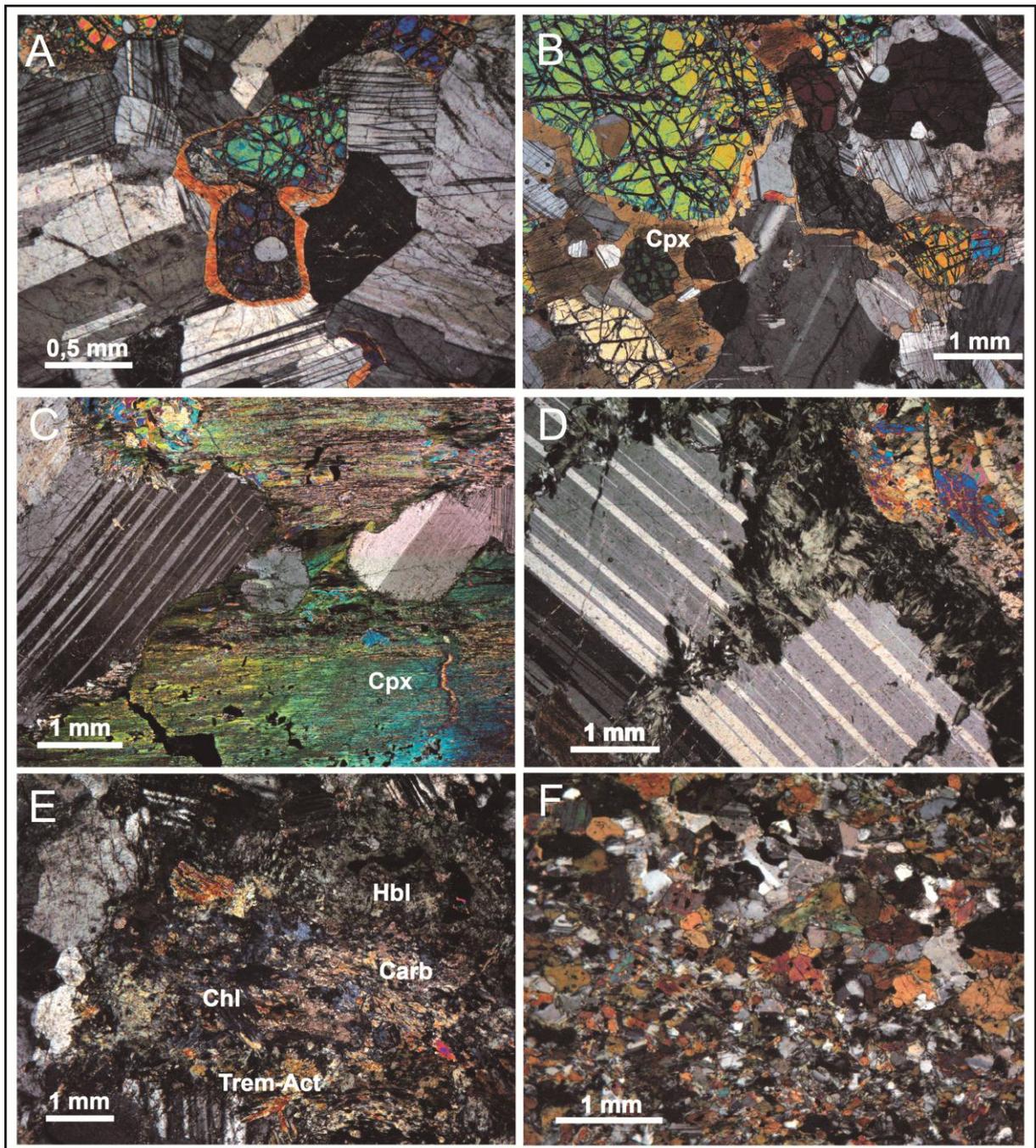


Figura 8 - Fotomicrografias da UM. (A) Textura coronítica de hornblenda em olivinas com inclusão de plagioclásio. (B) Textura cumulática de plagioclásio e olivina com coroas de reação de orto e clinopiroxênio. (C) Plagioclásio em textura óptica/subóptica em clinopiroxênio. (D) Clorita penetrando na clivagem do plagioclásio. (E) Associação de minerais metamórficos e de alteração hidrotermal em metagabro. (F) Textura microgranular dos dioritos.

5. ANÁLISE TEXTURAL E DEFORMAÇÃO *SUBSOLIDUS*

A análise petrográfica das unidades do CMG permitiu concluir que a origem do acamamento textural e granulométrico está vinculada às variações na composição e proporção dos minerais intercúmulus em cada unidade. Observou-se, também, que as rochas da UM cristalizaram a partir da acumulação de cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de olivina, além de fases minerais intercúmulus, tais como ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e flogopita, as quais representam de 24% a 41% de líquido intersticial aprisionado nesta acumulação. Na UT, a acumulação de plagioclásio e olivina ocorreu em proporções muito próximas, com uma menor proporção do líquido aprisionado (cerca de 15%). As amostras da UUM evidenciam uma acumulação principal de olivina com plagioclásio intercúmulus mais uma proporção do líquido intersticial (20%).

Na FEFM da UM foram identificadas texturas de deformação em plagioclásio tais como contatos extremamente ondulados entre os grãos, indicando dissolução por difusão (*diffusion creep*), maclas em cunha e *kink bands* acompanhadas por abaulamento em contatos paralelos à foliação magmática, caracterizando uma deformação por compactação (*dislocation creep*) (Figura 8). Estes elementos sugerem que a origem do acamamento magmático foi controlada principalmente pela acumulação gravitacional de uma pasta de cristais (*crystal mush*) e por compactação, conforme o modelo caracterizado para a Série Acamadada da Intrusão de Skaergaard, com as mesmas características petrográficas (Figura 9) (McBirney & Nicolas, 1997; Boundreau & McBirney, 1997).

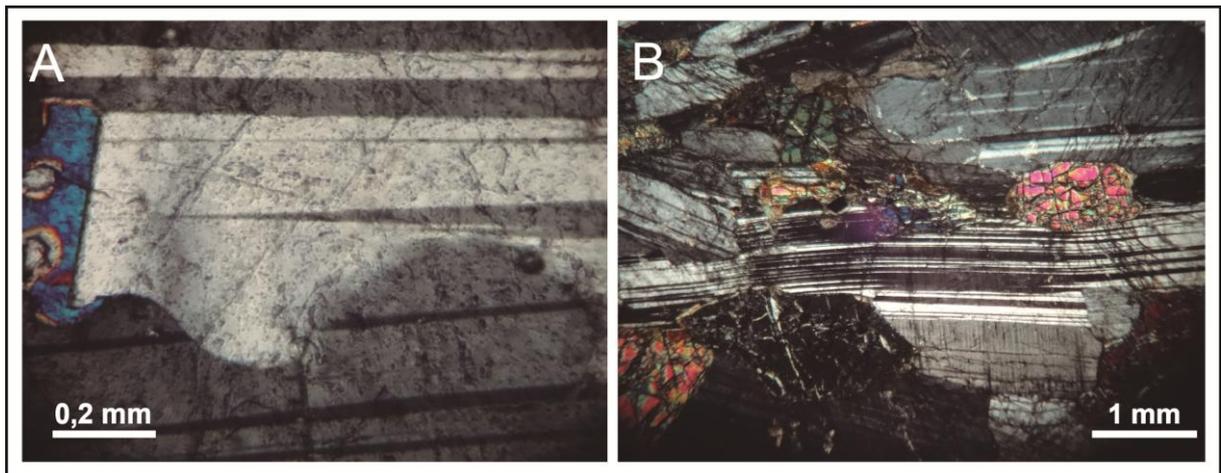


Figura 9 – Fotomicrografias de feições de deformação *sub-solidus* nas amostras da FEFM. (A) Contato ondulado entre dois cristais de plagioclásio como evidência de dissolução por difusão. (B) Plagioclásio abaulado e fraturado, típico de deformação por compactação.

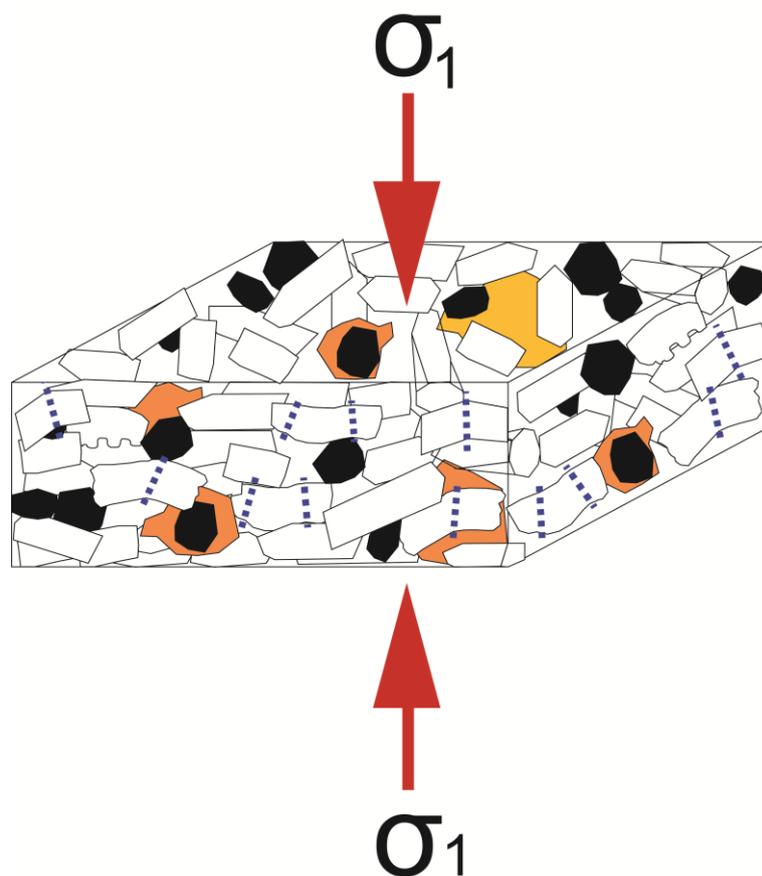


Figura 10 – Modelo proposto para a deformação no estágio *sub-solidus* as rochas da FEFM. O vetor de maior deformação (sigma 1) é orientado perpendicularmente à foliação magmática primária.

6. METAMORFISMO

As unidades do CMG são afetadas parcialmente por um evento de metamorfismo de contato que atingiu condições de temperatura equivalentes às das fácies albita-epidoto *hornfels* e hornblenda *hornfels* e causou uma transformação marcada pela formação de uma paragênese com tremolita-actinolita, clorita, \pm hornblenda verde e mica branca nas rochas máficas e por serpentina, talco e magnetita nas rochas ultramáficas. Texturalmente foram identificadas a formação de textura acicular e fibro-radiada dos anfibólios, além de textura *mesh* e *interlocking* nos serpentinitos. Uma fase mais tardia é marcada por vênulas e fraturas preenchidas por quartzo translúcido e pela presença de carbonato e quartzo associados à disseminação de pirita e calcopirita. Não foram observadas evidências petrológicas do metamorfismo orogênico que afeta os xistos magnesianos do Complexo Arroio Lajeado e os ortognaisses do Complexo Cambaí.

A fonte de calor e fluidos que causou o metamorfismo é associada à intrusão do Granito São Sepé a uma distância inferior a 3 km entre este e o Complexo Mata Grande a partir das fases de transmissão de calor (condução) e circulação de fluidos magmáticos e hidrotermais (infiltração). A colocação e o resfriamento do Granito São Sepé ocorreram em pouca profundidade, com pressões da ordem de 2,5 kbar a 4,5 kbar e temperaturas máximas entre 570°C e 600°C (Mattos *et al.* 2004). Estas condições são compatíveis com a coexistência de antigorita-clorita-talco-tremolita no metamorfismo de rochas ultramáficas (CMASH) e com a composição correspondente à área epidoto-clorita-actinolita para metamorfismo de rochas máficas no triângulo ACF (Bucher & Frey, 1994).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As unidades do CMG foram originadas a partir do fracionamento e acumulação de cristais de olivina e plagioclásio provenientes de um magma de composição básica em uma mesma câmara magmática. A variação textural e composicional das unidades identificadas aliadas às diferentes proporções de líquido aprisionado com relação aos cristais sugerem uma evolução complexa com diferentes estágios de cristalização e diferentes composições químicas geradas pelos cumulados para a colocação desta intrusão.

Tendo em vista a ocorrência de estruturas planares penetrativas sem o desenvolvimento significativo de estruturas de lineação mineral ($S \gg L$), sugere-se que a origem destas estruturas está relacionada essencialmente à variação nos parâmetros intensivos do sistema (composição, T e f_{O_2}), refletida na acumulação e diferença na abundância de fases minerais intercúmulus, sendo o fluxo magmático um fator secundário e mecanismos como assentamento gravitacional, convecção e dupla-difusão fatores a serem considerados. A fácies equigranular fina a média da UM indica, diferente das outras fácies, que houve um processo de compactação associado à evolução final de cristalização e resfriamento do magma. O metamorfismo de contato e a alteração hidrotermal estão relacionados ao posicionamento do Granito São Sepé, um corpo intrusivo de 550 Ma (Remus *et al.*, 2000) cuja colocação ocorreu em níveis crustais epizonais, resultando numa auréola de metamorfismo de 1,5 a 4 km de extensão (Mattos *et al.*, 2004). A transferência de calor no resfriamento do magma granítico gerou o metamorfismo de contato, bem como a infiltração de fluidos tardi-magmáticos observados no CMG, nas rochas metavulcanossedimentares do Complexo Bossoroca e nas rochas sedimentares do Grupo Maricá, Bacia do Camaquã (Augustin Jr., 2006).

O Complexo Mata Grande está inserido em um contexto pós-colisional (Simões *et al.* 2013) e a ocorrência de rochas dioríticas como o Diorito Capivaras (Garavaglia *et al.*, 2002) e de rochas máficas e ultramáficas não deformadas como o Complexo Pedras Pretas (Rego, 1981; Porcher *et al.*, 1995) e o Gabro Santa Catarina (Porcher *et al.*, 1995) pode sugerir que estas unidades estão associadas e constituem o componente máfico do magmatismo pós-colisional que ocorreu no Arco Magmático São Gabriel.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Prof. Dr. Lauro V.S. Nardi pela revisão e sugestões, ao CNPq pelo auxílio e bolsa de mestrado (Processo nº 132767/2013-9, CNPq Projeto Universal, PRONEX/FAPERGS – CNPq – 10/0045-6) e ao PPGGEO e ao Instituto de Geociências pela infraestrutura e logística.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, USP, São Paulo, 7: 45-80.

Augustin Jr., P. 2006. Caracterização geológica e geoquímica das rochas metavulcanogênicas do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. Trabalho de conclusão do curso de Geologia, Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, 67p.

Azer, M.K., El-Gharbawy, R.I. 2011. Contribution to the Neoproterozoic layered mafic-ultramafic intrusion of Gabal Imleih, south Sinai, Egypt: Implication of post-collisional magmatism in the north Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences*, 60: 253-272.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274.

Boudreau, A. E., McBirney, A. R. 1997. The Skaergaard Layered Mineral. Part III. Non-dynamic layering. *Journal of Petrology* 38: 1003-1020.

Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 318p.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. *In*: Holz, M., De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.

Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L. C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay – Excursion Guidebook. *Acta Geologica Leopoldensia*, 43: 4-115.

Eales, H.V., Cawthorn, R.G. 1996. The Bushveld Complex. *In*: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered intrusions. Elsevier, Amsterdam, pp. 181–229.

Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektas, O., Rojay, B., and Sen, C. 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research*, v. 18, p. 230-252.

Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Bektas, O., Chung, S.L. 2011. Late Triassic subduction-related ultramafic-mafic magmatism in the Amasya area (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for the ophiolite conundrum in eastern Mediterranean, *Journal of Asian Earth Sciences*, Suture Zones Special Issue: Suture Zones and Geodynamic Processes, 42 (3), 234 – 257.

Ferré, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S. 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics* 354, 1–23.

Ferris, J., Johnson, A., Storey, B. 1998. Form and extent of the Dufek intrusion, Antarctica, from newly compiled aeromagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 154 (1–4), 185–202.

- Gladchenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society of London* 154 (3), 465–470.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753–680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19, p. 84-99.
- Hartmann, L.A., Chemale, Jr., F., Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (eds.), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: UFRGS-PETROBRAS, p.97-123.
- Huang, F., Li, S.; Dong, F.; Li, Q.; Chen, F.; Wang, Y.; Yang, W. 2007. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China. *Lithos*, 96, 151-169.
- Huang, F., Li, S.; Zhou, H.; Li, H. 2003. U-Pb isotopic geochemistry of the post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie Mountains. *Science in China (Series D)*, 46, N. 4, 320-332.
- Ilijina, M., Karinen, T., Räsänen, J. 2001. The Koillismaa Layered Igneous Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization. In: Piestrzynski, A., *et al.* (Ed.), Proceedings of the Sixth Biennial SGA–SEG meeting. Balkema Publishers, Lisse, pp. 649–652.
- Irvine, T. N., 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geological Society of America Memoir* 138, 240 pp.
- Issler, R. S., Dresch, R. A. C., Roisenberg, A. 1973. Geocronologia do gabro da Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 3, p. 124-127, 1973.
- Issler, R.S., Burger Jr, C, Roisenberg, A. 1967. Coronito da área de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. In: S.B.G., CONG. BRAS. GEOL., 21, Curitiba, *Anais*, 1: 182-197.
- Mattos I.C., Philipp R.P., Mexias A.S., Gomes M.E.B. 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):1-10.
- McBirney A. R. and Noyes, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 20: 487-554.
- McBirney, A. R. 1996. The Skaergaard intrusion. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered Intrusions. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 147–180.
- McBirney, A.R. & Nicolas, A., 1997. The Skaergaard layered series: Part II. Magmatic Flow and Dynamic layering. *Journal of Petrology* 98 (5), 569–580.
- McCallum, I.S. 1996. The Stillwater Complex. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered Intrusions. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 441–483.
- Naslund, H.R., & McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G.(ed.) Layered Intrusions. Elsevier Science B.V., 1-43.

Oyhantçabal P., Slegesmund S., Wemmer K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201 - 220.

Philipp, R. P., Bitencourt, M.F., Junges, S. L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. *In: 44 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*. Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia.

Philipp, R.P., Bitencourt, M.F., Junges, S. 2014. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Cambaí and Cambaizinho Complexes, São Gabriel Terrane, south Brazil: implications for the evolution of the Vila Nova Arch in Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences* (submetido).

Porcher, C. A., Leites, S. R., Ramgrab, G. E., Camozzato, E. 1995. Passo do Salsinho, folha SH.22-Y-A-I-4, escala 1:50.000, estado do Rio Grande do Sul. Brasília, CPRM, 352p. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil.

Remus, M.V.D., Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Fonseca, F.J.F., Magro, F.U.F., Sommer, C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36:109-124.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L. 2000. Distal magmatic-hidrotermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits. *Gondwana. Research*, 3: 155-174.

Rego, I. T. S. F., Viero, A. P., Chies, J. O. 1994. Aspectos petrológicos do Gabro Mata Grande. *In: XXXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1994. v. 3. p. 12-14.

Rego, I. T. S. F. 1981. *O Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas - Rio Grande do sul. Aspectos petrológicos e geoquímicos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, 98 p.

Simoès, M. S. 2012. *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS*. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFRGS, 118 p.

Simoès, M.S., Philipp, R. P., Camozzato, E., Basei, M. A. S., Formoso, M. L. L. 2013. O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande: Magmatismo Pós-Colisional no Terreno São Gabriel, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: XIV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - VIII International Symposium on Tectonics*, 2013, Chapada dos Guimarães/MT. *Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*.

Streckeisen, A.L. 1973. Plutonic rocks – classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18, n. 10, p. 26 – 30.

Streckeisen, A.L. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, Monatshefte, H. 1, 1 – 15.

UFRGS. 1997. Projeto Vila Nova: Mapa Geológico 1:25.000 da Folha Vila Nova. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil (não publicado).

Wager, L. R. & Brown, G. M. 1968. Layered igneous rocks. Edinburgh & London: Oliver & Boyd, 588 pp.

White, R.S., Smith, L.K., RobertS, A.W., Christie, P.A.F., Kuszniir, N.J., 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature* 452 (7186), 460–464.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Chapman & Hall. 466 p.

**4. CAPÍTULO III – ARTIGO JOURNAL OF SOUTH
AMERICAN EARTH SCIENCES**

10/01/14

Chasque Webmail :: Submission Confirmation

Assunto Submission Confirmation
Remetente Journal of South American Earth Sciences
<kellogg@geol.sc.edu>
Para <matheus.simo@ufrgs.br>
Data 2014-01-04 21:56



Dear Mr. Matheus Simões,

We have received your article "The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex: Post Collisional Magmatism in the Juvenile Neoproterozoic São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil" for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/sames/>
2. Enter these login details:
Your username is: matheus.simo@ufrgs.br
If you need to retrieve password details, please go to:
http://ees.elsevier.com/sames/automail_query.asp
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Journal of South American Earth Sciences

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:
http://help.elsevier.com/app/answers/detail/p/7923/a_id/160

For further assistance, please visit our customer support site at
<http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex: Post Collisional Magmatism in the Juvenile Neoproterozoic São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil

Matheus Silva SIMOES^a, Ruy Paulo PHILIPP^b, Milton Luiz Laquintinie FORMOSO^b, Miguel Ângelo Stipp BASEI⁴, Eduardo CAMOZZATO^d

^a Curso de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (matheus.simoes@ufrgs.br);

^b Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, (ruy.philipp@ufrgs.br)

^c Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, USP

^d Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS; CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG - Porto Alegre, Faculdade de Geologia/UNISINOS

ABSTRACT

The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex (MGC) is exposed in the Dom Feliciano Belt on the NW portion of the Sul-Rio-Grandense Shield, as a 5 km² layered intrusion, with three cumulatic rock units: Mafic Unit, Ultramafic Unit and Transitional Unit. It is bounded by normal faults to the southwest, being in contact with orthogneisses and metagranites of the Cambaí Complex and in the north with the sedimentary rocks of the Paraná Basin. The southeast contact is intrusive into magnesian schists and serpentinites of the Arroio Lajeado Ultramafic Complex. Here we present geochemical data from twenty-four samples. Ba, Nb and Sr anomalies indicate previous metassomatism in the source. The accumulation effect in those anomalies had little influence, since there are no mineral phases capable of holding these elements in the studied rocks. REE patterns are more consistent with cumulate trends, however, a positive Eu anomaly in the plagioclase cumulates and olivine accumulates suggests that there was Eu enrichment in the magma. U-Pb zircon data obtained by *in situ* LA-ICP-MS, yielded ages of inherited zircons from surrounding igneous and metamorphic rocks (Bossoroca Complex metavolcanics, 800-750 Ma; Cambaí Complex orthogneiss, 720 Ma; and Lagoa da Meia-Lua Suite granitoids, 680 Ma) and a magmatic crystallization age for the MGC (667.8 ± 3.3 Ma). Sm-Nd recalculated results with $\epsilon_{Nd}(t)$ value of +2.71 accompanied by a T_{DM} model age of 960 Ma indicates extraction from a Neoproterozoic mantle source and supports the model of underplating participating in the primary MGC magma generation. Both geochemical and isotope data allied with field relationships favor the hypothesis of a post-collisional tectonic setting for MGC crystallization and emplacement. Given the geochemical and isotopic data, we suggest that the oceanic plate

broke down after subduction under São Gabriel Arc and its collision with the Paleoproterozoic Encantadas Complex, a Rio de La Plata Craton Fragment, during a period of extensive juvenile magmatism associated with the Western Gondwana amalgamation.

Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Mata Grande Complex, Mafic-Ultramafic Complex, Mafic Post-collisional magmatism

1. INTRODUCTION

Layered mafic-ultramafic intrusions are known to be associated with different tectonic environments: intracontinental rifts (e.g. Miller & Rippley, 1996; Iljina *et al.*, 2001), continental margin rifts (e.g. McBirney, 1996; Gladcezenko *et al.*, 1997; White *et al.*, 2008), continental Large Igneous Provinces (LIPs) (e.g. Ferris *et al.*, 1998; Ferré *et al.*, 2002), anorogenic continental provinces (e.g. McCallum, 1996; Eales & Cawthorn, 1996), convergent margins (e.g. Eyuboglu *et al.*, 2010; 2011) and post-collisional environments (e.g. Azer & El-Gharbawy, 2011; Huang *et al.*, 2003, 2007).

Worldwide juvenile Neoproterozoic terranes are evidence of accretionary orogens developed after the breakdown of Rodinia, before amalgamation of Western Gondwana. This has been well documented in the extensive (> 1000 km wide) Arabian-Nubian Shield (Stern & Abdelsalam, 1998; Morag *et al.*, 2011), in central Brazil in the 500 km long belt Goiás Magmatic Arc (Pimentel & Fuck, 1992) and in southern Brazil in the ~90 km long São Gabriel Terrane (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.* 2007, 2011), a segment of the Sul-Rio-Grandense Shield.

The Sul-Rio-Grandense Shield (Fig. 1a), situated in the southern portion of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1976), records two main orogenic events in the Brasiliano / Pan-African Cycle: Early Neoproterozoic accretion of the São Gabriel magmatic arc (850-680 Ma) and late Neoproterozoic collision of the Rio de La Plata and Kalahari cratons ~ 630-550 Ma (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Hartmann *et al.*, 2011). The former orogeny is represented by a juvenile geotectonic unit, São Gabriel Terrane, and the latter comprises two tectonic units: (i) an association of Paleoproterozoic gneiss and metagranites of Encantadas Complex, juxtaposed with Neoproterozoic metasedimentary and metavolcanics of the Porongos Complex forming the Tijucas Terrane; and (ii) Neoproterozoic granitic suites, with basement septum

from the Pelotas Batholith. A small fragment of the Rio de La Plata Craton is represented by Santa Maria Granulitic Complex in the Taquarembó Terrane, but the majority of units belong to the Dom Feliciano belt.

The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex (MGC) is exposed in the Dom Feliciano Belt, which sits in the NW portion of the Sul-Rio-Grandense Shield. The MGC comprises a 5 km² layered intrusion, with three cumulatic rock units: a Mafic Unit (MU), an Ultramafic Unit (UMU) and a Transicional Unit (TU). The MGC is normally faulted into contact orthogneisses and metagranites of the Cambaí Complex in the southwest and in the north with sedimentary rocks of the Paraná Basin. The southeast contact is intrusive into magnesian schists and serpentinites of the Arroio Lajeado Ultramafic Complex.

Here we present whole rock geochemistry studies for cumulatic trends and remaining original liquid anomalies identification. We dated zircon grains by *in situ* LA-ICP-MS in order to determine the MGC's position within the São Gabriel Terrane stratigraphy and its relation to Neoproterozoic orogenies in the Brasiliano/Pan-African cycle. A discussion of tectonic setting, mantle dynamics and subduction polarity is also presented in order to contribute to Western Gondwana geologic evolution.

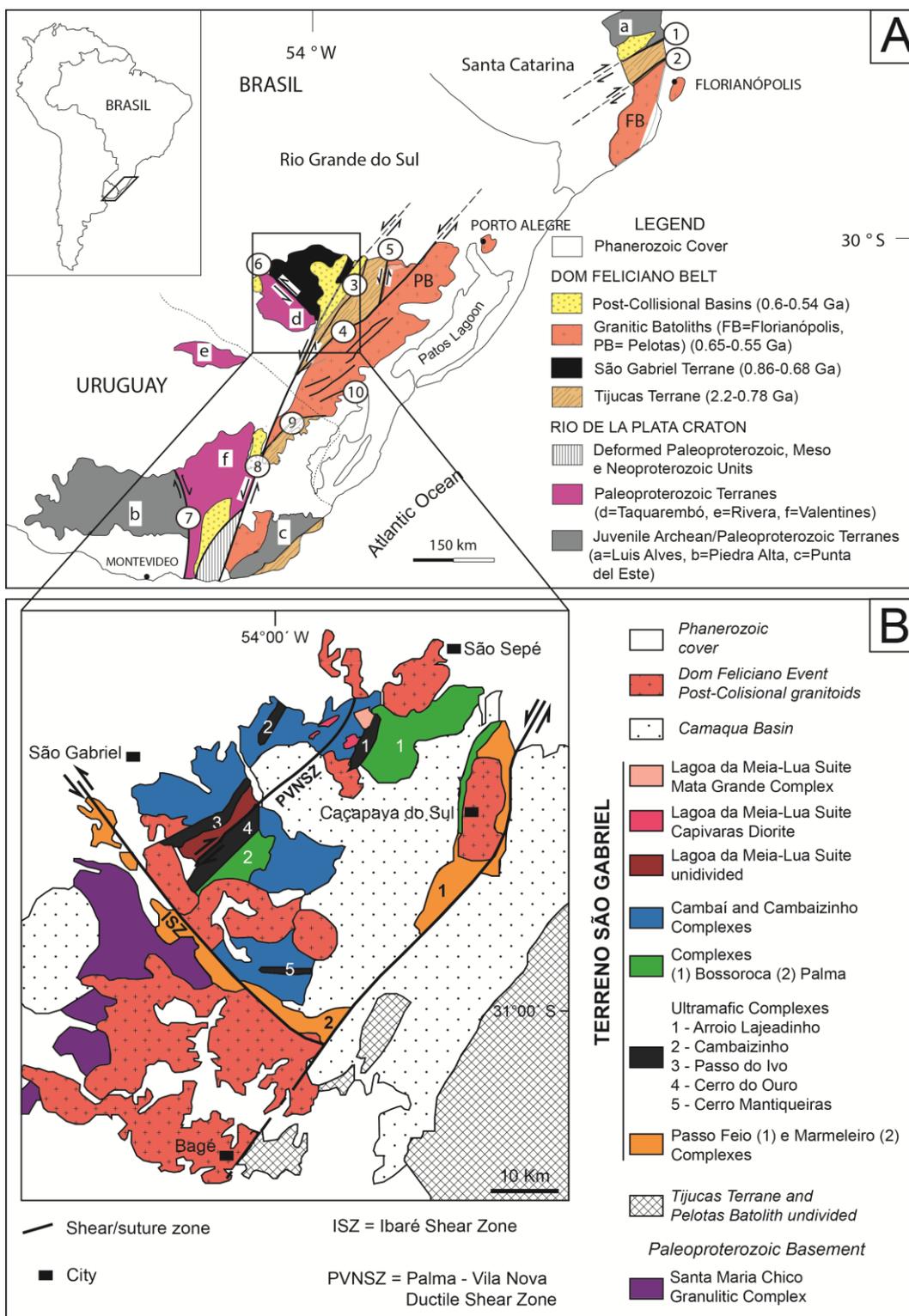


Figure 1 – (A) Main tectonic units from southern Brazil and Uruguay. Shear Zones: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Fonte: Philipp *et al.* (2012), after Hartmann *et al.* (2007) and Oyhantçabal *et al.* (2010). (B) Geological unit of São Gabriel Terrane (after Philipp *et al.*, 2008).

2. SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

Following field mapping and petrographic studies, twenty-four samples were selected for whole rock geochemical analysis. The analyses were made at Acme Analytical Laboratories LTD., Goiânia, Brazil, utilizing analysis routines 4A and 4B. Firstly, 4A analysis of the total abundance of main oxides and several minor elements were obtained from 0,2 g of sample, by inductively coupled plasma (ICP) – emission spectrometry. Secondly, rare earth and refractory element data were obtained from 0,2 g of sample, analyzed by ICP – mass spectrometry.

In order to conduct U-Pb zircon analysis, we collected a sample from a very coarse-grained gabbro of the Mafic Unit. The sample was crushed and milled, using a jaw crusher and pulverizer. Zircons were separated by conventional procedures, using heavy liquids and a magnetic separator, after concentration by hand panning. The most clear and inclusion-free minerals were handpicked for Laser Ablation MC-ICP-MS analyses at the Centro de Pesquisas Geocronológicas, – Universidade de São Paulo.

Isotopic data were acquired using a NEPTUNE – ICP-MS coupled with an excimer laser ablation system. The cup configurations optimized for U-Pb data acquisition were $IC_3 = {}^{202}\text{Hg}$, $IC_4 = {}^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$, $L_4 = {}^{206}\text{Pb}$, $IC_6 = {}^{207}\text{Pb}$, $L_3 = {}^{208}\text{Pb}$, $H_2 = {}^{232}\text{Th}$ and $H_4 = {}^{238}\text{U}$ where L and H were low, with a high mass to faraday cup position and ICs are ion counting (continuous dynode system). The ICP configurations were: Radio Frequency power = 1100W; cool gas flow rate = 15L/min (Ar); auxiliary gas flow rate = 0.7L/min (Ar); sample gas flow rate = 0.6L/min. Laser Setup: energy = 6mJ, repetition rate = 5 Hz, spot size = 25 - 38 μm , helium carrier gas = 0.35 + 0.5 L/min. The routine U-Pb analysis consists of 2 blanks, 2 NIST, 3 external standard, 13 unknown samples, 2 external standards and 2 blanks measurement. Each run consisted of 40 cycles, with 1 second per cycle. The ${}^{204}\text{Hg}$ interference on ${}^{204}\text{Pb}$ was corrected by ${}^{202}\text{Hg}$ where the value of ${}^{204}\text{Hg}/{}^{202}\text{Hg}$ ratio is 4.2. ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ ratio normalization was achieved by combined NIST and external standards. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ ratio normalization was achieved by external standards. The GJ standard (600Ma, Elholou *et al.*, 2006) was utilized for mass bias correction.

3. GEOLOGICAL SETTING

The study area is situated in the São Gabriel Terrane (SGT), a geotectonic unit related to oceanic closing and São Gabriel magmatic arc edification, which occurred between 880-670 Ma with peak orogenic metamorphism c.719-710 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011). Isotopic data, as a positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and T_{DM} model ages ranging from 1000 to 800 Ma, indicates a juvenile signature for most units and a small interval of mantle source extraction (Babinski *et al.*, 1996; Chemale Jr. 2000).

A small exposure of metadiorite (the Passinho Diorite) in the SW portion of SGT presented an age of 880 Ma (Leite *et al.*, 1998), leading to its interpretation as magmatic arc rocks, from the earlier subduction of the Passinho Arc (Saalman *et al.*, 2005, 2010; Hartmann *et al.*, 2007). After an interval of approximately 130 Ma, another subduction event was recorded at 753 Ma by andesitic-dacitic volcanism in the Bossoroça Complex (Remus *et al.*, 1999), with pre, syn and post orogenic magmatism continuing until 670 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011).

The geological units of SGT in the study area (Fig. 1b) are a tectonic intercalation in sub-vertical to oblique ductile shear zones of meta-sedimentary complexes with zeolite to amphibolites facies metamorphism (Passo Feio – Marmeleiro), arc-related calc-alkaline metavolcanic and meta-epiclastic rocks (Palma and Bossoroça Complex, 750 Ma) associated with ophiolitic meta-ultramafic to metamafic rocks and supracrustal lenses (Ultramafic Complexes). Quartz-feldspathic, pelitic and calcitic-dolomitic paragneisses, juxtaposed with quartzite and calc-silicate gneisses (Cambaizinho Complex) occur as roof pendants tens to hundreds of meters across in calc-alkaline, low to medium K, dioritic-tonalitic-thronjemitic orthogneisses (Cambaí Complex, 735-705 Ma). This series of rocks were intruded by an association of gabbros, diorites, granodiorites and tonalities of the Lagoa da Meia-Lua Suite absent of solid state deformation (Garavaglia *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2011). Intrusion of calc-alkaline/alkaline post-collisional granitoids associated with the Dom Feliciano Event (Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.*, 2007; Chemale Jr., 2000) was the last magmatic occurrence in SGT.

4. MATA GRANDE MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX (MGC)

The MGC is a layered intrusion, comprising three cumulatic rock units (Fig. 2, 3) described in detail by Simões *et al.* (*in press*) and the petrographic results of which are synthesized in this article.

Igneous layering and shape foliations have flat-lying geometries, but are basculated where affected by normal faults dipping at N50°E and N70°W. No strong mineral lineation structures were observed. Field relationships had shown an intercalation of the units and repetition of tabular layers.

Subsolidus deformation features in a MGC facies indicates a normal compression process, whereby MGC magma had not completely crystallized. All MGC units were affected by contact metamorphism, caused by emplacement of the São Sepé Granite, under albite-epidote hornfels and hornblende hornfels temperature conditions.

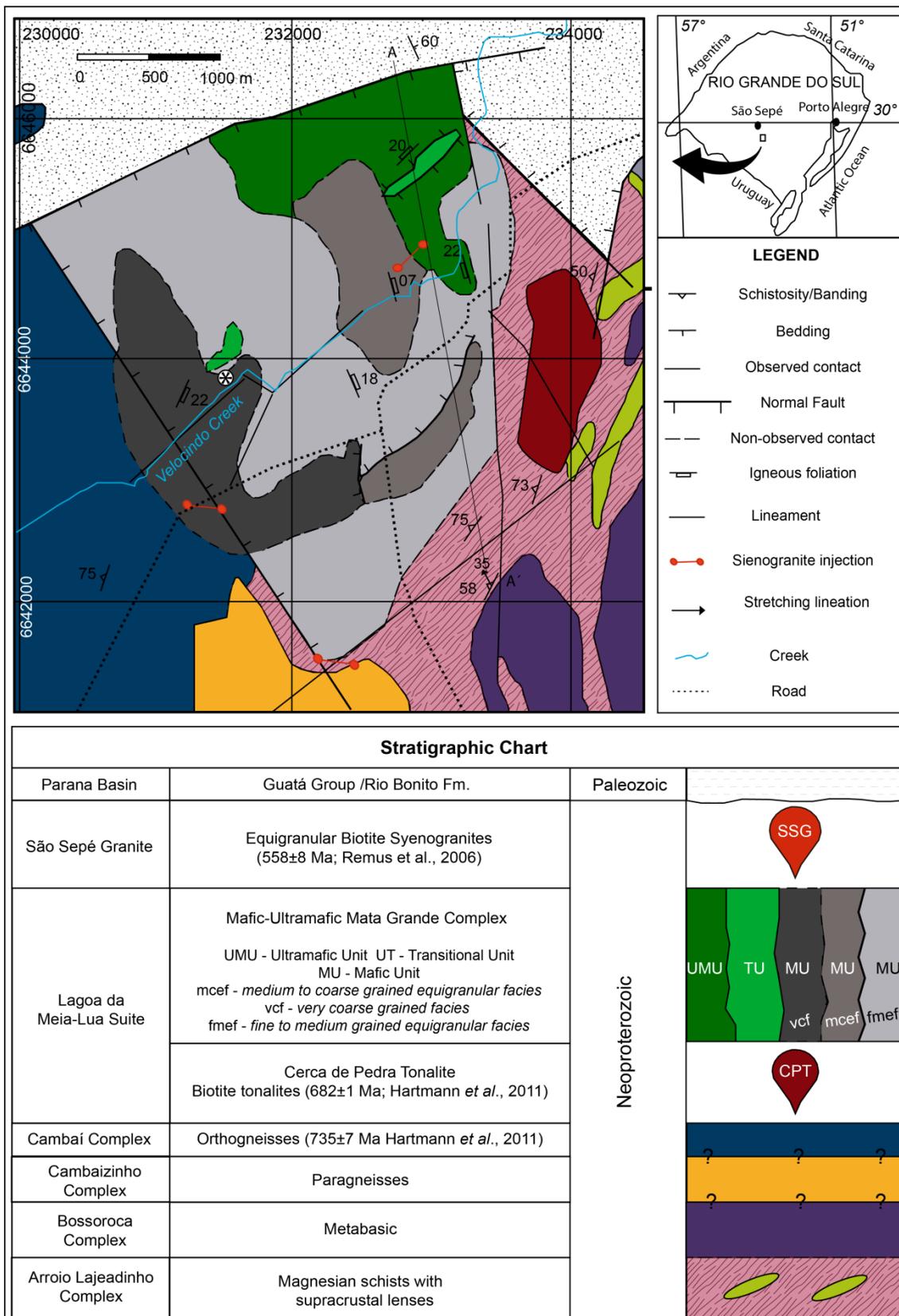


Figure 2 – Geological map and stratigraphic succession of Mata Grande region.

3.1 Mafic Unit

Mafic Unit is primarily composed of olivine gabbroites, with hornblende, hornblende norites and metagabbros. Compositional and textural variation allows a separation of Mafic Unit into three petrographic facies. The *Fine to Medium-grained Equigranular Facies* (FEMF) has a hipidiomorphic texture and the long axis of euhedral plagioclase marks the shape foliation. Mafic minerals consist of amoeboid pyroxene, amphibole and prismatic or globular euhedral olivine. The *Medium to Coarse grained Equigranular Facies* (MCEF) is characterized by compositional-textural layering or massive structure, hipidiomorphic texture, prismatic euhedral plagioclase, amoeboid pyroxene and amphibole and prismatic or globular subhedral olivine. The *Very Coarse grained heterogranular Facies* (VCF) is distinguished by a massive structure, euhedral prismatic plagioclase with subophitic texture, in amoeboid pyroxene and prismatic euhedral amphibole. In some outcrops, VCF is cross-cut, by fine-grained diorite injections, containing VCF fragments and xenocrysts.

Mafic Unit rocks crystallized from an accumulation of plagioclase crystals with a small proportion of olivine crystals and also from intercumulus phases, representing 24% - 41% of the interstitial trapped liquid in the accumulation.

3.2 Ultramafic Unit

Ultramafic Unit comprises layered or massive peridotite and serpentinite. Peridotites show prismatic and globular euhedral olivine, intergranular amoeboid plagioclase and prismatic oikocrysts of pyroxene and amphibole. Those rocks were primarily crystallized from an accumulation of olivine, with intercumulus plagioclase plus trapped liquid (20%).

3.3 Transitional Unit

Transitional Unit is composed of layered troctolites, with prismatic cumulus or amoeboid intergranular plagioclase that marks a shape foliation by orientation of its largest axis, or by orientation of millimetric aggregates. Olivine is prismatic or globular euhedral, pyroxene and amphibole are amoeboid intergranular crystals. In Transitional Unit plagioclase and olivine occur in very close proportions, with a minor trapped liquid proportion (c.15%).

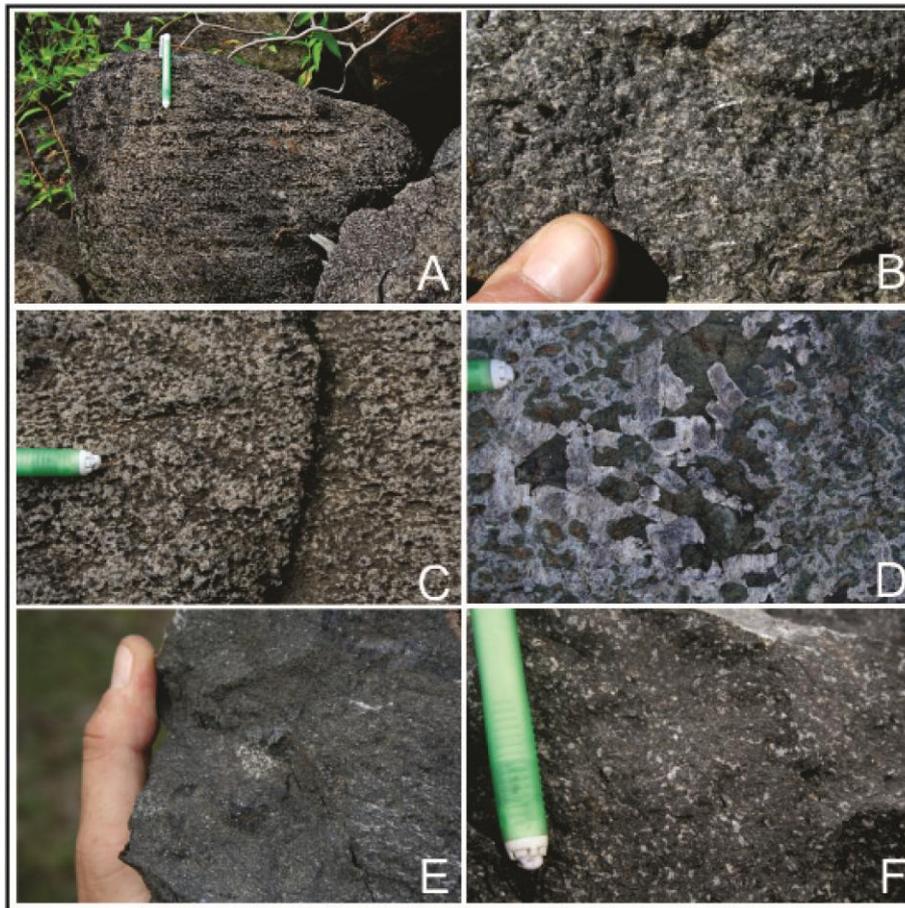


Figure 3 – Field features and macroscopic textures of the Mata Grande Complex. (A) Igneous layering in the Mafic Unit. (B) Fine to Medium-grained Equigranular Facies – Mafic Unit plagioclase shape foliation. (C) Medium to Coarse-grained Equigranular Facies gabbro. (D) Very Coarse-grained Facies gabbro with plagioclase in a poquilitic texture, as inclusions in pyroxene. (E) Ultramafic Unit peridotite. (F) Transitional Unit troctolite with ameboid plagioclase. (Photos: R. P. Philipp).

4. GEOCHEMISTRY

In order to determine the geochemical behavior of the MGC units, twenty-four samples were analyzed for major, trace and REE elements. The acquired results are presented on Tables 1 and 2 and summarized below.

INSERT TABLE 1

INSERT TABLE 2

The FMEF and MCEF samples of the Mafic Unit have a SiO₂ content between 44.3 wt.% and 47.77 wt.% with high Al₂O₃ (18.55 – 25.04 wt.%) and Sr (309.4 – 977.4 ppm), indicating plagioclase accumulation, also with varying percentages of MgO (6.53 – 13.79 wt.%), FeO_T (4.10 – 7.89 wt.%), TiO₂ (0.12 – 0.93 wt.%), MnO (0.06 – 0.8 wt.%), with CaO (9.26 – 12.51%), Na₂O (1.63 – 3.07 wt.%), K₂O (0.11 – 0.43 wt.%), Cr₂O₃ (0.037 – 0.068 wt.%) and Ni (89.7 – 388.5 ppm), Co (27.8 – 58.6 ppm) and Cu (35.5 – 60.8 ppm). VCF's metagabbros have higher SiO₂ (48,28 - 51,33 wt.%) content and a slightly depletion in MgO (6,93 - 9,79 wt.%) when compared with other Mafic Unit rocks, probably a consequence of less olivine accumulation.

Fine-grained diorites have higher content of TiO₂ (2.08 – 2.16 wt.%), Ba (237 – 813 ppm), Zr (93.1 – 222.6 ppm), Y (23.8 – 25.5 ppm) and V (170 – 223 ppm). SiO₂ content vary around 45.85 and 50.66 wt.%, with Al₂O₃ (15.46 – 15.94 wt.%), FeO_T (10.34 – 12.10 wt.%), MgO (6.03 – 8.30 wt.%), CaO (6.75 – 8.99 wt.%), Na₂O (2.98 – 3.61 wt.%), K₂O (0.47 – 1.82 wt.%) and Cr₂O₃ (0.025 – 0.026 wt.%).

The Transitional Unit is composed of ultrabasic rocks with SiO₂ (39.21 - 41.69 wt.%), MnO (0.13 – 0.15 wt.%), higher MgO (19.86 – 27.09 wt.%), FeO_T (10.80 – 10.94 wt.%), Cr₂O₃ (0.074 – 0.183 wt.%) Ni (618.6 – 920.2 ppm), Co (104.9 – 108.3 ppm), Cu (111.7 – 120.9 ppm) and less Al₂O₃ (8.55 – 12.94 wt.%), CaO (4.49 – 5.82 wt.%), Na₂O (0.58 – 1.57 wt.%) and K₂O (0.05 – 0.07 wt.%) content relative to Mafic Unit samples, explained by higher proportions of olivine in the Transitional Unit accumulation.

The Ultramafic Unit samples are ultrabasic with SiO₂ (39.21 – 41.69 wt.%), MgO (30.99 – 31.49 wt.%), FeO_T (12.14 – 12.45 wt.%), Al₂O₃ (4.92 – 5.56 wt.%), CaO (2.72 – 2.87 wt.%), Na₂O (0.36 – 0.38 wt.%), K₂O (0.04 – 0.05 wt.%) and high Ni (1070.9 – 1358 ppm) and Co (118.2 – 130.5 ppm) content, agreeing with an exclusive olivine accumulation.

The use of AFM diagram (Fig. 4) shows the chemical evolution of the MGC units; this is not intended for magmatic series classification. Ultrabasic cumulates from Transitional Unit and Ultramafic Unit are enriched in MgO, in relation to FeO. The Mafic Unit samples show a clear trend from FMEF →

MCEF →VCF marked by FeO enrichment, relative to MgO. Fine grained diorites have the highest content of FeO in relation to MgO.

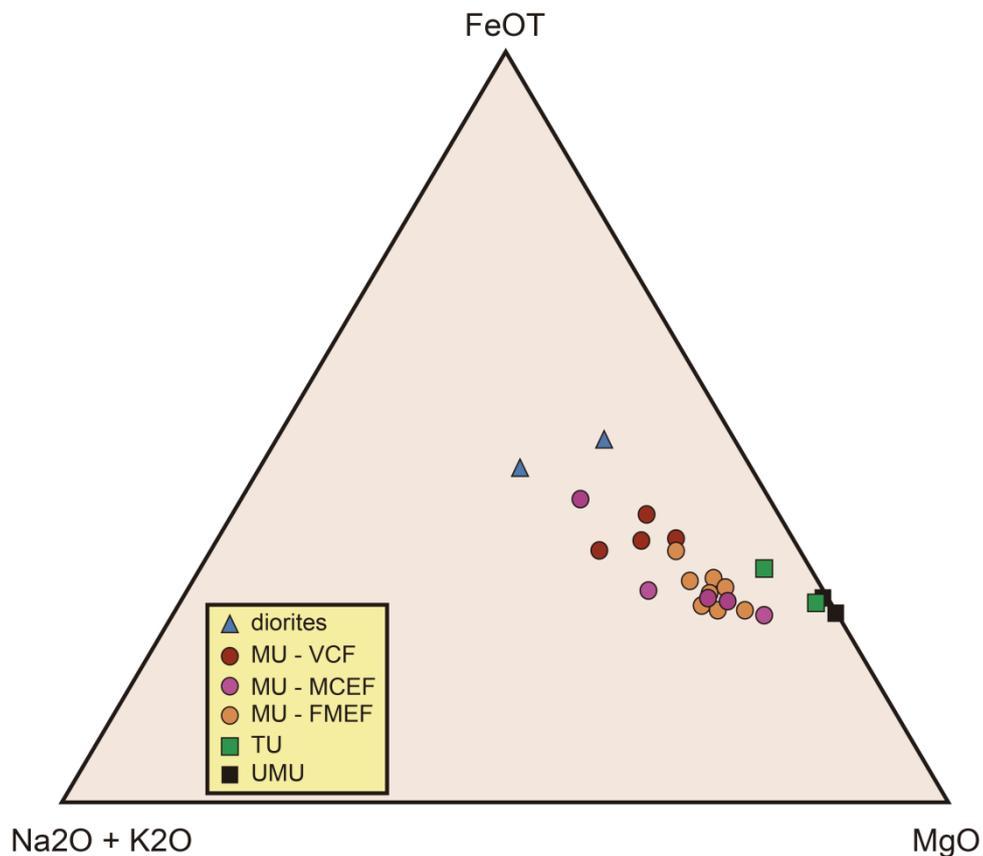


Figure 4 – AFM diagram (Irvine & Baragar, 1971) for Mata Grande Complex samples (MU-Mafic Unit, VCF- Very Coarse-grained Facies, MCEF- Medium to Coarse-grained Equigranular Facies, FMEF- Fine to Medium-grained Equigranular Facies, TU-Transitional Unit, UMU-Ultramafic Unit).

When Mafic Unit samples with individualized facies are observed in Harker diagrams (Fig. 5), there is Al_2O_3 , Na_2O and SiO_2 negative correlation; a result of the accumulation of plagioclase. CaO and TiO_2 tend to have a negative correlation, although VCF samples show a positive correlation of CaO and FMEF samples show a positive correlation for TiO_2 . The general trend is a positive correlation for FeO_T , except for the slightly negative correlation in MCEF samples, which is interpreted as a result of the change of intercumulus composition. Low values of P_2O_5 and K_2O do not show significant correlation.

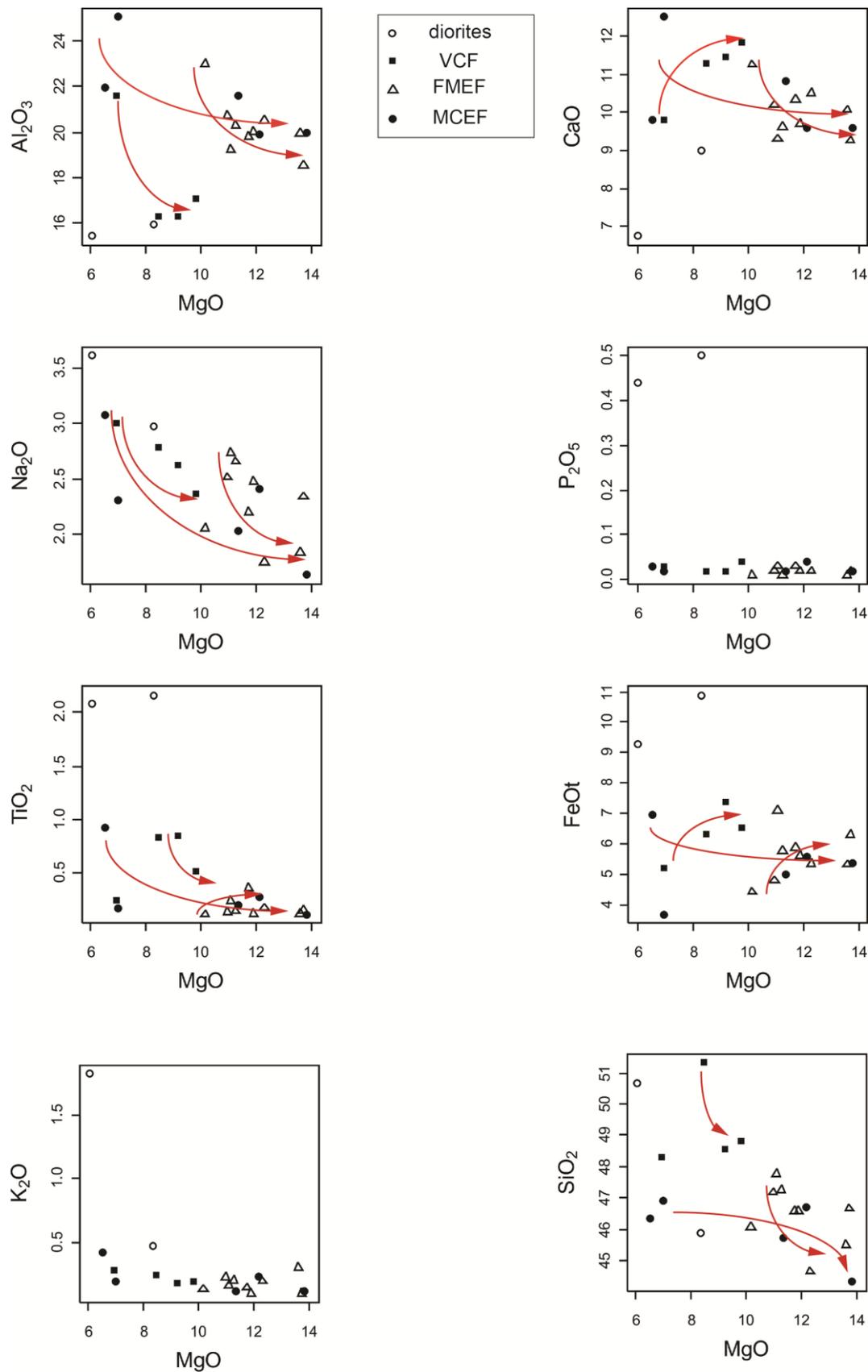


Figure 5 – Harker diagrams showing the variation of main oxides from the MCG samples (VCF- Very Coarse-grained Facies, MCEF- Medium to Coarse-grained Equigranular Facies, FMEF- Fine to Medium-grained Equigranular Facies).

When displayed in a multi-element diagram (Fig. 6), all samples present slight enrichment in LILE in relation to HFSE, with high values of Cs, Ba, K, Pb and Sr, allied with low values of Nb. Even though analyzed samples are cumulates, the Ba and Sr positive anomaly and Nb negative anomaly, in both mafic and ultramafic rocks indicate a metasomatized mantle source; interpreted as such because there is no mineral phase capable of generating these anomalies by accumulation, or fractionation in both mafic and ultramafic cumulates. Fine-grained diorites show LILE enrichment with high values of Cs, Ba, K and Pb and unlike the cumulates, do not show a pronounced Nb negative anomaly or Sr positive anomaly.

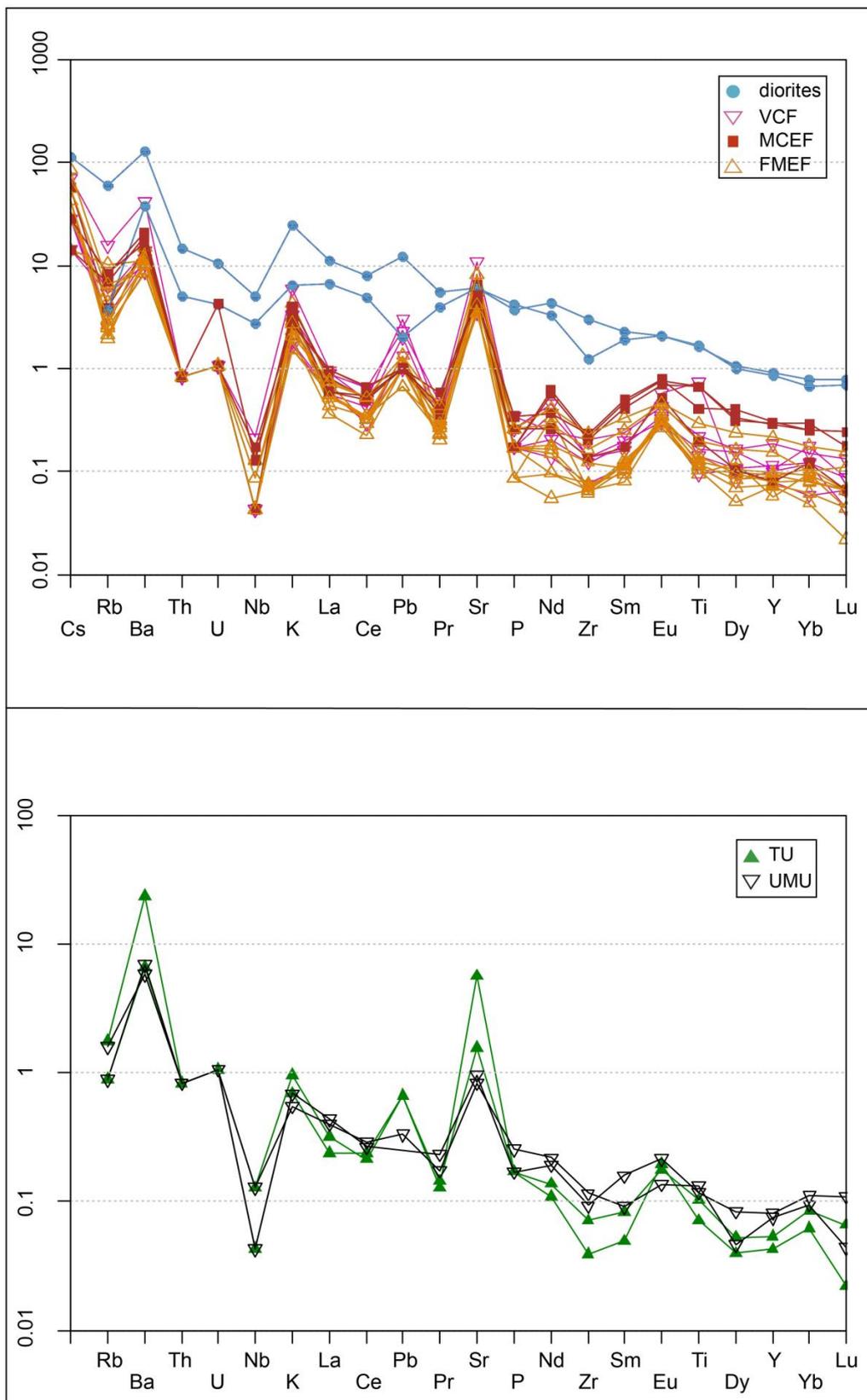


Figure 6 - Multi-element diagram of MCG samples normalized by N-MORB (Sun & McDonough, 1989) (MU-Mafic Unit, VCF- Very Coarse-grained Facies, MCEF- Medium to Coarse-grained Equigranular Facies, FMEF- Fine to Medium-grained Equigranular Facies, TU-Transitional Unit, UMU-Ultramafic Unit).

REE patterns (Fig.7) are very similar for cumulates; being characterized by ΣREE between 6.87 and 19.10 with an Eu positive anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.44 - 4.34$), indicating plagioclase accumulation with a slight enrichment of LREE in relation to HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.12 - 6.22$). LREE fractionation ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0.76 - 3.79$) is similar to HREE ($\text{Eu}_N/\text{Yb}_N = 1.67 - 5.71$). The best explanation for this phenomenon is an early Eu concentration in the parental magma, by fractionation of Eu non-concentrating phases. The fine-grained diorites show a distinct REE pattern, indicated by higher enrichment of LREE in relation to HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5.50 - 7.97$) and ΣREE between 108.6 and 154.2. LREE fractionation is similar HREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2.02 - 2.95$ and $\text{Eu}_N/\text{Yb}_N = 2.62 - 2.97$). Eu positive anomaly is incipient ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.16 - 1.22$).

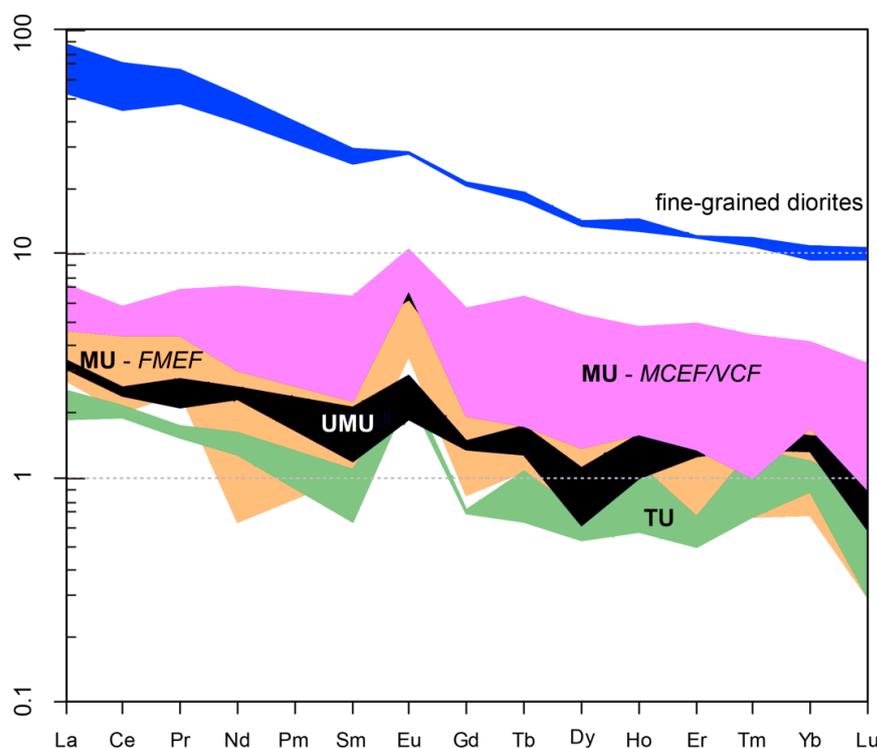


Figure 7 - Mata Grande Complex REE patterns normalized against chondrite (Nakamura, 1974) (MU-Mafic Unit, VCF- Very Coarse-grained Facies, MCEF- Medium to Coarse-grained Equigranular Facies, FMEF- Fine to Medium-grained Equigranular Facies, TU-Transitional Unit, UMU-Ultramafic Unit).

Importantly, the AFM diagram shows that FMEF is the less fractionated facies. It's confirmed by K_2O , P_2O_5 , FeO_T and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ patterns in the harker diagrams and by the sum of ETR elements. MCEF and VCF samples show

increasing fractionation and FMEF geochemical behavior indicates the intercumulus liquid was ejected by normal compaction, as suggested by Simões *et al.* (in press.). MCEF facies shows less or no-compaction and VCF represents a late-stage facies, which is cross-cut by fine grained diorites; which was the last magmatism manifestation, but was not representative of the original MGC liquid.

5. GEOCHRONOLOGY

Due to the scarce occurrence of zircon crystals in ultramafic and fine-medium grained mafic rocks, a very coarse-grained gabbro was selected for LA-ICP-MS U-Pb zircon dating. The dated sample (MS – 26A), has a massive structure with prismatic plagioclase and clinopyroxene from igneous paragenesis and prismatic tremolite-actinolite with chlorite, from contact metamorphism paragenesis. The isotope data is shown in Tables 3 and 4.

INSERT TABLE 3

INSERT TABLE 4

Twenty grains from 70 μm to 160 μm in size were imaged by cathodoluminescence (Fig. 8). Most grains are prismatic with 3:1 to 2:1 aspect ratio, have pinacoidal termination and oscillatory or scanning zoning. Analyzed zircons show variable Th (32.1 ppm - 3313.6 ppm) and U (48.4 ppm - 1758.7 ppm) content. Th/U ratio is between 0.08 and 1.9, with 0.693 as medium value. These data are consistent with the large range of Th and U in mafic to intermediate rocks (Wang *et al.*, 2011).

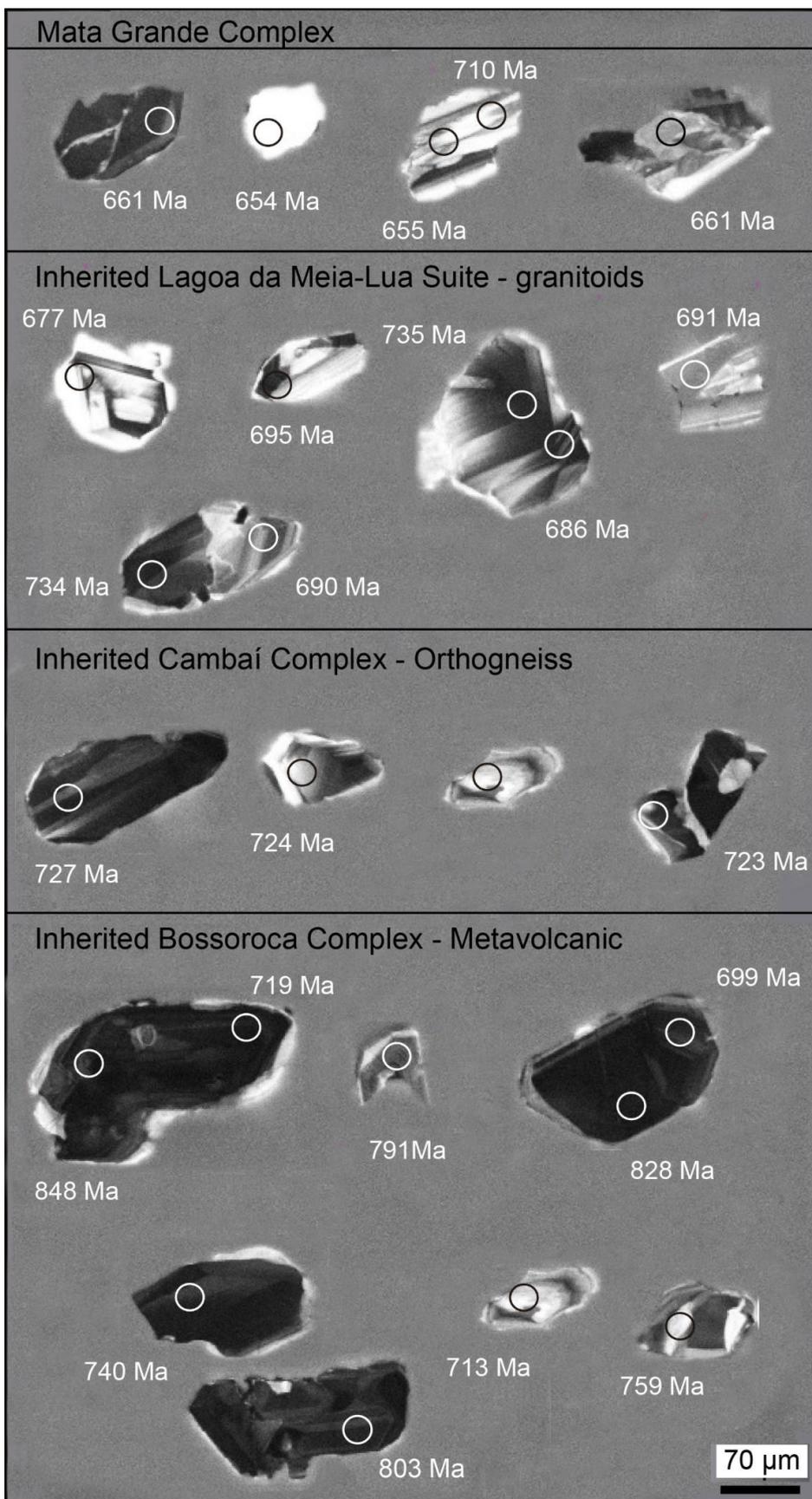


Figure 8 – BSE images of inherited and magmatic zircons analyzed by LA-MC-ICP-MS with classification and indication of spots and obtained U-Pb ages.

The isotope analysis indicates a single gabbro igneous zircon group and three inherited zircon groups : (i) 800 – 790 Ma zircons, assigned to felsic volcanics from the Bossoroca Complex, (ii) 720 – 710 Ma zircons related to dioritic to tonalitic orthogneisses from the Cambaí Complex and (iii) 690 Ma zircons from an early, undeformed, diorite-tonalite-granodiorite association of the Lagoa da Meia-Lua Suite (Fig. 9).

Using the acquired age of 667 Ma, we recalculated values of Sm-Nd isotope analysis from Babinski *et al.* (1996), for the gabbro sample (RS-19-II). The sample presented Sm-Nd ratios not strongly fractionated from CHUR (chondritic uniform reservoir) and a $\epsilon_{Nd}(t)$ value of +2.71 accompanied by a T_{DM} model age of 960 Ma (Tab. 5).

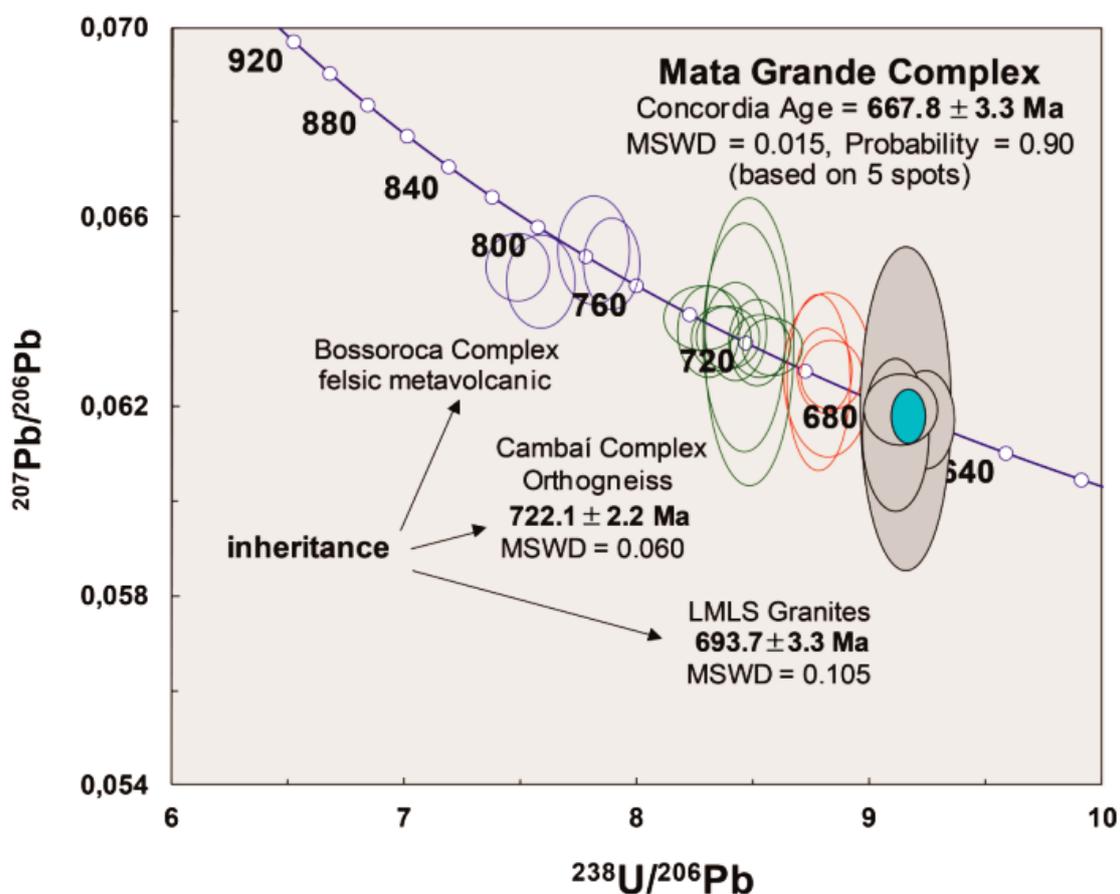


Figure 9 – Concordia diagram for Mata Grande Complex (sample MS-26 A) with inherited and magmatic zircons.

INSERT TABLE 5

6. DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

Based on the cumulatic textures, oikocryst-matrix, intercumulus variation and geochemical trends of fractionation, we propose that the Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex was generated by accumulation and fractionation of an original liquid. The primitive geochemical character of FMEF in relation to other MU rocks agrees with petrographic aspects documented by Simões *et al.* (*in press*) of compactation and intercumulus ejection.

The question remains how representative the composition is, compared to the original magma. Petrographic features indicate that olivine-cumulates (30-50% olivine) from Transitional Unit and Ultramafic Unit were not crystallized from ultrabasic magma. Mafic Unit cumulates do not reflect the original magma composition; although, it is plausible to have a basaltic parental magma composition.

Multi-element Ba, Nb and Sr anomalies (Fig. 6) indicate previous metassomatism in the source. The accumulation effect of those anomalies is absent or has little influence, since there are no mineral phases capable of holding these elements in the studied rocks. REE patterns are more consistent with cumulate trends. However, the conspicuous Eu positive anomaly in the plagioclase cumulates, which is more accentuated in olivine accumulates, suggests that there was an Eu enrichment in the magma. It is well explained by olivine fractionation leading to Eu concentration in the residual liquid, which was composed of intercumulus material followed by plagioclase accumulation.

Magmatism evolved from olivine fractionation (Ultramafic Unit – Transitional Unit), to plagioclase crystallization and accumulation (Mafic Unit – FMEF, MCEF) in a single or multiple pulses. The final liquids crystallized and formed very-coarsed grained cumulates (VCF), which were rapidly cross-cut by the last manifestation of magmatism, represented by fine-grained diorites.

U-Pb isotope data obtained by the LA-ICP-MS method from zircon grains in a Mafic Unit -VCF gabbro yielded ages of inherited zircons from surrounding igneous and metamorphic rocks (Bossoroca Complex metavolcanic, 800-750 Ma; Cambaí Complex orthogneiss, 720 Ma; and Lagoa da Meia-Lua Suite

granitoids, 680 Ma) and a magmatic crystallization age for the CMG of 667.8 ± 3.3 Ma.

Both geochemical and isotope data, allied with observations of field relationships favor the hypothesis of a post-collisional environment for MGC crystallization. This implies MGC emplacement following arc-related volcanism (Bossoroca Complex), plutonic arc magmatism (Cambaí Complex) and after early post-orogenic magmatism (705 – 680 Ma), represented by positioning of non-deformed granitoids through Palma-Vila Nova Ductile Shear Zone.

Lithospheric delamination processes such as slab-breakoff provide a mechanism for asthenosphere inflow and partial melting of the upper mantle was suggested for post-collisional mafic-ultramafic complexes in the Arabian-Nubian Shield (Azer & El-Gharbawy, 2011), in the Dabie orogen (Huang *et al.*, 2003,2007) and in the Aracuaí-Ribeira Fold Belt, southeast Brazil (Wiedemann *et al.*, 2002). Sm-Nd recalculated results with $\epsilon_{Nd}(t)$ value of +2.71 accompanied by a T_{DM} model age of 960 Ma indicates extraction from a Neoproterozoic mantle source and supports the model of underplating as the primary magma generation mechanism for the MGC.

In the São Gabriel Terrane, subducted oceanic plate broke down after its collision with the 2.2 Ga Encantadas Complex, a fragment of the Rio de La Plata Craton. Breakdown of the oceanic plate allowed lithospheric mantle replacement by asthenosphere upwelling, inducing partial melting of pre-metassomatized mantle. The regional tectonic setting model proposed conforms to the tectonic polarity concept, whereby oceanic plate was subducted under the SGT (Saalman *et al.*, 2005, 2010) and was succeeded by an oblique collision of the SGT with the Rio de La Plata Craton (Fig. 10). Intense mafic magmatism represented by non-deformed tonalite, granodiorite, granite and mafic-ultramafic bodies is recorded in the Goiás Magmatic Arc at 670-600 Ma (Pimentel *et al.*, 1994) and post-collisional juvenile magmatism occurred at 690-677 Ma in the Arabian-Nubian Shield (Stern & Abdelsalam, 1998). The presence of mafic post-collisional magmatism at this time in these three juvenile associations indicates a synchrony in the late stages of their tectonic evolution, culminating in Neoproterozoic crust accretion and contributing to Western Gondwana amalgamation.

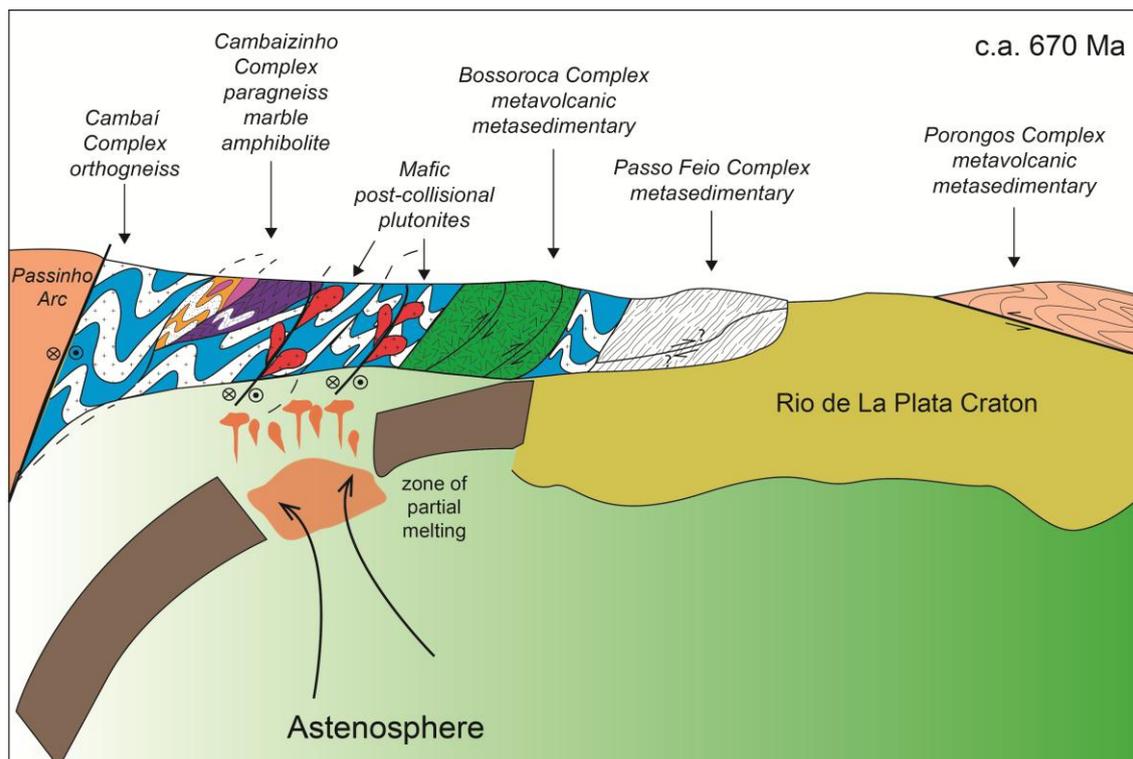


Figure 10 – Tectonic setting for northern São Gabriel Terrane at c.a. 670 Ma.

ACKNOWLEDGEMENTS

The first author thanks Prof.Dr. Lauro V.S. Nardi for geochemical advice. We thank CNPq (grant n° 132767/2013-9), universal project PRONEX/FAPERGS (grant n° 10/0045-6). We also thank IGEO/UFRGS and IG/USP laboratory support.

REFERENCES

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 7: 45-80.
- Azer, M.K., El-Gharbawy, R.I., 2011. Contribution to the Neoproterozoic layered mafic-ultramafic intrusion of Gabal Imleih, south Sinai, Egypt: Implication of post-collisional magmatism in the north Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences*, 60, 253-272.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274.

Boudreau, A. E., McBirney, A. R. (1997). The Skaergaard Layered Mineral. Part III. Non-dynamic layering. *Journal of Petrology* 38, 1003-1020.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.

Eales, H.V., Cawthorn, R.G. 1996. The Bushveld Complex. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered intrusions*. Elsevier, Amsterdam, pp. 181–229.

Elholou S., Belousova E., Griffin, W.L., Peasom, N.J. & O'Reilly S.Y. 2006. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70(18): 158.

Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektas, O., Rojay, B., and Sen, C. 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research*, v. 18, p. 230-252.

Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Bektas, O., Chung, S.L. 2011. Late Triassic subduction-related ultramafic-mafic magmatism in the Amasya area (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for the ophiolite conundrum in eastern Mediterranean, *Journal of Asian Earth Sciences*, Suture Zones Special Issue: Suture Zones and Geodynamic Processes, 42 (3), 234 – 257.

Ferré, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S., 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics* 354, 1–23.

Ferris, J., Johnson, A., Storey, B., 1998. Form and extent of the Dufek intrusion, Antarctica, from newly compiled aeromagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 154 (1–4), 185–202.

Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic diorites related to postcollisional, Brasiliano/Pan-African mafic magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research* 5, 519–534.

Gladchenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J., 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society of London* 154 (3), 465–470.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P. , Santos, J.O.S. , McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753–680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99.

- Hartmann, L.A.; Chemale, Jr., F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (eds.), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: UFRGS-PETROBRAS, p.97-123.
- Huang, F., Li, S., Dong, F., Li, Q., Chen, F., Wang, Y., Yang, W. 2007. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China. *Lithos*, 96, 151-169.
- Huang, F., Li, S., Zhou, H., Li, H. 2003. U-Pb isotopic geochemistry of the post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie Mountains. *Science in China (Series D)*, 46, N. 4, 320-332.
- Iijina, M., Karinen, T., Räsänen, J., 2001. The Koillismaa Layered Igneous Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization. In: Piestrzynski, A., et al. (Ed.), *Proceedings of the Sixth Biennial SGA-SEG meeting*. Balkema Publishers, Lisse, pp. 649-652.
- Irvine, T. N., 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geological Society of America Memoir* 138, 240 pp.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F. 1998 SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.*, v. 40, pp. 688-705.
- Miller, J.D., Jr., and Ripley, E.M. 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. in Cawthorne, R.G. (ed.): *Layered Intrusions*: Amsterdam, Elsevier, p. 257-301.
- McBirney A. R., Noyes, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 20, 487-554.
- McBirney, A. R. 1996. The Skaergaard intrusion. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions*. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 147-180.
- McCallum, I.S., 1996. The Stillwater Complex. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions*. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 441-483.
- Naslund, H.R., McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G.(ed.) *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., 1-43.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.

Oyhantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201 - 220.

Philipp, R. P., Junges, S. L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia.

Philipp, R.P., Bitencourt, M.F., Junges, S. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Cambai and Cambaizinho Complexes, São Gabriel Terrane, south Brazil: implications for the evolution of the Vila Nova Arch in Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences* (in press).

Pimentel, M. M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n.4, p. 375-379.

Pimentel M.M., Jost H. & Fuck R. A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Carneiro Dal Ré & B.B. Brito Neves (org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Ed. Beca. p. 335-368.

Remus, M.; McNaughton, M.; Hartmann, L. & Fletcher, I. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constrains on timing and sources, *Journal of South America Earth Sciences*, 12, pp. 349-366.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L. A. 2005. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel block, southernmost Brazil - relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, v. 8, n.2, p. 143-162.

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M.V.D., Läufer, A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences* v. 100, p. 355-378.

Simoës, M.S., Philipp, R. P., Formoso, M. L. L., Camozzato, E. *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS: magmatismo pós-colisional no Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano. Pesquisas em Geociências UFRGS.* (in press).

Sun, S.-S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In:

Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds. , *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 313–345.

Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., Huang, P., Li, X. 2011. U and Th contents Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: Improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica* 85 (1), 164-174.

White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P.A.F., Kuszniir, N.J., 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature* 452 (7186), 460–464.

Wiedemann, C. M., Medeiros, S. R., Ludka, L. P., Mendes, J. C., Moura, C. J. 2002. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, v. 5, n. 2, p. 381-399.

Sample	Mafic Unit										Medium to Coarse-grained Equigranular Facies										Very Coarse-grained Facies															
	Fine to Medium Equigranular Facies										Facies																									
	MS-18	MS-19	MS-20	MS-21B	MS-23	MS-24	MS-29	MS-32	MS-1	MS-2	MS-3A	MS-06	MS-11	MS-12	MS-16	MS-22A	MS-26	MS-27	MS-18	MS-19	MS-20	MS-21B	MS-23	MS-24	MS-29	MS-32	MS-1	MS-2	MS-3A	MS-06	MS-11	MS-12	MS-16	MS-22A	MS-26	MS-27
SiO ₂	47.26	46.65	45.51	47.17	47.77	46.59	44.65	46.92	45.72	46.69	46.35	46.05	44.30	48.57	48.28	48.80	51.33	47.26	46.65	45.51	47.17	47.77	46.59	44.65	46.92	45.72	46.69	46.35	46.05	44.30	48.57	48.28	48.80	51.33		
TiO ₂	0.15	0.16	0.13	0.14	0.25	0.13	0.18	0.18	0.21	0.28	0.93	0.12	0.12	0.85	0.25	0.52	0.84	0.15	0.16	0.13	0.14	0.25	0.13	0.18	0.18	0.21	0.28	0.93	0.12	0.12	0.85	0.25	0.52	0.84		
Al ₂ O ₃	20.30	18.55	19.96	20.71	19.26	20.04	19.82	25.04	21.62	19.89	21.93	23.00	19.96	16.28	21.58	17.09	16.31	20.30	18.55	19.96	20.71	19.26	20.04	19.82	25.04	21.62	19.89	21.93	23.00	19.96	16.28	21.58	17.09	16.31		
Fe ₂ O ₃	6.43	7.02	5.91	5.33	7.89	6.26	6.54	4.10	5.58	6.22	7.70	4.91	5.96	8.19	5.79	7.27	7.02	6.43	7.02	5.91	5.33	7.89	6.26	6.54	4.10	5.58	6.22	7.70	4.91	5.96	8.19	5.79	7.27	7.02		
MnO	0.09	0.10	0.08	0.07	0.11	0.09	0.08	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.06	0.14	0.08	0.11	0.13	0.09	0.10	0.08	0.07	0.11	0.09	0.08	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.06	0.14	0.08	0.11	0.13		
MgO	11.24	13.70	13.57	10.95	11.07	11.88	11.71	12.29	11.35	12.13	6.53	10.14	13.79	9.18	6.93	9.79	8.46	11.24	13.70	13.57	10.95	11.07	11.88	11.71	12.29	11.35	12.13	6.53	10.14	13.79	9.18	6.93	9.79	8.46		
CaO	9.61	9.26	10.06	10.19	9.31	9.70	10.33	10.51	10.82	9.61	9.79	11.25	9.60	11.45	9.80	11.82	11.28	9.61	9.26	10.06	10.19	9.31	9.70	10.33	10.51	10.82	9.61	9.79	11.25	9.60	11.45	9.80	11.82	11.28		
Na ₂ O	2.66	2.34	1.84	2.51	2.74	2.48	2.20	1.75	2.30	2.03	2.41	2.05	1.63	2.63	3.01	2.36	2.79	2.66	2.34	1.84	2.51	2.74	2.48	2.20	1.75	2.30	2.03	2.41	2.05	1.63	2.63	3.01	2.36	2.79		
K ₂ O	0.21	0.11	0.31	0.23	0.17	0.11	0.15	0.20	0.12	0.24	0.43	0.14	0.13	0.19	0.29	0.20	0.25	0.21	0.11	0.31	0.23	0.17	0.11	0.15	0.20	0.12	0.24	0.43	0.14	0.13	0.19	0.29	0.20	0.25		
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02		
Cr ₂ O ₃	0.068	0.062	0.056	0.063	0.060	0.064	0.061	0.054	0.048	0.056	0.037	0.046	0.052	0.039	0.014	0.136	0.047	0.068	0.062	0.056	0.063	0.060	0.064	0.061	0.054	0.048	0.056	0.037	0.046	0.052	0.039	0.014	0.136	0.047		
LOI	1.7	1.7	2.2	2.3	1.0	2.3	1.8	3.5	2.1	2.1	2.8	2.0	4.0	2.2	3.7	1.6	1.3	1.7	1.7	2.2	2.3	1.0	2.3	1.8	3.5	2.1	2.1	2.8	2.0	4.0	2.2	3.7	1.6	1.3		
TOTAL	99.73	99.67	99.64	99.68	99.66	99.66	99.69	99.69	99.70	99.76	99.68	99.79	99.64	99.74	99.75	99.74	99.78	99.73	99.67	99.64	99.68	99.66	99.66	99.69	99.69	99.70	99.76	99.68	99.79	99.64	99.74	99.75	99.74	99.78		
Ba	79	73	71	73	95	66	65	53	55	87	267	54	74	89	121	133	106	79	73	71	73	95	66	65	53	55	87	267	54	74	89	121	133	106		
Rb	2.5	1.1	5.8	3.1	1.5	1.2	1.7	3.7	1.4	3.0	8.8	1.4	1.8	2.2	3.9	4.6	4.7	2.5	1.1	5.8	3.1	1.5	1.2	1.7	3.7	1.4	3.0	8.8	1.4	1.8	2.2	3.9	4.6	4.7		
Sr	567.1	447.6	335.7	510.1	740.2	738.5	374.5	309.4	314.2	434.3	977.4	355.2	319.6	428.0	584.5	433.4	467.3	567.1	447.6	335.7	510.1	740.2	738.5	374.5	309.4	314.2	434.3	977.4	355.2	319.6	428.0	584.5	433.4	467.3		
Cs	0.2	0.3	0.1	0.4	<0.1	0.3	0.3	0.6	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.4	0.1	0.2	<0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	<0.1	0.3	0.3	0.6	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.4	0.1	0.2	<0.1		
Ga	12.7	11.9	10.8	12.4	14.1	12.8	11.6	10.7	11.9	12.1	16.7	11.6	11.3	14.8	14.7	14.9	14.7	12.7	11.9	10.8	12.4	14.1	12.8	11.6	10.7	11.9	12.1	16.7	11.6	11.3	14.8	14.7	14.9	14.7		
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Nb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Zr	5.6	5.2	4.9	4.9	12.2	4.6	17.1	9.1	10.2	14.9	10.1	4.8	5.6	8.2	8.1	17.1	16.1	5.6	5.2	4.9	4.9	12.2	4.6	17.1	9.1	10.2	14.9	10.1	4.8	5.6	8.2	8.1	17.1	16.1		
Y	2.5	2.7	2.6	2.1	4.3	2.0	6.0	2.2	2.9	5.2	2.8	1.6	2.2	2.2	2.2	2.2	<0.2	2.5	2.7	2.6	2.1	4.3	2.0	6.0	2.2	2.9	5.2	2.8	1.6	2.2	2.2	2.2	<0.2	<0.2		
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	325.3	341.0	386.9	275.5	259.9	285.7	301.7	353.4	335.8	241.7	89.7	275.9	388.5	51.3	65.8	65.8	12.2	325.3	341.0	386.9	275.5	259.9	285.7	301.7	353.4	335.8	241.7	89.7	275.9	388.5	51.3	65.8	65.8	12.2		
Co	50.4	58.6	51.1	44.0	55.1	56.1	42.4	47.1	43.4	48.8	39.2	39.0	53.6	42.4	34.9	45.5	29.2	50.4	58.6	51.1	44.0	55.1	56.1	42.4	47.1	43.4	48.8	39.2	39.0	53.6	42.4	34.9	45.5	29.2		
V	24	28	17	19	39	24	53	24	57	58	123	24	22	141	28	126	146	24	28	17	19	39	24	53	24	57	58	123	24	22	141	28	126	146		
Cu	33.5	60.8	48.3	59.1	62.5	60.8	58.0	49.6	49.5	55.5	39.9	44.0	53.6	96.2	20.6	39.7	36.0	33.5	60.8	48.3	59.1	62.5	60.8	58.0	49.6	49.5	55.5	39.9	44.0	53.6	96.2	20.6	39.7	36.0		
Pb	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.6	0.3	0.7	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.6	0.3	0.7	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3		
Zn	22	18	13	16	32	16	24	18	22	23	23	16	22	23	15	20	8	22	18	13	16	32	16	24	18	22	23	23	16	22	23	15	20	8		
Hf	<0.1	0.3	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.4	0.5	0.5	0.3	0.2	0.1	0.5	0.2	0.7	0.6	<0.1	0.3	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.4	0.5	0.5	0.3	0.2	0.1	0.5	0.2	0.7	0.6		
Pr	0.31	0.30	0.41	0.35	0.52	0.27	0.57	0.38	0.40	0.58	0.61	0.27	0.37	0.57	0.48	0.77	0.57	0.31	0.30	0.41	0.35	0.52	0.27	0.57	0.38	0.40	0.58	0.61	0.27	0.37	0.57	0.48	0.77	0.57		
Sc	8	10	6	9	10	8	12	8	7	8	10	5	5	36	10	39	40	8	10	6	9	10	8	12	8	7	8	10	5	5	36	10	39	40		
La	1.1	1.4	1.8	1.4	1.8	1.4	1.9	1.3	1.4	2.2	2.4	0.9	1.5	1.5	2.0	2.4	1.5	1.1	1.4	1.8	1.4	1.8	1.4	1.9	1.3	1.4	2.2	2.4	0.9	1.5	1.5	2.0	2.4	1.5		
Ce	2.6	2.4	2.2	2.4	4.0	2.6	3.9	2.6	3.2	4.9	4.9	1.7	2.2	2.2	3.8	5.0	4.1	2.6	2.4	2.2	2.4	4.0	2.6	3.9	2.6	3.2	4.9	4.9	1.7	2.2	2.2	3.8	5.0	4.1		
Nd	0.7	1.2	1.1	0.7	2.1	1.1	3.0	1.3	1.5	2.7	1.8	0.4	1.0	1.0	1.9	2.7	4.5	0.7	1.2	1.1	0.7	2.1	1.1	3.0	1.3	1.5	2.7	1.8	0.4	1.0	1.0	1.9	2.7	4.5		
Sm	0.25	0.31	0.34	0.30	0.66	0.27	0.87	0.28	0.42	0.63	0.42	0.21	0.29	1.08	0.45	1.31	1.22	0.25	0.31	0.34	0.30	0.66	0.27	0.87	0.28	0.42	0.63	0.42	0.21	0.29	1.08	0.45	1.31	1.22		
Eu	0.36	0.32	0.27	0.30	0.46	0.30	0.47																													

Sample	Fine-grained Diorites		Transitional Unit		Ultramafic Unit	
	MS-10	MS-22B	MS-5	MS-25	MS-3B	MS-33
SiO ₂	50,66	45,85	39,21	41,69	37,74	37,90
TiO ₂	2,08	2,16	0,13	0,09	0,17	0,15
Al ₂ O ₃	15,46	15,94	8,55	12,94	5,56	4,92
Fe ₂ O ₃	10,34	12,10	10,80	10,94	12,14	12,45
MnO	0,15	0,18	0,15	0,13	0,17	0,18
MgO	6,03	8,30	27,09	19,86	31,49	30,99
CaO	6,75	8,99	4,49	5,82	2,72	2,87
Na ₂ O	3,61	2,98	0,58	1,57	0,38	0,36
K ₂ O	1,82	0,47	0,05	0,07	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,44	0,50	0,02	0,02	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,025	0,026	0,074	0,183	0,464	0,343
LOI	2,3	2,2	8,3	6,2	8,4	9,1
TOTAL	99,67	99,70	99,44	99,51	99,30	99,33
Ba	813	237	42	150	37	44
Rb	34,3	2,1	0,5	1,0	0,9	0,5
Sr	555,2	548,8	141,9	511,3	75,5	87,2
Cs	0,8	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1
Ga	17,5	19,0	4,7	9,0	4,0	4,6
Ta	0,6	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	11,8	6,4	<0,1	0,3	0,3	<0,1
Zr	222,6	93,1	5,3	2,9	8,6	6,9
Y	25,5	23,8	1,5	1,2	2,1	2,3
Th	1,8	0,6	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
U	0,5	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ni	54,6	78,1	920,2	618,6	1358,0	1070,9
Co	36,1	47,6	104,9	108,3	118,2	130,5
V	170	223	31	23	59	42
Cu	31,0	126,2	111,7	120,9	137,2	50,8
Pb	3,7	0,6	0,2	0,2	0,1	<0,1
Zn	50	40	42	28	30	32
Hf	4,8	2,4	0,2	<0,1	0,1	0,3
Pr	7,29	5,17	0,19	0,17	0,23	0,31
Sc	21	28	8	6	9	11
La	28,2	16,9	0,6	0,8	1,0	1,1
Ce	60,7	37,3	1,8	1,6	2,2	2,0
Nd	32,0	24,3	1,0	0,8	1,6	1,4
Sm	5,94	5,08	0,22	0,13	0,24	0,42
Eu	2,16	2,13	0,18	0,20	0,14	0,22
Gd	5,52	5,68	0,20	0,19	0,37	0,40
Tb	0,88	0,80	0,05	0,03	0,06	0,08
Dy	4,79	4,51	0,24	0,18	0,21	0,38
Ho	0,99	0,88	0,08	0,04	0,07	0,11
Er	2,70	2,62	0,15	0,11	0,28	0,32
Yb	2,36	2,05	0,26	0,19	0,29	0,34
Lu	0,36	0,32	0,03	0,01	0,02	0,05

Table 2 – Mata Grande Complex whole rock geochemical data for fine-grained diorites, Transitional Unit and Ultramafic Unit. Major elements in % wt. and traces in ppm.

MS-26A - Gabbro		Isotopic Ratios									
		^{207}Pb	^{235}U	^{206}Pb	^{238}U	corr.	^{238}U	^{206}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb	^{208}Pb
Sample	Spot size	Tipology	1σ	1σ	1σ	coef.	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ
<i>Mata Grande Complex Gabbro zircons</i>											
MS-26A	5,1	pf, c, osc	0,9362	0,115	0,1083	0,73	9,2353	0,0833	0,0618	0,0007	0,2409
MS-26A	11,1	p, m, sz	0,9293	0,0170	0,1098	0,56	9,1074	0,0929	0,0615	0,0011	0,0456
MS-26A	16,1	p, m, sz	0,9475	0,0101	0,1095	0,90	9,1294	0,1051	0,0620	0,0005	0,3357
MS-26A	17,1	p, c, sz	0,9382	0,0408	0,1092	0,32	9,1537	0,1286	0,0620	0,0022	0,5872
<i>Lagoa da Meia-Lua Suite zircons</i>											
MS-26A	2,1	p, m, sz	0,9771	0,0201	0,1139	0,49	8,7772	0,0891	0,0625	0,0012	1,2855
MS-26A	8,1	pf, m, sz	0,9766	0,0078	0,1136	0,90	8,8033	0,0766	0,0627	0,0006	0,8603
MS-26A	14,2	p, m, osc	0,9853	0,0107	0,1132	0,90	8,8328	0,0876	0,0627	0,0005	1,0399
MS-26A	18,2	p, m, osc	0,9711	0,0204	0,1134	0,68	8,8180	0,1258	0,0627	0,0011	0,2452
<i>Cambal Complex zircons</i>											
MS-26A	3,1	p, c, osc	1,0158	0,0327	0,1179	0,46	8,4828	0,1255	0,0634	0,0020	0,5168
MS-26A	4,1	p, c, sz	1,0752	0,0124	0,1204	0,90	8,3078	0,0879	0,0636	0,0006	1,9247
MS-26A	7,1	pf, m, sz	1,0246	0,0093	0,1175	0,90	8,5127	0,0790	0,0633	0,0006	0,2617
MS-26A	9,1	p, m, sz	1,0469	0,0142	0,1187	0,78	8,4225	0,0891	0,0636	0,0007	0,0907
MS-26A	14,1	p, m, osc	1,0369	0,0106	0,1192	0,90	8,3868	0,0902	0,0634	0,0004	1,0127
MS-26A	15,1	p, m, osc	1,0121	0,0082	0,1165	0,90	8,5821	0,0834	0,0633	0,0004	0,0822
MS-26A	17,2	p, m, sz	1,0301	0,0278	0,1182	0,50	8,4597	0,1149	0,0635	0,0016	0,6709
MS-26A	18,1	p, m, sz	1,0483	0,0133	0,1207	0,90	8,2838	0,1111	0,0639	0,0004	0,1954
MS-26A	19,2	p, m, sz	1,0215	0,0086	0,1172	0,90	8,5297	0,0858	0,0633	0,0004	1,1890
MS-26A	21,1	p, m, osc	1,0293	0,0088	0,1196	0,90	8,3603	0,0865	0,0634	0,0004	0,0691
<i>Bossoroca Complex Zircons</i>											
MS-26A	13,1	pf, m, sz	1,1452	0,0165	0,1280	0,90	7,8143	0,1016	0,0653	0,0007	0,4534
MS-26A	20,1	p, m, sz	1,1047	0,0126	0,1267	0,90	7,8919	0,0807	0,0650	0,0006	0,2294
MS-26A	1,1	p, m, osc	1,1726	0,0155	0,1318	0,90	7,5845	0,0957	0,0646	0,0006	0,0788
MS-26A	15,2	p, m, osc	1,1947	0,0143	0,1336	0,90	7,4863	0,0900	0,0649	0,0005	0,2273
MS-26A	19,1	p, m, osc	1,2423	0,0193	0,1399	0,87	7,1505	0,0962	0,0651	0,0007	0,6378

Table 3 – U-Pb zircon LA-ICP-MS isotope data from Mata Grande Complex sample MS-26.

Sample	MS-26A - Gabbro				Ages				Conc.		
	Pb total common %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ %
<i>Mata Grande Complex Gabbro zircons</i>											
MS-26A	0,04	24,6	58,1	202,1	0,287	0,663	0,006	0,661	0,024	100	
MS-26A	2,37	16,5	11,8	145,3	0,081	0,672	0,007	0,649	0,037	103	
MS-26A	1,02	46,4	171,4	318,4	0,538	0,670	0,007	0,668	0,017	100	
MS-26A	<0,001	8,7	56,4	58,8	0,960	0,668	0,009	0,668	0,076	100	
<i>Lagoa da Meia-Lua Suite zircons</i>											
MS-26A	0,36	23,0	185,9	150,8	1,233	0,696	0,007	0,686	0,042	101	
MS-26A	0,08	92,9	551,5	625,6	0,882	0,694	0,006	0,694	0,020	100	
MS-26A	<0,001	98,7	907,1	591,0	1,535	0,691	0,007	0,691	0,016	100	
MS-26A	<0,001	14,4	48,1	110,0	0,437	0,692	0,009	0,692	0,039	100	
<i>Cambai Complex zircons</i>											
MS-26A	<0,001	9,1	43,1	64,5	0,667	0,718	0,010	0,715	0,067	100	
MS-26A	0,39	47,0	450,0	236,1	1,906	0,733	0,007	0,723	0,021	101	
MS-26A	<0,001	80,3	166,8	613,9	0,272	0,716	0,006	0,715	0,020	100	
MS-26A	<0,001	46,1	47,9	360,5	0,133	0,723	0,007	0,723	0,023	100	
MS-26A	0,14	100,2	859,6	565,2	1,521	0,726	0,007	0,718	0,015	101	
MS-26A	<0,001	105,3	121,7	844,2	0,144	0,711	0,007	0,712	0,014	100	
MS-26A	<0,001	7,8	52,6	48,4	1,086	0,720	0,009	0,718	0,053	100	
MS-26A	0,01	109,5	264,5	837,3	0,316	0,735	0,009	0,732	0,015	100	
MS-26A	0,04	321,6	3313,6	1758,7	1,884	0,715	0,007	0,712	0,015	100	
MS-26A	<0,001	24,1	21,3	190,7	0,112	0,728	0,007	0,718	0,015	101	
<i>Bossoroca Complex Zircons</i>											
MS-26A	1,79	47,9	151,6	321,0	0,472	0,776	0,010	0,780	0,024	100	
MS-26A	<0,001	14,9	32,1	102,6	0,313	0,769	0,007	0,770	0,021	100	
MS-26A	<0,001	64,8	38,7	468,4	0,083	0,798	0,009	0,758	0,021	105	
MS-26A	<0,001	149,1	343,2	1016,4	0,338	0,808	0,009	0,768	0,016	105	
MS-26A	3,66	75,4	297,7	407,6	0,730	0,844	0,011	0,772	0,023	109	

Table 4 - U-Pb zircon LA-ICP-MS isotope data from Mata Grande Complex sample MS-26.

Sample RS-19-II (Gabbro) recalculated after Babinski *et al.*(1996)

Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}0}$ (today) ^a	t (Ga)	ΣNd (t)	TDM (Ga)
1.87	0.53	0,17091	0,512777	± 25	2,7	667	+ 2,71	0.96

^a Assuming $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ today = 0.512638 ($^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0,72190)

Table 5 – Recalculated Sm-Nd isotope data from Mata Grande Complex sample after Babinski *et al.* (1996).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A investigação geológica realizada nesta dissertação por meio de dois trabalhos científicos baseados em técnicas de petrologia e geocronologia contribui para a geologia de uma unidade litológica antes pouco estudada no Rio Grande do Sul.

Os primeiros trabalhos efetuados em projetos liderados pelo Prof. Roberto Silva Issler, no final dos anos 1960 e início dos anos 1970, definiram um corpo gabróico, Gabro da Mata Grande, com uma idade paleoproterozoica obtida pelo método K-Ar. Depois, a publicação no Congresso Brasileiro de Geologia de 1994 de Rego e colaboradores sobre geoquímica de rocha total e química mineral definiu a existência de rochas máficas e ultramáficas com cristais de plagioclásio cálcico e olivina magnésiana. O mapa na escala 1:25.000 do trabalho de conclusão de curso da turma da Geologia-UFRGS de 1997 definiu uma área de cerca de 70% de rochas gabróicas e uma área de aproximadamente 30% de rochas peridotíticas.

O artigo submetido e aceito pela revista *Pesquisas em Geociências* apresenta o refinamento do mapeamento geológico em escala 1:10.000 e reconhece a faciologia das rochas máficas e ultramáficas estabelecendo relações de campo, detalhamento petrográfico, análise textural e estrutural, além da caracterização de mecanismos de diferenciação.

O artigo submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* agrega o caráter geoquímico à separação faciológica do Complexo e, apesar de não ser conclusivo em relação ao magma parental que gerou esta unidade, indica processos que ocorreram na fonte deste magma primário. Também foi obtida a idade de cristalização desta unidade, ambientando a mesma na estratigrafia do pré-Cambriano do Escudo Sul-Rio-Grandense e complementando os estudos desenvolvidos na investigação do Supercontinente Gondwana Ocidental no Neoproterozoico.

PARECER

Assunto: Dissertação de Mestrado de Matheus Silva Simões, intitulada “O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS: Petrologia e Geocronologia”.

Examinador: Prof. Dr. Rômulo Machado, Instituto de Geociências da USP.

A Dissertação de Mestrado do candidato é bem organizada e apresenta conteúdo de excelente qualidade. É um trabalho bem cuidado e redigido de forma bastante clara. O texto é objetivo e com linguagem muito adequada. As ilustrações são de boa qualidade e com excelente arte-final. O trabalho objetiva a caracterização da natureza tectônica do magmatismo que deu origem as rochas máfica-ultramáficas do Complexo Mata Grande. Fundamenta-se em dados de campo, petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos, além de uma revisão do estado da arte sobre a petrologia e gênese de rochas ígneas acamadadas, dos modelos tectônicos envolvidos e de orógenos acrescionários neoproterozoicos do Brasil e de outras regiões do mundo. Os dados são tratados corretamente e sustentam as conclusões apresentadas.

O trabalho é dividido em três capítulos, sendo dois deles (Caps. II e III) apresentados na forma de artigos: um redigido em português e submetido à revista *Pesquisas em Geociências* em julho de 2013, e outro, em Inglês, submetido ao *Journal of South America Earth Sciences* em janeiro deste ano. A seguir são comentados os capítulos individualmente.

O Cap. I contempla os objetivos do trabalho, uma revisão pormenorizada sobre a origem e classificação de rochas cumuláticas, os modelos tectônicos de geração de rochas máficas-ultramáficas e uma síntese da evolução dos trabalhos anteriores sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense e de suas principais unidades geotectônicas.

O Cap. II, que corresponde ao artigo em português submetido à revista *Pesquisas em Geociências*, em julho de 2013, intitulado “Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé-RS”, contém uma descrição detalhada dos aspectos de campo, petrográficos, estratigráficos e metamórficos das unidades máficas-ultramáficas mapeadas em escala 1: 25.000 pela UFRGS em 1997 e em escala 1:10.000 pelo autor em 2012. As unidades do referido complexo apresentam texturas ígneas bem preservadas, incluindo acamamento magmático, que foram afetadas por metamorfismo de contato que atingiu à fácies albíta-epídoto a hornblenda *hornfels*, relacionado à intrusão do Granito São Sepé, ocorrido por volta de 550 Ma. Conclui-se que o complexo foi inserido em um contexto tectônico pós-colisional e que se constitui em um componente máfico do magmatismo ligado ao Arco Magmático São Gabriel.

O Cap. III, que corresponde ao artigo em inglês sobre o tema central da dissertação intitulado “*The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex: Post Collisional Magmatism in the Juvenile Neoproterozoic São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil*”, retoma os dados apresentados nos capítulos anteriores e discute os dados geoquímicos obtidos para as diferentes unidades do complexo, bem como apresenta idades U/Pb em zircões ígneos de um gabro associado ao referido complexo. Os diagramas de multielementos mostram anomalias negativas em Nb e positivas em Ba e Sr, sugerindo metassomatismo na fonte. O modelo de REE é mais compatível com *trends* cumuláticos. As idades U/Pb obtidas em zircões pelo método *Laser Ablation MC-ICPM-MS* mostram

três conjuntos de idades: um mais antigo, entre 800 a 790 Ma, outro intermediário, entre 720 a 710 Ma, e um mais novo, entre 690 a 670 Ma. Os dois primeiros conjuntos de dados são considerados de idades herdadas, correspondendo, respectivamente, as idades dos complexos Bossoroca (metavulcânicas), Cambaí (ortognaisses) e Suíte Lagoa da Meia-Lua (granitoides). Conclui-se por um modelo tectônico pós-colisional, onde a geração do magmatismo é relacionada à quebra da placa (*slab break-off*) em subducção.

Finalmente, conclui-se que a Dissertação de Mestrado Matheus Silva Simões representa uma importante contribuição sobre o magmatismo máfico-ultramáfico pós-colisional da porção NW do Escudo Sul-Rio Grandense. O candidato utilizou diferentes metodologias: levantamentos de campo, análises petrográficas, litogeoquímicas e geocronológicas. Os resultados são coerentes e permitiram caracterizar adequadamente o magmatismo estudado e seu modelo tectônico.

CONCEITO:

Com base nos comentários acima, atribui-se ao candidato o conceito **A- Excelente**.

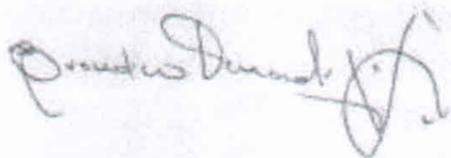
São Paulo, 13 de fevereiro de 2014.



Rômulo Machado
Professor Titular do Instituto de Geociências da USP

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA GRANDE, SÃO SEPÉ, RS: PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA
Área de Concentração: GEOQUÍMICA
Autor: MATHEUS SILVA SIMÕES
Orientador: Ruy Paulo Philipp
Examinador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
Data: 4 de fevereiro de 2014
Conceito: A
PARECER:
<p>A dissertação de mestrado do MATHEUS SILVA SIMÕES, intitulada O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA GRANDE, SÃO SEPÉ, RS: PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA objetivou a adição de novos dados geológicos ao gabro de Mata Grande, localizado no município de São Sepé, porção NW do Escudo Sul-Rio-Grandense. O autor poderia especificar nos objetivos que foco principal de seu trabalho tem um forte apoio petrográfico e geocronológico. A dissertação está estruturada na forma de artigo científicos, seguindo as normas do PPGGEO desta Universidade. A obra é complementada por uma parte introdutória, constituída de Introdução, Estado da Arte, Metodologia e Contexto Geológico da Área de Estudo e uma parte final, composta pelas Referências Bibliográficas e artigos submetidos. A revisão apresentada sobre o tema é adequada. A redação é clara, com poucos erros de ortografia, destacando-se o uso de "ponto" ao invés de "virgula" na apresentação dos dados geocronológicos em português. A disposição e organização dos capítulos permitem uma compreensão sobre o tema e objetivos. Todas as figuras e tabelas são pertinentes e editadas com uma resolução adequada. O texto sobre o CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL e ORÓGENOS ACRESCIONÁRIOS NEOPROTEROZOICOS são muito extensos, se considerada a inserção de um corpo gabróico de 5 km². O autor demonstrou no seu trabalho capacidade na escolha e uso dos métodos de investigação. O artigo submetido a Pesquisas em Geociências apresenta especialmente uma boa discussão sobre os padrões petrográficos magmático de metamórfico identificados no complexo. Sugestões e críticas sobre este artigo foram já apresentadas ao autor quando efetuamos a revisão do referido artigo como <i>ad hoc</i>. O outro artigo submetido, "<i>The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex: Post Collisional Magmatism in the Juvenile Neoproterozoic São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil</i>", é também uma importante contribuição a geologia do Gabro da Mata Grande. Destacamos, no entanto, difícil de conciliar discussões litogeoquímicas convencionais em contexto de corpos cumuláticos. <i>Trends</i> evolutivos e discussões sobre fonte ou composições originais são fortemente prejudicadas por estes</p>

processos e devem, portanto, serem assumidos com muita cautela. A apresentação de novos dados geocronológicos para a área é um aspecto também relevante e importante neste artigo. O aluno atingiu plenamente os requisitos de um mestrado acadêmico, utilizando diferentes técnicas e métodos na resolução de problemas geológicos. A dissertação é uma importante contribuição para a área estudada.



Assinatura:

Data: 04/02/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**“O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA GRANDE, SÃO SEPÉ, RS:
PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA”**

Área de Concentração: GEOQUÍMICA

Autor: **MATHEUS SILVA SIMÕES**

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

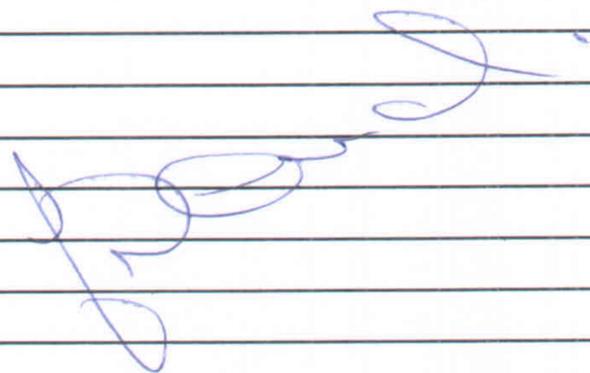
Examinador: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Data: 30/01/2014

Conceito: A (excelente)

PARECER:

EM ANEXO





INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Programa de Pós Graduação em Geociências - PPGGEO
Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - CPGq

PARECER DE DISSERTAÇÃO

Título: O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS: Petrologia e Geocronologia

Autor: Matheus Silva Simões

Examinador: Lauro V S Nardi – prof. Orientador PPGGEO-UFRGS

O tema da dissertação é de grande interesse geológico e envolve o uso de várias técnicas fundamentais na ciência geológica. A dissertação é bem estruturada, ilustrada e segue as normas do curso.

A Introdução consta de uma revisão abordando os mecanismos de acamamento em corpos máficos e ultramáficos, as colisões arco-continente e o contexto geológico regional. A bibliografia é razoavelmente atual e as revisões cumprem a contento sua finalidade de expor o estado atual de conhecimento dos assuntos envolvidos na dissertação.

A dissertação inclui um artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências, intitulado '**Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS**'. O artigo consta na descrição de feições de campo, estruturais e principalmente em uma petrografia detalhada do Complexo Máfico-ultramáfico Mata Grande. Com base nessas observações os autores concluem pela dominância de feições cumuláticas no complexo, subdividindo-o em três unidades, todas cumuláticas e considerando o complexo como pós-colisional, com base principalmente em sua idade. O artigo constitui uma contribuição válida, principalmente pela boa caracterização petrográfica do complexo.

Um segundo artigo intitulado **The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex: Post Collisional Magmatism in the Juvenile Neoproterozoic São Gabriel Terrane, Dom Feliciano**

Belt, Southern Brazil, submetido ao Journal of South America Earth Sciences, é também incluso na dissertação.

p. 93 – Os autores se referem a ‘fine-grained diorites’, mas eu não vi referência anterior a eles estarem incluídos no complexo. Eles fazem parte do Complexo, ou são intrusivos nele? Ou são os corpos que cortam o complexo, inclusive contendo fragmentos dele? Se são porque os autores o consideram incluído no complexo?

p. 96 As diferenças na geoquímica mostradas pelos dioritos deveriam ser mais consideradas pois eles são as rochas que tem mais chance de representar líquidos magmáticos! Os padrões de ETR dos cumulos são muito empobrecidos e por isso mesmo, confirmam o caráter cumulático dessas rochas. Já os dioritos tem típicos padrões de líquidos, e as pequenas anomalias positivas de Eu podem resultar da presença de xenocristais de plagioclásio ou do fracionamento muito intenso de fases empobrecidas em Eu durante a evolução do líquido parental.

p. 98 ‘Importantly, the AFM diagram shows that FMEF is the less fractionated facies’. O que significa para rochas cumuláticas ser a menos fracionada? A com mais líquido intercumulus ou a que acumulou mais minerais máficos? Não entendi a interpretação.

p.99 Aqui é dito que os dioritos são a última manifestação do magmatismo. Mas não poderia ser um magmatismo posterior? Isto deveria ser discutido na geologia.

p. 101 Segunda frase do terceiro parágrafo: frase mal redigida, não diz o que pretende.

p. 104 Não vi qualquer evidência no trabalho todo que aponte para ‘Lithospheric delamination processes such as slab-breakoff ou astenosphere inflow’. Qual a evidência de astenosfera? Ou de delaminação? Porque não pode ser um magmatismo produzido por fusão do manto superior metassomatizado pela subducção que o precedeu?

O segundo artigo, de acordo com nossa opinião é um trabalho importante por seus dados geocronológicos, por seus dados geoquímicos e deveria ser revisto no que diz respeito à proposição de contribuição astenosférica, pois, pelo meu julgamento, não há evidências disto!

Concluo que a dissertação apresentada é um trabalho de valor científico e demonstra que a capacitação de seu autor, condizente com a titulação de Mestrado. Considero-a pois aprovada.

Porto Alegre, 30 de janeiro de 2014.

