



**PETROLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO GRANULÍTICO SANTA  
MARIA CHICO – MUNICÍPIOS DE BAGÉ E DE DOM PEDRITO, RS**

**Porto Alegre, 2016**

**ORLANDO QUINTELA**

**PETROLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO GRANULÍTICO SANTA  
MARIA CHICO – MUNICÍPIOS DE BAGÉ E DE DOM PEDRITO, RS**

Projeto apresentado como requisito para a aprovação da Disciplina Projeto Temático III do Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

**Orientador:** Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitora:** Jane Fraga Tutikian

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Quintela, Orlando

Petrologia dos Ortognaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico - Bagé, RS . / Orlando Quintela. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.  
[65 f.] il.

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

Orientador(es):Ruy Paulo Philipp

1. Cráton Río de la Plata 2. Terreno Taquarembó  
3. Complexo Granulítico Santa Maria Chico 4.  
Ortognaisses TTG I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS  
Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB  
10/2310

---

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 -  
Porto Alegre - RS - Brasil CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

## **AGRADECIMENTOS**

À minha mãe, Clara Elizabeth Heller, pela amizade, pelo companheirismo, pelo investimento financeiro e emocional e por me proporcionar ensino de qualidade desde a infância.

Ao meu padrasto e amigo, Alexandre Bello, pela confiança, pelo acolhimento e pelo investimento financeiro.

Aos meus avós, Kurt Christiano Heller e Alice Winkler, pelas orações, pelo carinho, pelas conversas, pela experiência de vida e pelo investimento financeiro e emocional desde a infância.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp, pela condução do presente trabalho e por contribuir, imensamente, com a minha formação profissional.

Ao Instituto de Geociências da UFRGS, aos demais professores e aos funcionários pela disponibilidade de transporte, pela confecção das lâminas petrográficas e por todo o apoio técnico.

Aos meus colegas, que me acompanharam nesta jornada de cinco anos e que contribuíram tanto para o meu desenvolvimento pessoal.

Ao curso e a esta bela profissão, Geologia, que me engrandece como pessoa dia após dia.

*I am older now, but still running against the wind.*

*Bob Seger against the wind*

## RESUMO

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico é a principal unidade do Terreno Taquarembó, aflora por uma extensa área entre os municípios de Bagé e de Dom Pedrito e constitui parte da borda retrabalhada do Cráton Río de la Plata no Rio Grande do Sul. O complexo apresenta idade paleoproterozoica e é composto pelos seguintes grupos: corpos máfico-ultramáficos de fácies granulito, ortognaisses TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) de fácies anfibolito, paragnaisses pelíticos e calcissilicáticos e, restritamente, mármore. As suas relações de contato são concordantes, caracterizadas pela intercalação tectônica ao longo da foliação principal de direção NW-SE. O objetivo deste projeto é caracterizar os ortognaisses através de levantamentos estruturais e petrográficos e de geocronologia U-Pb em zircão pela técnica LA-ICP-MS. A ocorrência de rochas milonitizadas e as relações entre as foliações e as lineações tectônicas demonstram que a área de estudo foi afetada por zonas de cisalhamento de rejeito direcional e de mergulho. A paragênese principal dos ortognaisses (plagioclásio-hornblenda-diopsídio-magnetita) indica temperaturas de até 650°C e pressões de 4 a 6 kbar, desenvolvidas em condições das fácies anfibolito médio e superior. Paragêneses retrometamórficas indicam temperaturas de até 600°C e pressões entre 2 e 4 kbar, desenvolvidas em condições das fácies albíta-epidoto cornubianito e hornblenda cornubianito e associadas a metamorfismo de contato. Dois gnaisses dioríticos forneceram idades de cristalização magmática entre 2,2 e 2,1 Ga, e uma amostra de gnaiss tonalítico foi datada em torno de 1,8 Ga. Adicionalmente, um granulito máfico forneceu idades de cristalização em torno de 2,1 Ga e idades metamórficas de 2,0 Ga. Apesar da necessidade de estudos complementares, é possível afirmar que o Complexo Granulítico Santa Maria Chico também se caracteriza por ciclos magmáticos mais jovens.

**Palavras-Chave:** Cráton Río de la Plata, Terreno Taquarembó, Complexo Granulítico Santa Maria Chico, ortognaisses TTG

## ABSTRACT

The Santa Maria Chico Granulitic Complex represents the main unit of the Taquarembó Terrane and crops out between the municipalities of Bagé and Dom Pedrito. It is Paleoproterozoic in age and constitutes the reworked portion of the Río de la Plata Craton in the State of Rio Grande do Sul. The complex comprises the following major subunits: granulite-facies mafic-ultramafic rocks, amphibolite-facies TTG-type orthogneisses, greenschist-facies calc-silicate gneisses and scarce marbles. The contact is structurally concordant and characterized by a tectonic alternation along the NW-SE main foliation. This project aims at analyzing the amphibolite-facies orthogneisses through petrography, structural characterization and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating. The presence of mylonites and the relation between tectonic foliations and lineations indicate that the area was affected by transcurrent and normal/reverse shear zones. The main paragenesis in the orthogneisses (plagioclase-hornblende-diopside-magnetite) indicates a temperature of 650°C and that the pressure ranged from 4 to 6 kbar, which represents typical amphibolite-facies metamorphic conditions. Retrometamorphic parageneses indicate a younger event at low pressure with a maximum temperature of 600°C under conditions of the albite-epidote hornfels to hornblende hornfels facies. Two dioritic gneisses yielded magmatic ages between 2,2 and 2,1 Ga, but a tonalitic gneiss was dated at 1,8 Ga approximately. Additionally, a mafic granulite yielded a magmatic crystallization age of 2,1 Ga and a metamorphic age of 2,0 Ga. Although further investigations are required to constraint the geochronological framework, it is possible to state that the Santa Maria Chico Granulitic Complex is also characterized by younger magmatic cycles.

**Keywords:** Río de la Plata Craton, Taquarembó Terrane, Santa Maria Chico Granulitic Complex, TTG-type orthogneisses

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Cinturão Dom Feliciano unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai.....	9
<b>Figura 2:</b> localização da área de estudo.....	10
<b>Figura 3:</b> afloramentos de ortogneisse .....	23
<b>Figura 4:</b> relevo de formas planas dos municípios de Bagé e de Dom Pedrito .....	29
<b>Figura 5:</b> estereogramas das foliações $S_1$ e $S_2$ e das lineações de estiramento e mineral.....	32
<b>Figura 6:</b> foliações $S_1$ e $S_2$ em gnaisse tonalítico e diorítico.....	33
<b>Figura 7:</b> estereogramas de eixo de dobra $Lb_2$ e das foliações $S_3$ e $S_4$ .....	34
<b>Figura 8:</b> clivagens de fratura $S_3$ e $S_4$ em gnaisse tonalítico .....	35
<b>Figura 9:</b> textura porfiroclástica em ortogneisse milonitizado.....	37
<b>Figura 10:</b> textura granoblásticas em gnaisse tonalítico e quartzo-diorítico .....	40
<b>Figura 11:</b> textura blastoequigranular e retrometamorfismo .....	41
<b>Figura 12:</b> concórdia U-Pb da amostra OQ-1 (gnaisse tonalítico) .....	43
<b>Figura 13:</b> concórdia U-Pb da amostra OQ-4 (gnaisse diorítico).....	44
<b>Figura 14:</b> concórdias U-Pb da amostra OQ-7 (gnaisse diorítico) .....	45
<b>Figura 15:</b> concórdias U-Pb da amostra EC-407 (granulito máfico).....	46



## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> síntese dos dados geocronológicos do CGSMC.....	15
--	----

## **LISTA DE ABREVIATURAS E DE SIGLAS**

### **Instituições**

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico  
CPGq – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica  
CPGeo/USP – Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo  
CPRM – Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais  
DEMIPE – Departamento de Mineralogia e Petrologia  
IGEO/UFRGS – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
IG/USP – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo  
UFOP – Universidade Federal de Ouro Preto

### **Unidades Geológicas**

CGSMC – Complexo Granulítico Santa Maria Chico  
ESRG – Escudo Sul-Rio-Grandense

### **Grandezas**

Ga – bilhões de anos  
Ma – milhões de anos

### **Técnicas Analíticas**

LA-ICP-MS – *laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*  
MEV – microscopia eletrônica de varredura  
SHRIMP – *sensitive high resolution ion microprobe*  
TIMS – *thermal ionization mass spectrometry*  
TDM – idade manto depletado

### **Minerais**

Gt – granada  
Pl – plagioclásio  
Cpx – clinopiroxênio  
Hb – hornblenda  
Ep – epidoto  
Qz – quartzo

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	5
1.1	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE.....	6
1.2	JUSTIFICATIVA .....	7
1.3	OBJETIVO .....	8
2	GEOLOGIA REGIONAL.....	9
3	GEOLOGIA LOCAL.....	17
4	MATERIAIS E MÉTODOS .....	24
5	RESULTADOS.....	27
5.1	GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	27
5.1.1	<b>Introdução.....</b>	27
5.1.2	<b>Estruturas do CGSMC .....</b>	28
5.1.3	<b>Caracterização Estrutural.....</b>	31
5.1.4	<b>Estruturas Microscópicas dos Ortognaisses .....</b>	38
5.2	PETROGRAFIA.....	39
5.2	GEOCRONOLOGIA.....	43
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	47
6.1	RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS.....	47
6.2	CONDIÇÕES METAMÓRFICAS <i>VERSUS</i> FASES DE DEFORMAÇÃO.....	48
7	CONCLUSÃO .....	50
	REFERÊNCIAS .....	51
	APÊNDICE A: MAPA DE PONTOS DA ÁREA DE ESTUDO. ....	57
	APÊNDICE B: MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	58

## 1 INTRODUÇÃO

O CGSMC ocorre na porção sudoeste do ESRG, localizado entre os municípios de Bagé e de Dom Pedrito. Representa a principal unidade litoestratigráfica do Terreno Taquarembó e foi definido por Nardi e Hartmann (1979). Os autores identificaram uma intercalação entre gnaisses básicos e quartzo-feldspáticos, anortositos, ultramafitos e metapelitos. As rochas foram afetadas por eventos metamórficos de alto grau, sucedidos por eventos de grau inferior. Diversos corpos graníticos neoproterozoicos são intrusivos no complexo, e o seu efeito térmico ocasionou um evento retrometamórfico de baixo grau. Com base na análise química de minerais relevantes e em cálculos geotermobarométricos, Hartmann (1991) identificou quatro eventos metamórficos que afetaram as rochas do CGSMC: dois atingiram as condições da fácies granulito, e os dois últimos caracterizaram-se pelas fácies anfíbolito e xisto verde. Hartmann (1998) determinou as condições metamórficas do complexo através de estudos geoquímicos, isotópicos e geotermobarométricos em rochas e em minerais. Como resultado, verificou que a pressão atingiu 10 kbar e que a temperatura máxima variou entre 800 e 850°C. Neste mesmo trabalho, foram conduzidas investigações geocronológicas que resultaram em idades Nd TDM de 2,6 Ga para granulitos básicos e de 2,3 Ga para granulitos ácidos.

Poucos pesquisadores estudaram as condições metamórficas e estruturais do complexo através de investigações de campo, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Os recentes mapeamentos desenvolvidos na região sudoeste do ESRG pela CPRM em escala 1:100.000 (Folhas São Gabriel, Hulha Negra, Bagé e Igrejinha) introduziram novos elementos geológicos e permitiram a primeira visão cartográfica integrada do CGSMC. Laux *et al.*, (2012), Camozzato *et al.*, (2012) e Lavina *et al.*, (2014) reconheceram três unidades principais no CGSMC: corpos máfico-ultramáficos estratiformes, ortognaisses TTG e paragnaisses. O IGEO/UFRGS têm mapeado áreas do ESRG em escala 1:25.000 através das disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II do Curso de Geologia. O mapeamento das folhas Ibaré e Afonso Jacinto (UFRGS, 2015) desenvolveu-se entre os municípios de Bagé e de Dom Pedrito e reconheceu duas grandes associações no CGSMC: (I) gnaisses tonalítico-trondhjemíticos de fácies anfíbolito e (II) gnaisses máfico-ultramáficos de fácies granulito.

As relações estratigráficas foram pouco investigadas através de datações nos sistemas Sm-Nd e U-Pb. As unidades estão muito deformadas e apresentam ampla concordância estrutural. Hartmann (1987) datou o metamorfismo de fácies granulito em 2,1 Ga, estabelecendo uma isócrona Sm-Nd para amostras de granulitos máficos e de ortognaisses.

Hartmann *et al.* (1999) extraíram três idades através de geocronologia U-Pb em zircões pela técnica analítica SHRIMP. Para as idades mínimas dos protólitos, obtiveram-se valores ao redor de 2,55 Ga em amostras de metabasalto e de metatrondhjemito, concordantes com as idades Nd TDM de Hartmann (1998). Estes dados atestaram a eficácia do zircão como marcador de evolução geocronológica. Posteriormente, Hartmann *et al.* (2008) empregaram SHRIMP para obter idades U-Pb em zircões de um gnaiss granodiorítico e de um almandina-albita granulito. Embora o estudo tenha resultado em idades de cristalização paleoproterozoicas, os autores ressaltaram a necessidade de um maior número de análises em face à complexidade estrutural e estratigráfica do CGSMC. Considerando-se que o conjunto de informações sobre a evolução magmática e metamórfica do CGSMC é fragmentado, o objetivo deste projeto é caracterizar os ortognaisses da região de Bagé e de Dom Pedrito através de levantamentos estruturais, petrográficos e geocronológicos com idades U-Pb em zircão.

### 1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE

O CGSMC é composto por três grupos distintos de rochas: corpos máfico-ultramáficos acamados, ortognaisses TTG e paragnaisses. As relações entre eles são pouco conhecidas e, recentemente, foram integradas em escala 1:100.000 por Philipp *et al.* (2016a, 2016b) a partir da participação nos mapeamentos dos autores Camozzato *et al.* (2012), Laux *et al.* (2012) e Lavina *et al.* (2014). O mapeamento geológico das folhas Ibaré e Afonso Jacinto em escala 1:25.000 (UFRGS, 2015) reconheceu duas grandes unidades no CGSMC: associação tonalítico-trondhjemitica de fácies anfibolito e associação máfico-ultramáfica de fácies granulito. As rochas apresentam alto grau de complexidade estrutural, e são escassos os dados a respeito da sua geocronologia.

Os cristais de zircão são capazes de preservar o registro de múltiplos eventos geocronológicos. Internamente, estes cristais apresentam padrões de zonação que podem ser observados em imagens de elétrons retroespalhados, gerados por MEV, ou de catodoluminescência. Os zircões ígneos apresentam padrão de zonação oscilatória. O seu crescimento magmático, que ocorre em condições de alta temperatura (800-900°C), é descrito em camadas concêntricas. Com uma temperatura de fusão elevada, os cristais de zircão podem permanecer parcialmente preservados como núcleos reabsorvidos de cristais ígneos em líquidos que foram gerados em temperaturas inferiores a 900°C. A ocorrência destes

cristais permite investigar a idade e a natureza dos protólitos fontes da fusão parcial. As transformações metamórficas dos zircões a partir de condições de alto grau afetam o padrão de zonação ígnea com o crescimento do cristal metamórfico, caracterizado por um padrão homogêneo que se desenvolve sob a forma de franjas a partir das bordas do zircão original (Corfu *et al.*, 2003). A datação U-Pb em zircões de ortognaisses da região de Bagé e de Dom Pedrito é executada com o auxílio de imagens de catodoluminescência, o que permite a determinação das idades de cristalização ígnea das porções centrais e intermediárias dos cristais e as idades das porções metamórficas nos seus bordos.

As rochas do CGSMC têm a mesma evolução estrutural, caracterizada por uma foliação subvertical  $S_1$  (Hartmann *et al.*, 2008). As três unidades do complexo têm o mesmo padrão geral de deformação (Philipp *et al.*, 2016b), caracterizado pela formação de um bandamento metamórfico bem desenvolvido nos ortognaisses. Este bandamento define, em condições dúcteis e de alta temperatura, as foliações  $S_1$  e  $S_2$ . Ambas as foliações foram afetadas por duas fases de dobramento tardio que controlam o relevo regional, geradas em condição rúptil-dúctil. As dobras  $F_3$  exibem formas abertas a fechadas, linhas de charneira com direção NW-SE e superfície axial marcada por intensa clivagem de fratura. As dobras  $F_4$  apresentam formas abertas e linhas de charneira segundo a direção NE-SW. Os levantamentos estruturais representam outra importante fonte de informações que permite estabelecer a cronologia relativa através das relações entre foliações, lineações minerais e de estiramento e fases de dobramento. Considerando-se a concordância estrutural entre as rochas do complexo, a integração entre os dados petrográficos, estruturais e geocronológicos dos ortognaisses TTG contribuirá para a melhor compreensão das suas relações estratigráficas.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

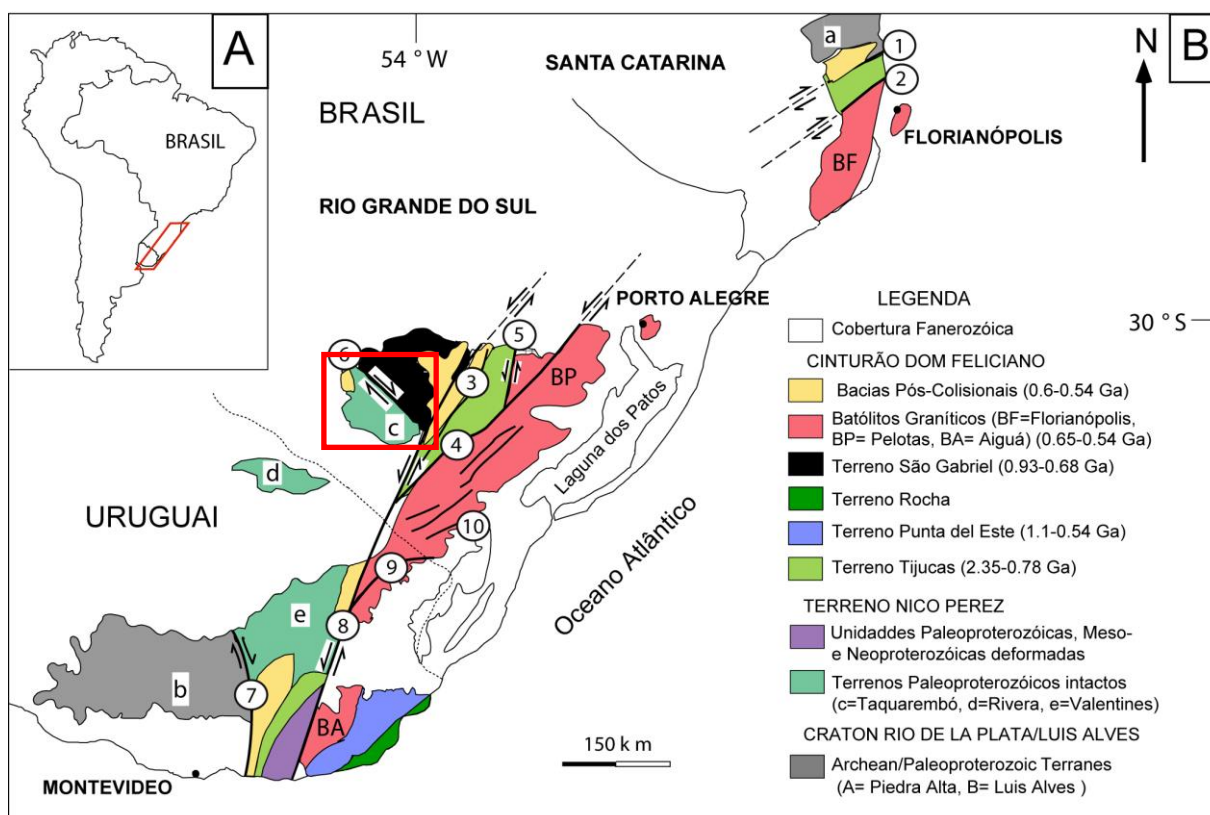
O presente trabalho justifica-se pela necessidade de aumentar o nível de investigação petrológica e geocronológica da unidade mais antiga do RS, localizada em sua porção sudoeste. Os levantamentos estruturais, petrográficos e geocronológicos em ortognaisses TTG do CGSMC permitirão aumentar a base de comparação e de correlação com os dados disponíveis em trabalhos anteriores. A integração dos dados obtidos contribuirá para incrementar o entendimento petrológico e geocronológico das rochas do complexo.

### 1.3 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento da evolução petrológica e geocronológica do CGSMC através da obtenção de idades U-Pb pela técnica analítica LA-ICP-MS em zircões de ortognaisses TTG da região de Bagé e de Dom Pedrito. Estes dados, associados às informações estruturais e petrográficas, permitirão caracterizar as relações estratigráficas e compreender tanto a evolução magmática quanto os eventos de metamorfismo e de deformação que afetaram as rochas do complexo.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

O ESRG, assim como no Estado de Santa Catarina e no Uruguai, é composto por duas unidades geotectônicas principais, o Cráton Río de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano. No RS, um fragmento significativo desta primeira unidade está localizado no Terreno Taquarembó, o qual se situa no extremo sudoeste do escudo. O Cinturão Dom Feliciano ocupa a maior parte desta área e é constituído pelos terrenos Tijucas, São Gabriel, Punta del Este e Rocha e pelos batólitos de Florianópolis, de Pelotas e de Aiguá (Figura 1).

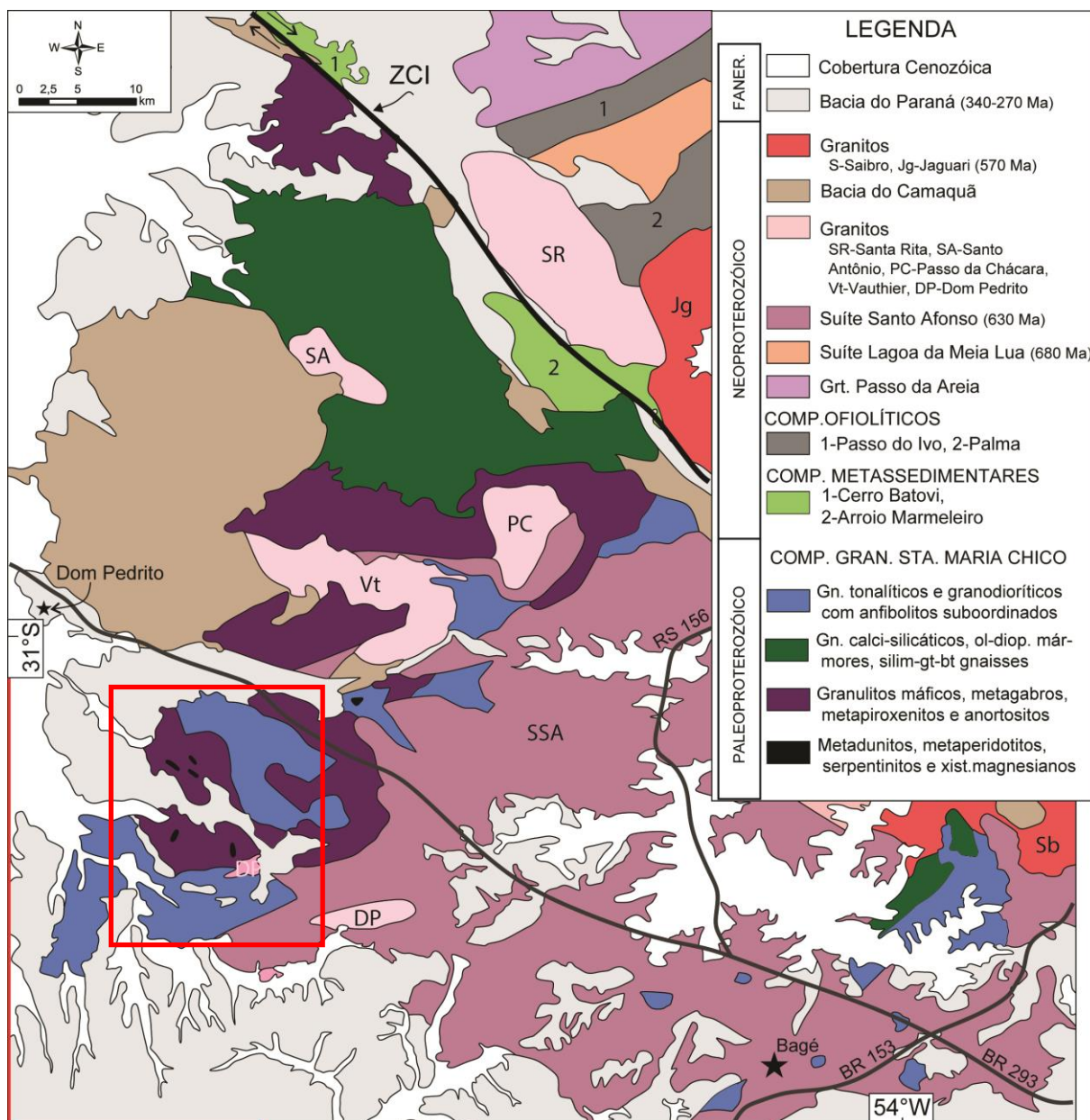


**Figura 1:** (a) localização do Cinturão Dom Feliciano na América do Sul e (b) unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: (1) Itajaí/Perimbó, (2) Major Gercino, (3) Santana da Boa Vista, (4) Dorsal de Canguçu (5) Passo do Marinheiro, (6) Ibaré, (7) Sarandí del Yí, (8) Sierra Ballena, (9) Cerro Amaro e (10) Arroio Grande. A área de estudo e a localização da Figura 2 estão definidas pelo retângulo vermelho, indicado no canto superior esquerdo. Fonte: Philipp *et al.* (2016a).

Os gnaisses do CGSMC, objeto do presente estudo, ocorrem no Terreno Taquarembó, composto por rochas infracrustais que incluem os corpos metamáfico-ultramáficos, os ortognaisses e os paragnaisses do complexo. Estas unidades são cortadas por corpos graníticos neoproterozoicos e parcialmente cobertas por rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Figura 2). O Terreno



Taquarembó representa a borda retrabalhada do Cráton Río de la Plata, afetada pelos eventos orogênicos do Neoproterozoico. Para fazer separação entre as áreas retrabalhadas e o núcleo continental preservado do cráton, autores como Oyhantçabal *et al.* (2011), Rapela *et al.* (2011) e Philipp *et al.* (2016a) incluíram no Terreno ou Microplaca Nico Pérez as unidades paleoproterozoicas afetadas durante o Neoproterozoico.



**Figura 2:** localização da área de estudo (retângulo vermelho). Fonte: Philipp *et al.* (2016a).

A construção do Cinturão Dom Feliciano envolveu, em um primeiro estágio, o fechamento do Oceano Charrua durante as orogêneses Passinho e São Gabriel e, posteriormente, o fechamento do Oceano Adamastor e a colisão entre os crátons Río de la

Plata e Kalahari durante a Orogênese Dom Feliciano, ocorrida no final da evolução do Ciclo Brasileiro (Babinski *et al.*, 1996; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016a). As unidades do embasamento foram intensamente deformadas e metamorfizadas durante esta colisão final, gerando uma intercalação tectônica entre os domínios infracrustais e supracrustais com ampla concordância estrutural (Fernandes *et al.*, 1995; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Martil *et al.*, 2010; Saalman *et al.*, 2010; Gregory *et al.*, 2011, 2015; Philipp *et al.*, 2016c). Estas características dificultam a separação entre as unidades de modo que se torna importante um estudo detalhado e integrado das rochas do CGSMC para investigar a evolução paleoproterozoica e os eventos ocorridos no Neoproterozoico durante o Ciclo Brasileiro.

A região estudada faz parte do Setor Meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977, 1981), correspondente ao Sistema Brasileiro do Sudeste, interpretado como o resultado de diversas colagens orogênicas diacrônicas de distintas unidades geotectônicas que originaram o Paleocontinente Gondwana no Neoproterozoico-Cambriano (Chemale Jr., 2000; Cordani *et al.*, 2003; Hartmann *et al.*, 2007; Saalman *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011; Brito Neves *et al.*, 2014; Philipp *et al.*, 2016a).

O ESRG é constituído por associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares que se dispõem em um arranjo tectono-estratigráfico complexo, controlado e segmentado por zonas de cisalhamento dúcteis de expressão regional com direções N20-40°E, N60-80°E e N30-40°W (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016a). Estas unidades estendem-se ao sul para o Uruguai e, também, ao norte para Santa Catarina, mantendo ampla correlação geográfica (Basei *et al.*, 2008; Oyhantçabal *et al.*, 2011; Rapela *et al.*, 2011). A continuidade das áreas do Cinturão Dom Feliciano é interpretada como a zona de sutura entre os crátons Río de la Plata e Kalahari.

Os fragmentos do Cráton Río de la Plata no ESRG ficaram preservados como complexos ortognáissicos de idade paleoproterozoica (CGSMC, complexos Encantadas, Arroio dos Ratos, Imbicuí e Vigia) (Philipp *et al.*, 2016a). A evolução do Cinturão Dom Feliciano está preservada no Terreno São Gabriel através de associações metavulcano-sedimentares e metaplutônicas, relacionadas com a geração dos arcos magmáticos Passinho (900-860 Ma) e São Gabriel (760-680 Ma) durante as orogêneses homônimas (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2006, 2010; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016a). A evolução final do cinturão ainda está caracterizada pela Orogênese Dom Feliciano, um evento de metamorfismo regional associado à colisão dos crátons Río de la Plata e Kalahari entre 650 e 630 Ma. Durante o ápice do metamorfismo colisional, foram gerados granitos sin-colisionais

de natureza peraluminosa, associados à migmatização de paragneisses do Complexo Várzea do Capivarita (Philipp *et al.*, 2013, 2016a, 2016c). Esta granitogênese é seguida por um amplo magmatismo granítico e máfico de caráter pós-colisional, associado à deposição das sequências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã sobre todas as unidades do escudo.

Mais recentemente, os complexos paleoproterozoicos do RS têm sido objeto de estudos de diversos pesquisadores (Philipp *et al.*, 2008, 2016b; Lusa *et al.*, 2010; Martil *et al.*, 2011; Gregory *et al.*, 2011, 2015). Uma das maiores ocorrências de gnaisses paleoproterozoicos está representada pelo CGSMC, descrita nas regiões de Dom Pedrito e de Bagé, porção sudoeste do RS (Hartmann, 1998; Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2008; Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Philipp *et al.*, 2016b). Apesar do reconhecimento, estas unidades foram pouco estudadas e representaram objeto de levantamentos em escalas regionais (1:750.000 e 1:100.000).

O CGSMC envolve as mais expressivas e contínuas ocorrências de gnaisses e de granulitos paleoproterozoicos no sul do Brasil, mantendo alto grau de complexidade estrutural e estratigráfica. Definido por Nardi e Hartmann (1979), este complexo é a unidade mais antiga do RS, compreendendo gnaisses básicos e quartzo-feldspáticos, anortositos, ultramafitos, metapelitos e mármore. Nardi e Hartmann (1979) interpretaram que os gnaisses seriam arqueanos e que pertenceriam a um cinturão móvel. As rochas do CGSMC afloram como blocos arredondados, elípticos ou irregulares cujas dimensões são variadas. Formam xenólitos e mega-xenólitos, comportando-se como grandes corpos rígidos no interior dos granitos da Suíte Santo Afonso (Philipp *et al.*, 2016b). As rochas podem apresentar estrutura maciça a bandada e, geralmente, caracterizam-se por um bandamento metamórfico subvertical com disposição regional, orientado segundo a direção NW-SE. Os gnaisses do complexo estão recobertos pelas rochas sedimentares e vulcânicas dos grupos Bom Jardim e Cerro do Bugio da Bacia do Camaquã e por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois).

A paragênese das unidades máficas do CGSMC envolve hiperstênio, diopsídio e plagioclásio, o que indica condições metamórficas de alto grau, equivalentes às da fácies granulito de baixa pressão. Nardi e Hartmann (1979) verificaram que a temperatura de equilíbrio variou entre 700 e 800°C e que a pressão atingiu valores entre 5 e 10 kbar, modificando-se de baixa para média. Eventos de metamorfismo termal ocasionaram efeitos retrometamórficos e relacionam-se ao posicionamento de corpos graníticos intrusivos da Suíte Santo Afonso, além dos granitos Santo Antônio, Dom Pedrito, Saibro e Vauthier (Nardi & Hartmann, 1982; Camozzato *et al.*, 2012; Laux *et al.* 2012; Lavina *et al.*, 2014; Philipp *et al.*,

2016b). Assim, a sequência de eventos envolveria metamorfismo regional de fácies granulito de idade paleoproterozoica, sucedido por retrometamorfismo de fácies albita-epidoto cornubianito a hornblenda cornubianito de idade neoproterozoica.

Hartmann (1987) datou o metamorfismo de fácies granulito através do método Sm-Nd e obteve uma isócrona de 2,1 Ga para duas amostras, relacionando o evento ao Ciclo Transamazônico. Em investigação posterior, Hartmann (1991) reconheceu que as rochas do complexo foram afetadas por dois eventos metamórficos que atingiram as fácies granulito ( $M_1$  e  $M_2$ ), e o terceiro registrou condições das fácies anfíbolito e xisto verde ( $M_3$ ), relacionado ao Ciclo Brasileiro. Em porções fraturadas, há indícios de um evento  $M_4$ , não avaliado pelo autor. Contudo, é sugerido que o evento esteja relacionado à atuação de uma zona de cisalhamento e que tenha atingido a fácies xisto verde. O principal evento é o  $M_2$ , interpretado como regional e de natureza sin-tectônica, com desenvolvimento de foliações e de lineações metamórficas. Este evento  $M_2$  é caracterizado por uma ampla distribuição de ortopiroxênio nas rochas metamáficas, por um ápice barométrico de aproximadamente 9,4 kbar e por uma temperatura máxima de 800°C. O evento  $M_3$  relaciona-se à intrusão dos granitos brasileiros, interpretado como metamorfismo de contato.

Como resultado de novas investigações e de datações no sistema Sm-Nd, Hartmann (1998) interpretou o CGSMC como uma associação de arco de ilha cuja acreção teria ocorrido ao fim do Arqueano em um evento de colisão, datado em torno de 2,6 Ga e possivelmente relacionado ao Ciclo Jequié. Caracterizando-se por magmatismo toleítico, envolveu rochas ácidas a básicas que se intercalavam com *cumulatus* de piroxênio e com formações ferríferas bandadas, sucedidos pela deposição de pelitos. O autor constatou que a pressão atingiu 10 kbar e que a temperatura variou entre 800 e 850°C. A acreção teria ocorrido a uma profundidade de 30 km e representaria o processo de formação de crosta mais profundo da geologia brasileira. A tectônica posterior ao Brasileiro e os processos erosivos do Fanerozoico contribuíram com a exumação das rochas do complexo.

Posteriormente, foram apresentadas por Hartmann *et al.* (1999) as primeiras datações U-Pb em zircões de metabasalto e de metatrandhjemito do CGSMC através da técnica SHRIMP. A acreção a partir do manto foi datada em 2,55 Ga e relacionada ao Ciclo Jequié. A deformação e o metamorfismo de alta pressão da fácies granulito ocorreram em 2,02 Ga durante o Ciclo Transamazônico. Um evento de fácies anfíbolito, relacionado à Orogenia São Gabriel do Ciclo Brasileiro, afetou o complexo em 900 Ma. Valores em torno de 600 Ma referem-se à intrusão dos granitos neoproterozoicos, associados às últimas manifestações do Ciclo Brasileiro no RS durante a Orogenia Dom Feliciano.

As relações de campo e os dados geocronológicos disponíveis indicam que as rochas orto- e paraderivadas do complexo foram submetidas à atuação de quatro orogenias com uma história evolutiva do Neoarqueano ao Neoproterozoico. No intervalo de 2,5 a 2,3 Ga, os protólitos máfico-ultramáficos, representados por rochas gabroicas e por peridotitos, e as associações TTG foram acrescentados a partir do manto durante o Ciclo Orogênico Jequié e, em torno de 2,1 Ga, submetidos a um evento metamórfico nas fácies granulito e anfibolito respectivamente, associado ao Ciclo Orogênico Transamazônico (Soliani Jr, 1986; Hartmann, 1987, 1998; Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2008). Ao redor de 900 Ma (Toniano), as rochas do complexo registraram um novo evento de fácies anfibolito durante as orogenias Passinho e São Gabriel do Ciclo Orogênico Brasileiro e, entre 635 e 570 Ma, foram submetidas a metamorfismo de contato nas fácies albita-epidoto cornubianito e hornblenda cornubianito, associado à intrusão de diferentes suítes graníticas neoproterozoicas. Como resultado, as rochas do complexo registraram quatro eventos de deformação e três de metamorfismo, desenvolvendo-se de condições tectônicas iniciais muito profundas para condições mais rasas (Hartmann, 1991, 1998; Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2008; Philipp *et al.* 2015, 2016a, 2016b).

**Tabela 1:** síntese dos dados geocronológicos do CGSMC.

Localização	Tipo de Rocha	Idade (Ma)	Metamorfismo (Ma)	Método	Referência
CGSMC (Dom Pedrito)	Granulito máfico Granulito félsico	2550 ± 150		Pb-Pb TIMS (isócrona)	Soliani Jr (1986)
CGSMC (Dom Pedrito)	Sillimanita gnaiss Granulito máfico Gt+Pl+Cpx		2119 ± 17 1877 ± 66 2100	(Sm-Nd TDM) 2695 Ma 2514 Ma 2,6 Ga	Hartmann (1987)
CGSMC (Dom Pedrito)	Granada granulito (Metabasalto)  Trondhjemito	2509 ± 13 2301 ± 17  2553 ± 9	2022 ± 18 900  2031 ± 40	U-Pb SHRIMP (zircão)	Hartmann <i>et al.</i> (1999)
CGSMC (Dom Pedrito)	Almandina-ab granulito (Metagrauvaca)  Gnaiss granodiorítico	2489 ± 6 2200 ± 32 (herança detrítica)  2366 ± 8	2006 ± 3   2035 ± 9	U-Pb SHRIMP (zircão)	Hartmann <i>et al.</i> (2008)
CGSMC (Dom Pedrito)	Granulito máfico	2413 ± 13		U-Pb LA-ICP-MS (zircão)	Laux <i>et al.</i> (2010)
CGSMC (Dom Pedrito)	Granulito metassedimentar	2617 ± 15 2462 ± 26 2331 ± 31 (herança detrítica)	2072 ± 44	U-Pb LA-ICP-MS (zircão)	Laux <i>et al.</i> (2012)
CGSMC (Dom Pedrito)	Granulito metassedimentar  Gnaiss granodiorítico  Granito intrusivo	2550-2390  2380-2280 2130-2240  1840 ± 13	2050	U-Pb LA-ICP-MS (zircão)	Girelli <i>et al.</i> (2016a)
CGSMC (Dom Pedrito)	Metagabro Metapiroxenito Meta-anortosito Metaleucogabro Granulito metassed.	2173 ± 20 2186 ± 17 2244 ± 17 2349 ± 6 2500-2150		U-Pb LA-ICP-MS (zircão)	Girelli <i>et al.</i> (2016b)

O reconhecimento e a subdivisão cartográfica das subunidades do CGSMC são recentes e estão associados ao Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB), executados pela CPRM. Como resultado, foram apresentados os mapas geológicos em escala 1:100.000 das folhas Hulha Negra (Camozzato *et al.*, 2012), Lagoa da Meia Lua (Laux *et al.*, 2012), Igrejinha (Lavina *et al.*, 2014) e Bagé. A integração destas informações foi apresentada por Philipp *et al.* (2016b), que subdividiram o complexo em três unidades principais: ortognaisses TTG, rochas metamáfico-ultramáficas acamadas e paragnaisses. As duas unidades ortoderivadas e os metassedimentos estão intercalados tectonicamente e, em geral, apresentam ampla concordância estrutural, marcada por uma foliação regional subvertical de orientação NW-SE. A principal exposição do complexo estende-se como um corpo alongado na direção N20°E, distribuindo-se do sudeste da Cidade de Dom Pedrito até o sudeste do Município de São Gabriel. Os paragnaisses ocupam uma ampla área na porção norte do CGSMC, os granulitos máfico-ultramáficos dominam a porção central, e os ortognaisses TTG predominam na porção sul. Exposições menores são observadas no entorno de Bagé caracterizam-se por xenólitos e por *roof pendants* no interior dos granitoides da Suíte Santo Afonso e, menos frequentes, nos granitos da Suíte Saibro.

Os ortognaisses TTG incluem uma associação ácida (gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e granodioríticos) e outra intermediária (gnaisses dioríticos e meta-hornblenditos) (Philipp *et al.*, 2016b). As rochas metamáfico-ultramáficas incluem metagabros, metapiroxenitos, metanoritos e meta-anortositos, intercalados com metaperidotitos serpentinizados e com xistos magnesianos. Os paragnaisses compreendem, principalmente, gnaisses calcissilicáticos e, de forma subordinada, olivina-diopsídio mármores e gnaisses pelíticos (granada-sillimanita-biotita gnaisses). As rochas metamáfico-ultramáficas possuem afinidade geoquímica toleítica, e o seu ambiente geotectônico envolve crosta oceânica ou complexo estratiforme intraplaca. Os ortognaisses pertencem à série cálcico-alcalina do tipo baixo potássio, e o ambiente geotectônico envolve arco de ilhas ou arco continental. Os paragnaisses compuseram uma bacia sedimentar rasa em ambiente intraplaca ou de margem passiva (Hartmann, 1998; Laux & Bongioiolo, 2011; Philipp *et al.*, 2015, 2016b).

### 3 GEOLOGIA LOCAL

A área do projeto situa-se entre os municípios de Bagé e de Dom Pedrito e envolve as litologias do CGSMC, datadas do Paleoproterozoico (Hartmann, 1987, 1998; Hartmann *et al.* 1999, 2000, 2008). O complexo está inserido no Terreno Taquarembó (Chemale Jr, 2000; Hartmann *et al.*, 2007) e compreende rochas metamáfico-ultramáficas acamadas de fácies granulito, ortognaisses TTG de fácies anfibólito e paragnaisses. Os ortognaisses são predominantes em relação aos termos máfico-ultramáficos. Os grupos compõem corpos que se orientam segundo a direção do bandamento metamórfico, principalmente NW-SE (Laux & Bongioiolo, 2011; Philipp *et al.*, 2015, 2016b). Da análise de mapas geológicos locais (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014; UFRGS 2014, 2015) depreende-se que a disposição do bandamento metamórfico e da lineação de estiramento ou mineral é concordante para ambas as unidades. Da mesma forma, a análise dos respectivos estereogramas indica uma variação geral na orientação das estruturas, e a observação do traço da foliação informa que isto se deve a sucessivas fases de dobramento no contexto do CGSMC. Os contatos entre as unidades são tectônicos e mantêm ampla concordância. A Suíte Santo Afonso, o Granito Dom Pedrito e as unidades vulcânicas da Formação Acampamento Velho estão limitadas por falhas normais de direção N50-70°E e N60-70°W respectivamente. Os contatos com as rochas da Bacia do Paraná estão definidos por falhas normais de direção N40-50°W e N60-70°E. Na área relevante ao projeto, as ocorrências de paragnaisses são localizadas e não representam relações espaciais significativas.

As rochas metamáfico-ultramáficas caracterizam-se por amplas áreas de granulitos, representados por espessos corpos de metagabros e de metapiroxenitos que se dispõem como cristas de dimensões quilométricas, descontínuas e concordantes com a foliação principal de direção NW-SE. Os metaultramafitos intercalam-se com camadas centimétricas de metanoritos, de metaleucogabros e de meta-anortositos e distribuem-se entre níveis de metadunitos e de metaperidotitos, ambos serpentinizados e intercalados com xistos magnesianos. Os serpentinitos têm menor expressão e formam áreas alongadas cuja disposição tem relação com a distribuição dos termos máficos e ultramáficos. Entre os grandes domínios de granulitos, rochas metamáficas acamadas ocorrem sob a forma de pequenas cristas alongadas. Os afloramentos são raros e compreendem matacões de dimensões variadas e lajeados à beira de cursos d'água. O grau de alteração é baixo, o que garante boas condições de exposição (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014).



Os granulitos máficos e ultramáficos constituem corpos cujas principais exposições compõem áreas de formas alongadas, orientadas na direção NW-SE. Em relação às demais rochas metamáfico-ultramáficas, os granulitos são dominantes e afloram como matacões subangulosos que possuem até 3,0 m de diâmetro (UFRGS, 2014, 2015; Philipp *et al.*, 2015, 2016b). Têm coloração cinza-escuro a preta e são maciços ou incipientemente foliados. A foliação é regular e contínua, caracterizada pela alternância entre níveis milimétricos com plagioclásio e níveis cinza-escuros com diopsídio, hornblenda e hiperstênio. Cristais reliquiais de plagioclásio caracterizam textura blastoequigranular fina a média. A principal textura é granoblástica poligonal com agregados de cristais equidimensionais de plagioclásio, intercalados com agregados intersticiais de piroxênio e de hornblenda. A orientação preferencial dos minerais máficos define a textura nematoblástica. A composição mineralógica dos granulitos máficos (metagabros) envolve plagioclásio (35-40%), diopsídio (25-30%), hornblenda (15-25%), hiperstênio (10-15%) e minerais opacos (2-5%). A mineralogia dos granulitos ultramáficos (metapiroxenitos) compreende diopsídio (35-50%), hornblenda (5-15%), hiperstênio (15-25%), espinélio (5-25%) e baixos teores de plagioclásio (<5%). O metamorfismo de fácies granulito em protólito básico é caracterizado pela paragênese plagioclásio-diopsídio-hiperstênio. O plagioclásio ocorre em agregados cinza-escuros, equidimensionais irregulares a poligonais, idioblásticos a subidioblásticos e variáveis entre 0,2 e 0,5 mm. O diopsídio é verde-escuro, prismático a equidimensional, idioblástico a subidioblástico e varia de 0,1 a 0,3 mm. O hiperstênio é castanho-escuro, prismático a equidimensional e variável entre 0,1 e 0,3 mm. A hornblenda é verde-escuro, prismática a equidimensional e varia de 0,1 a 0,5 mm. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais e equidimensionais. Nas bordas dos cristais de piroxênio, verificam-se franjas de anfibólio que indicam retrometamorfismo para as fácies anfibolito e xisto verde.

Os corpos metamáfico-ultramáficos acamados afloram como matacões de diâmetro variável entre 0,5 e 3,0 m, distribuem-se de modo mais restrito e preservam uma estrutura em que se intercalam metaleucogabros, metanoritos, meta-anortositos, metapiroxenitos, metaperidotitos, metadunitos, serpentinitos e xistos magnesianos. As camadas são concordantes, orientadas na direção N30-50°W com mergulho entre 30 e 40° para SW.

Os metaleucogabros têm cor esbranquiçada, constituem a camada mais expressiva, e o seu bandamento é irregular e descontínuo, marcado por níveis milimétricos com hornblenda e diopsídio. Está preservada a estrutura estratificada dos protólitos, que se constitui em uma feição reliquiar. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média a grossa, caracterizada por grãos equidimensionais de plagioclásio. A orientação preferencial de cristais

subidioblásticos de anfibólio e de agregados de diopsídio define textura nematoblástica média a grossa. A composição mineral compreende plagioclásio (75-80%), hornblenda (7-10%), diopsídio (3-5%) e opacos (1-3%). O plagioclásio é cinza-claro a esbranquiçado, prismático curto a poligonal, subidioblástico e variável entre 0,3 e 1,0 mm. Os cristais de hornblenda são verde-escuros a pretos, prismáticos a equidimensionais e variam de 0,3 a 1,5 mm. O diopsídio é verde-escuro, intersticial, ocorre isoladamente ou como agregados de cristais poligonais idioblásticos a subidioblásticos e varia de 0,1 a 0,4 mm. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais e equidimensionais.

Os meta-anortositos são esbranquiçados a cinza-claros, constituem camadas centimétricas, e a sua ocorrência é rara. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média a grossa, caracterizada por grãos equidimensionais de plagioclásio. A mineralogia envolve plagioclásio (94-98%), hornblenda (2-4%), diopsídio (3-5%), hiperstênio (1-3%) e opacos (1%). O plagioclásio é cinza-claro a esbranquiçado, prismático curto a poligonal, subidioblástico e variável entre 0,3 e 1,0 mm. Os cristais de hornblenda são verde-escuros a pretos, prismáticos a equidimensionais e variam de 0,2 a 0,5 mm. O diopsídio é verde-escuro, intersticial, ocorre como agregados de cristais poligonais idioblásticos a subidioblásticos e varia de 0,1 a 0,8 mm. O hiperstênio é castanho, intersticial, subidioblástico e variável entre 0,3 e 0,8 mm. Os minerais opacos ocorrem como cristais equidimensionais e intersticiais.

Os metagabros são verde-escuros a pretos e, quando alterados, adquirem tonalidade castanho-alaranjada. A estrutura é maciça a incipientemente bandada. O bandamento é milimétrico, regular e contínuo, caracterizado pela alternância entre níveis máficos ricos em diopsídio e em hornblenda e níveis félsicos com plagioclásio. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média, definida por agregados equidimensionais de plagioclásio e por agregados intersticiais de diopsídio e de hornblenda. A composição mineral compreende plagioclásio (35-40%), diopsídio (25-30%), hornblenda (20-25%) e opacos (2-5%). O plagioclásio é cinza-escuro, equidimensional irregular a poligonal, idioblástico a subidioblástico e variável entre 0,2 e 0,4 mm. O diopsídio é verde-escuro, prismático a equidimensional, idioblástico a subidioblástico e varia de 0,1 a 0,3 mm. Os cristais de hornblenda são verde-escuros a pretos, prismáticos a equidimensionais e variam de 0,1 a 0,5 mm. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais e equidimensionais.

Os metapiroxenitos são verde-escuros a pretos e, quando alterados, adquirem tonalidade castanho-alaranjada. A estrutura é maciça, e a principal textura é granoblástica

poligonal média, definida por agregados de diopsídio, de hornblenda e de minerais opacos. A mineralogia envolve diopsídio (60-85%), hornblenda (5-10%), espinélio (5-25%) e opacos (2-5%). O diopsídio é verde-escuro, prismático a equidimensional, idioblástico a subidioblástico e varia de 0,2 a 0,6 mm. Os cristais de hornblenda são verde-escuros a pretos, prismáticos a equidimensionais e variam de 0,1 a 0,5 mm. O espinélio é verde-escuro a preto, equidimensional. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais e equidimensionais.

Os metaultramafitos serpentinizados (metaperidotitos e metadunitos) formam cristas de dimensões quilométricas, orientadas na direção N40-50°W. As exposições têm ampla relação espacial com os granulitos e ocorrem como matacões subangulosos de diâmetro variável entre 0,3 e 2,0 m. As rochas têm cor cinza-escura, preta, marrom e, quando alteradas, cinza-esverdeada e cinza-amarelada. A estrutura é maciça, mas caracterizada por intenso fraturamento. As fraturas são curvilíneas e retilíneas, têm espaçamento centimétrico e, frequentemente, estão preenchidas por minerais tardios, como quartzo, carbonato e anfibólio. A principal textura é *mesh* com pseudomorfos de olivina e de piroxênio, serpentinizados e muito fraturados. A composição mineral compreende serpentina (85-95%), magnetita (3-7%), talco (2-4%) e tremolita (2-3%). A serpentina constitui uma massa preta de fina granulação que, quando alterada, adquire tons verde-escuros a verde-claros. A magnetita forma porfiroblastos pretos subidioblásticos que variam de 0,2 a 1,0 mm. O talco, disseminado em meio à serpentina, é amarelo-claro, subidioblástico. A tremolita dispõe-se como agregados de cristais verde-claros a verde-escuros, idioblásticos e prismáticos, variáveis entre 0,5 e 1,5 mm.

Níveis centimétricos de xistos magnesianos (talco-tremolita xistos e talco-clinocloro-tremolita xistos) intercalam-se com os serpentinitos. Estes xistos são esverdeados a cinza-escuros e, quando alterados, cinza-amarelados. Tremolita, talco e clorita, orientados em uma direção preferencial, definem a estrutura xistosa. A textura principal é nematoblástica média a grossa e, de modo subordinado, lepidoblástica média a grossa, definida pela orientação do talco e do clinocloro. A mineralogia envolve tremolita (70-80%), magnetita (3-5%), talco (5-10%) e clinocloro (5-10%). A tremolita dispõe-se como agregados de cristais verde-claros a verde-escuros, idioblásticos e prismáticos, variáveis entre 0,5 e 3,0 mm. O talco, disseminado em meio à tremolita, é amarelo-claro, subidioblástico. O clinocloro, também disseminado, é verde-escuro, subidioblástico. A magnetita forma porfiroblastos pretos subidioblásticos que variam de 0,2 a 1,0 mm.

Os ortognaisses compreendem, principalmente, gnaisses tonalíticos, trondhjemiticos e granodioríticos com ocorrência subordinada de gnaisses dioríticos (anfíbolitos) e de meta-

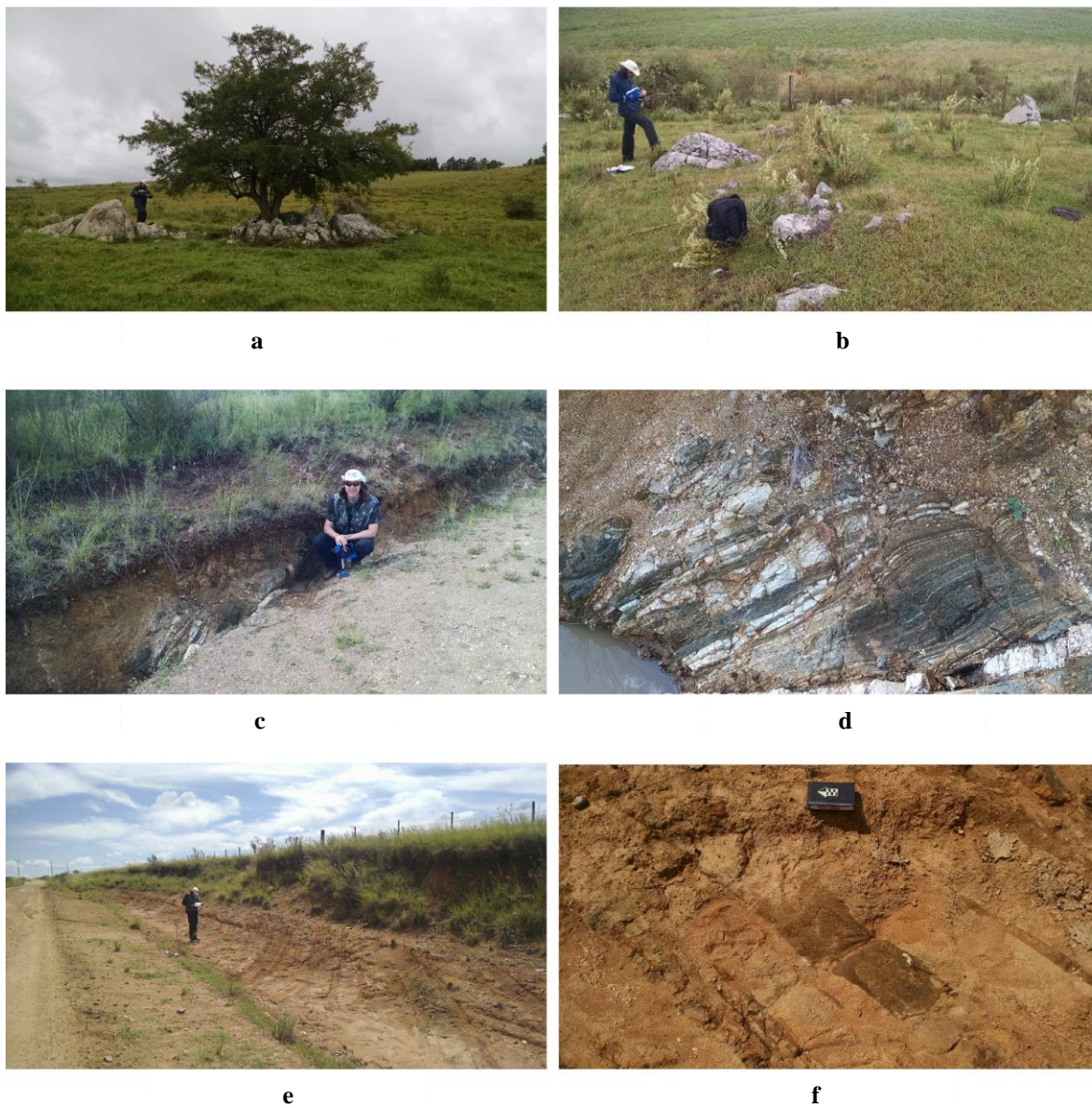
hornblenditos. As unidades evidenciam o mesmo padrão de deformação e caracterizam-se por ampla concordância estrutural. Os afloramentos são raros, representados por lajeados pouco expressivos em leito de arroios e por campos de matações com algumas dezenas de metros (Figura 3). Também, ocorrem ao longo de cortes e em valetas adjacentes às estradas, distribuindo-se por extensões que variam de poucos centímetros a alguns metros. De um modo geral, as exposições de ortognaisses têm elevado grau de alteração, o que lhes confere tons amarelados, alaranjados, amarronzados e avermelhados. Quando frescas, têm cor verde ou cinza-escura. Um dos principais atributos destas rochas são as múltiplas injeções trondhjemiticas e as intercalações com níveis de composição máfico-ultramáfica. De forma localizada, ocorrem xenólitos das rochas metamáfico-ultramáficas (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014).

Os gnaisses granodioríticos têm bandamento milimétrico, regular e contínuo em que se alternam níveis máficos com hornblenda e biotita e níveis félsicos de composição quartzo-feldspática. As bandas félsicas possuem textura granoblástica equigranular poligonal a interlobada média a grossa, e as bandas máficas caracterizam-se por textura lepidoblástica e nematoblástica média a grossa (UFRGS, 2014, 2015; Philipp *et al.*, 2015, 2016b). A composição mineral compreende plagioclásio (45-50%), quartzo (25-30%), feldspato alcalino (<5%), biotita (10-15%), hornblenda (10-15%) e minerais opacos (1-3%). O plagioclásio é cinza-claro, equidimensional a poligonal, variável de 0,3 a 1,0 mm e ocorre como cristais reliquias subédricos de forma prismática que variam entre 4,0 e 7,0 mm. O quartzo é poligonal equidimensional. A biotita é intersticial e dispõe-se como agregados de cristais pretos subidioblásticos variáveis de 0,5 a 1,0 mm. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais e equidimensionais. Os cristais de hornblenda são verde-escuros a pretos, prismáticos a equidimensionais e variam de 0,3 a 0,5 mm. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais equidimensionais inferiores a 0,5 mm.

Os gnaisses dioríticos (anfíbolitos) têm foliação bem definida por agregados de hornblenda ou de diopsídio. Mais raramente, possuem bandamento fino, contínuo e irregular. A principal textura é nematoblástica média a grossa, caracterizada por cristais subidioblásticos de hornblenda. De modo subordinado, espaços intersticiais têm textura granoblástica equigranular média a grossa, definida por cristais de plagioclásio e de diopsídio. A mineralogia envolve hornblenda (50-70%), plagioclásio (20-40%), diopsídio (10-15%) e minerais opacos (3-5%). Nos meta-hornblenditos, a composição mineral compreende hornblenda (85-98%), plagioclásio (3-5%), diopsídio (3-7%), e minerais opacos (1-3%). O

plagioclásio é cinza-claro a esbranquiçado, prismático curto a irregular ou a poligonal equidimensional, subidioblástico. Os cristais de hornblenda são verde-escuros a pretos, prismáticos alongados a equidimensionais e variam de 0,3 a 0,5 mm. O diopsídio é verde-escuro e ocorre como agregados de cristais poligonais idioblásticos a subidioblásticos e variáveis de 0,1 a 0,4 mm, associados à hornblenda. Os minerais opacos são intersticiais e ocorrem como cristais poligonais e equidimensionais.

É subordinada a ocorrência dos gnaisses trondhjemíticos, que constituem corpos lenticulares de espessura centimétrica. A orientação preferencial dos cristais de biotita marca a foliação. Por vezes, verifica-se um bandamento milimétrico, irregular e contínuo, caracterizado pela alternância entre níveis máficos ricos em biotita e níveis félsicos de composição quartzo-feldspática. As bandas félsicas possuem textura granoblástica equigranular poligonal a interlobada média a grossa, e as bandas máficas caracterizam-se por textura lepidoblástica média a grossa. A composição mineral compreende plagioclásio (55-60%), quartzo (25-30%), feldspato alcalino (<5%), biotita (3-7%) e minerais opacos (1-2%).



**Figura 3:** afloramentos de ortognaisse em campo de matacões (**a** e **b**, pontos 5 e 7), em valeta (**c** e **d**, ponto 16) e em corte de estrada (**e** e **f**, ponto 18).

#### 4 MATERIAIS E MÉTODOS

Este projeto envolve o levantamento de dados estruturais, petrográficos e geocronológicos em ortognaisses do CGSMC. A metodologia foi dividida em três fases: pré-campo, campo e pós-campo. A primeira etapa caracterizou-se pela análise de imagens de satélite, de cartas topográficas e de mapas geológicos para delimitar a área de estudo entre Bagé e Dom Pedrito e, assim, identificar as estruturas mais relevantes no contexto do CGSMC. A saída de campo para a área de estudo (Apêndice A), programada para o período entre 09/03 e 13/03/2016, consistiu na descrição de 21 afloramentos. Coletaram-se dezesseis amostras de ortognaisses e foram selecionadas quatro para datação U-Pb através da técnica analítica LA-ICP-MS. Coletaram-se medidas de foliações e de lineações metamórficas em notação do tipo trama. Os pontos descritos foram localizados por coordenadas UTM. A terceira etapa contemplou descrição petrográfica em microscópio ótico, confecção de estereogramas através dos programas Stereo32 e Stereonet, produção do mapa geológico da área de estudo em ArcGIS 10.4.1, preparação de amostras para geocronologia e interpretação de curvas concórdia do *software* Isoplot 4.1.

Realizou-se a análise petrográfica de cinco lâminas delgadas nos laboratórios de microscopia do DEMIPE, vinculado ao IGEO/UFRGS, com emprego de microscópio de luz refletida, modelo Meiji. O material foi confeccionado no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGq.

Quanto à preparação para geocronologia U-Pb em zircão, foram selecionadas uma amostra de granulito máfico, uma de gnaiss tonalítico e duas de gnaiss diorítico. Inicialmente, foram fragmentadas com marreta de 5,0 kg e, após, fragmentadas em britador de mandíbulas. Em sequência, foram separadas concentrações com granulagem entre 100 e 250 *mesh* através do emprego de peneiras. Enviou-se o material do estudo geocronológico para o CPGeo/USP. Os zircões foram separados por líquidos densos. Primeiramente, utilizou-se mesa vibratória para concentrar os minerais pesados. A fração magnética foi individualizada por imã e, então, pelo separador magnético de Frantz. Imergiu-se o concentrado em líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metila) para decantação de minerais pesados. Os zircões foram retirados do concentrado final através de catação manual com auxílio de lupa binocular. Selecionaram-se entre cinquenta e setenta grãos por amostra. Os zircões separados foram fixados em pastilhas de resina epóxi, as quais foram polidas por meio de pasta com diamantes de diferentes granulagens para expor as superfícies internas dos cristais. Após, as pastilhas

foram imageadas por catodoluminescência para o reconhecimento da sua estrutura interna. Separaram-se zircões livres de fraturas e de inclusões minerais.

A datação foi executada entre 17/10/2016 e 21/10/2016 no Laboratório de Geocronologia da UFOP através da técnica analítica LA-ICP-MS. O equipamento, modelo Element, caracteriza-se por coletores do tipo Faraday *cup*, classificados em H (*high*) para massas grandes e em L (*low*) para massas pequenas, e *ion counter* (IC), operantes em sistema dinodo contínuo (*continuous dynode system*): IC<sub>3</sub> = <sup>202</sup>Hg, IC<sub>4</sub> = <sup>204</sup>(Hg+Pb), L<sub>4</sub> = <sup>206</sup>Pb, IC<sub>6</sub> = <sup>207</sup>Pb, L<sub>3</sub> = <sup>208</sup>Pb, H<sub>2</sub> = <sup>232</sup>Th e H<sub>4</sub> = <sup>238</sup>U. As configurações do plasma são as seguintes: potência de radiofrequência = 1.100 W, taxa de fluxo do gás arrefecedor = 15,0 l/min (Ar), taxa de fluxo de gás auxiliar = 0,7 l/min (Ar) e taxa de fluxo do gás na amostra = 0,6 l/min. O laser tem estas especificações: energia = 6,0 mJ, taxa de repetição = 5,0 Hz, tamanho do feixe = 25-38 μm e gás carreador de hélio = 0,35 + 0,5 l/min.

Para os ortognaisses, separaram-se de trinta a 45 grãos. Quanto ao granulito, separaram-se quinze grãos. Cada análise envolveu quarenta ciclos de 1,0 s. A interferência de <sup>204</sup>Hg em <sup>204</sup>Pb foi corrigida por <sup>202</sup>Hg (<sup>204</sup>Hg/<sup>202</sup>Hg = 4,2). Para a normalização de <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, utilizaram-se padrões NIST combinados (*National Institute of Standards and Technology*) e padrões externos. Da mesma forma, a normalização de <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U foi conduzida segundo padrões externos. Empregou-se o zircão padrão GJ-1 de 600 Ma (Elholou *et al.*, 2006). Tipicamente, o mineral contém pequena quantidade de chumbo comum (<sup>204</sup>Pb). Assim, a precisão de <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb e de <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U depende do teor deste elemento. Corrigiu-se a quantidade residual de <sup>204</sup>Pb através do seu teor na composição terrestre (Stacey & Kramer, 1975).

As análises U-Pb foram feitas de acordo com o método *standard-sample bracketing* (Albarède *et al.*, 2004), baseado no zircão padrão GJ-1, para controlar o fracionamento do espectrômetro. Estudaram-se de duas a quatro amostras entre as análises padrão JG-1. As razões <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb e <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U foram corrigidas no tempo. O fracionamento dos elementos U e Pb foi minimizado pela ablação a laser *raster* com feixe de 30 μm. Processaram-se os dados brutos em modo *off-line* e foram reduzidos em planilha Excel (Bühn *et al.*, 2009). Quando se necessitou corrigir o fracionamento induzido por laser, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U foi recalculado por regressão linear (Kosler *et al.*, 2001). Normalmente, verificam-se a interferência de <sup>204</sup>Pb e a correção de fundo por monitoramento das massas de <sup>202</sup>Hg e de (<sup>204</sup>Hg + <sup>204</sup>Pb) durante as seções analíticas e através de uma composição modelo de chumbo (Stacey & Kramer, 1975). Em todos os grãos de zircão, a correção de <sup>204</sup>Pb não foi necessária devido ao baixo sinal do elemento e ao elevado valor da razão <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb. Propagaram-se erros por adição quadrática



$[\sqrt{2(\text{SD}^2 + \text{SE}^2)}]$  de reprodutibilidade externa e precisão *within-run*. A reprodutibilidade externa é representada pelo desvio padrão SD (*standard deviation*), simbolizado por  $\sigma$ , de repetidas análises ( $n = 20$ , ~1,1% para  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e superior a ~2% para  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) do zircão padrão GJ-1. A precisão *within-run* é o erro padrão SE (*standard error*). Diagramas concórdia (elipses com erro  $2\sigma$ ), idades concórdia e idades de intercepto superior foram calculadas através do *software* Isoplot 4.1 (Ludwig, 2009).

O princípio físico da técnica analítica LA-ICP-MS é a ionização. Em célula de ablação, um feixe de laser de alta potência é emitido sobre a superfície da amostra em atmosfera de gás inerte, submetido a pressões normais. O laser interage com a amostra de modo a formar um aerossol, que é transportado para um sistema de medição através da circulação de gás – argônio ou hélio, por exemplo. A partir deste ponto, o aerossol é vaporizado e ionizado, o que permite caracterizar a amostra quimicamente (Rollinson, 1993; Jackson *et al.*, 2004; Pisonero *et al.*, 2009).

Este projeto temático conta com o apoio de um projeto de pesquisa do orientador, intitulado “Relações entre as Coberturas Metavulcano-Sedimentares e o Embasamento Paleoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano, Porção Sul da Plataforma Sul-Americana: Relações com os Eventos de Metamorfismo Regional Orogênico no RS e em SC”, financiado pelo CNPq.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL

#### 5.1.1 Introdução

A evolução estrutural do CGSMC é complexa e caracteriza-se pelo desenvolvimento de um bandamento metamórfico sobre antigas estruturas magmáticas e/ou sedimentares. O bandamento foi afetado por mais de uma fase de dobramento e pela intrusão de corpos graníticos que originaram intenso retrometamorfismo, representado por assembleias de minerais hidratados. O CGSMC está inserido no Terreno Taquarembó (Chemale Jr, 2000; Hartmann *et al.*, 2007) e compreende rochas metamárfico-ultramáficas acamadas de fácies granulito, ortognaisses TTG de fácies anfibolito e paragnaisses. A unidade máfico-ultramáfica envolve metagabros, metapiroxenitos, metaperidotitos, metadunitos e, de forma subordinada, meta-anortositos, metanoritos e metatroctolitos. Os metassedimentos são compostos, principalmente, por gnaisses calcissilicáticos e por mármore. Os ortognaisses são compostos por gnaisses dioríticos, quartzo-dioríticos e tonalíticos (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014; Philipp *et al.* 2015, 2016b).

As unidades ortoderivadas e os metassedimentos intercalam-se tectonicamente segundo uma foliação regional subvertical de orientação NW-SE. Tanto os gnaisses básicos quanto os ácidos ocorrem como corpos alongados nas direções E-W e NW-SE. As unidades mostram concordância estrutural, entretanto os ortognaisses estão rotacionados por falhas normais/transcorrentes de direção N60-70°E na porção sul do CGSMC, vinculadas à colocação dos granitos da Suíte Santo Afonso. Os gnaisses apresentam um bandamento irregular e descontínuo, orientado na direção N40-60°W e afetado por duas fases de dobras. O dobramento da foliação  $S_1$  gera dobras isoclinais intrafoliais ( $F_2$ ), preservadas como uma clivagem de crenulação  $S_2$ . Estas foliações são afetadas por dobras regionais ( $F_3$  e  $F_4$ ) do tipo abertas e normais com eixos de baixo mergulho, em geral orientados para as direções NW e SE, e com superfície axial subvertical correspondente a clivagens de fratura ( $S_3$  e  $S_4$ ). O bandamento metamórfico e a lineação de estiramento são concordantes, mas as sucessivas fases de dobramento que afetaram o CGSMC resultaram em uma ampla variação na orientação geral das foliações  $S_1$  e  $S_2$  (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014; Philipp *et al.* 2015, 2016b).

### 5.1.2 Estruturas do CGSMC

A principal exposição do complexo estende-se como um corpo alongado de modo quase contínuo na direção N20°E, distribuindo-se do sudeste da Cidade de Dom Pedrito até o sudeste do Município de São Gabriel. Os paragnaisses ocupam uma ampla área na porção norte do CGSMC, os granulitos máfico-ultramáficos dominam a porção central, e os ortognaisses TTG predominam na porção sul (rever Figura 2). Exposições menores são observadas no entorno da Cidade de Bagé e estão caracterizadas por xenólitos e por *roof pendants* no interior dos granitoides da Suíte Santo Afonso e, menos frequentes, nos granitos da Suíte Saibro (Camozzato *et al.*, 2012, 2013).

O relevo da região é caracterizado por formas planas (Figura 4) com destaque para mesas/cuestas, compostas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Nas áreas em que afloram os gnaisses do CGSMC e os granitos das suítes Santo Afonso, Saibro e Vauthier, constitui-se um relevo de coxilhas subarredondadas com vales suaves. A preservação desta superfície é incipiente e constitui cristas arrasadas e coxilhas pouco alongadas segundo a direção nordeste, afetadas por intenso fraturamento de direção NW-NE que controla o relevo da região. As rochas estão muito alteradas de modo que são espessos o perfil de solo e o manto de alteração. Os afloramentos são raros, representados por lajeados pouco expressivos de rochas metamáfico-ultramáficas em leito de arroios e por campos de matações de ortognaisses com algumas dezenas de metros. As exposições ocorrem ao longo de cortes e em valetas adjacentes às estradas e distribuem-se por extensões de poucos centímetros a alguns metros, realçadas pelas falhas que delimitam os contatos com as bacias do Camaquã e do Paraná (Philipp *et al.*, 2015, 2016b).

**a****b****c**

**Figura 4:** relevo de formas planas dos municípios de Bagé e de Dom Pedrito.

Na porção sudeste de Dom Pedrito, destacam-se corpos de metagabro e de metapiroxenito, dispostos em cristas quilométricas, descontínuas e concordantes com a foliação principal de direção NW-SE. Corpos de metaultramafito alinham-se à distribuição dos granulitos e intercalam-se com níveis menos expressivos de metanoritos, de metaleucograbros e de meta-anortositos em pequenas cristas alongadas. Serpentinóis e xistos magnesianos têm menor expressão e formam áreas alongadas nas proximidades dos termos

máfico-ultramáficos. Os ortognaisses são predominantes em relação aos termos máfico-ultramáficos e compõem, na porção sul de Dom Pedrito, corpos aproximadamente paralelos à foliação principal de orientação NW-SE, o que evidencia a concordância estrutural entre as duas unidades ortoderivadas (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014; UFRGS, 2014, 2015). As ocorrências de paragnaisses são localizadas e não representam relações espaciais significativas na área do projeto.

As suítes Santo Afonso, Saibro e Vauthier e o Granito Dom Pedrito (Nardi & Hartmann, 1982; Nardi & Bonin, 1991; Gastal, 1997; Gastal & Lafon, 1998) são intrusivos no CGSMC, e o seu contato delimita-se por falhas normais de orientação N50-70°E. O contato com as unidades vulcânicas da Bacia do Camaquã, representadas pelas formações Hilário e Acampamento Velho (Nardi & Lima, 1985; Paim *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2002; Janikian *et al.* 2003; Sommer *et al.*, 2011), é delimitado por falhas normais de direção N60-70°W e manifesta-se como diques intrusivos no complexo, orientados segundo a direção NW-SE. O contato com a Bacia do Paraná manifesta-se ao longo de falhas normais de direção N40-50°W e N60-70°E e inclui o Grupo Itararé e as formações Taciba, Rio Bonito e Palermo (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014; UFRGS 2014, 2015).

O bandamento metamórfico, relacionado aos eventos de médio e de alto grau, representa a principal estrutura das rochas do CGSMC e foi afetado por sucessivas fases de dobramento que provocaram variações na sua orientação geral. As rochas metamáfico-ultramáficas compreendem metagabros, metapiroxenitos, metanoritos, metaleucogabros e meta-anortositos, alternados com metaperidotitos serpentinizados e com xistos magnesianos. Os ortognaisses TTG incluem duas associações, uma ácida (gnaisses tonalíticos, trondjemíticos e granodioríticos) e outra intermediária (gnaisses dioríticos e meta-hornblenditos). Os paragnaisses compreendem, principalmente, gnaisses calci-silicáticos e, de forma subordinada, olivina-diopsídio mármores e gnaisses pelíticos (granada-sillimanita-biotita gnaisses). Estes grupos caracterizam-se pelo mesmo padrão de deformação e por uma ampla concordância estrutural, marcada por uma intercalação tectônica segundo a foliação principal de direção NW-SE (Camozzato *et al.*, 2012, 2013; Laux *et al.*, 2012; Lavina *et al.*, 2014; Philipp *et al.* 2015, 2016b).

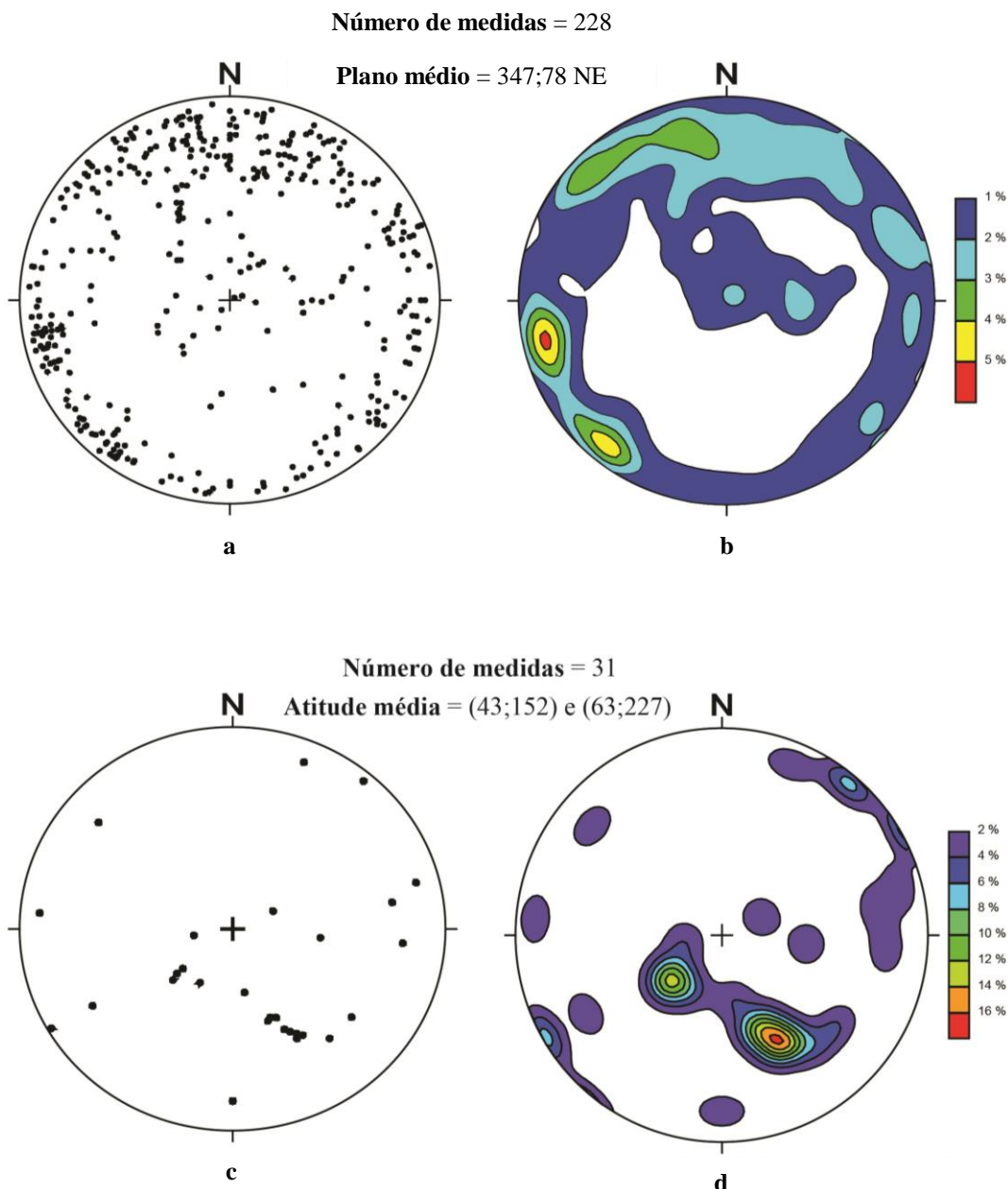
As rochas metamáfico-ultramáficas caracterizam-se por uma alternância composicional entre camadas centimétricas a métricas de metagabros e de metapiroxenitos, intercaladas com níveis subordinados de metaleucogabros, de meta-anortositos, de metaperidotitos e de metadunitos. Esta alternância composicional caracteriza a estratificação original da unidade máfico-ultramáfica e representa a sua estrutura primária. Os corpos de

metagabro e de metapiroxenito são os mais espessos e podem atingir dezenas a centenas de metros de espessura. As estruturas são pouco desenvolvidas e constituem, em geral, uma foliação incipiente e descontínua, marcada pelo alinhamento de cristais de piroxênio e de anfibólio ou por rara biotita. A atitude média é N05°E com mergulhos subverticais para SE (Philipp *et al.*, 2015, 2016b).

As estruturas dos ortognaisses são mais evidentes, associadas a intercalações entre corpos dioríticos, quartzo-dioríticos e tonalíticos e a injeções trondhjemíticas de espessura centimétrica. A principal estrutura é representada por um bandamento regular, caracterizado pela alternância entre bandas máficas ricas em hornblenda e/ou em diopsídio e bandas félsicas dominantes, compostas por plagioclásio e por quartzo. As bandas máficas têm espessura de 1 a 5 mm e caracterizam-se por agregados de hornblenda, de ortopiroxênio e de clinopiroxênio. As bandas félsicas são dominantes, ricas em plagioclásio e com espessuras entre 2 e 10 cm. Os níveis máficos exibem textura nematoblástica, definida pela orientação de hornblenda e, menos comumente, de diopsídio e de hiperstênio. A textura lepidoblástica é definida pela orientação de agregados descontínuos de biotita. Os níveis félsicos evidenciam textura granoblástica poligonal fina a média com cristais de plagioclásio e de quartzo subordinado. Não se identificam estruturas primárias nos ortognaisses, mas a presença de cristais reliquiais de plagioclásio indica a preservação de feições ígneas em textura blastoequigranular (Philipp *et al.*, 2015, 2016b).

### 5.1.3 Caracterização Estrutural

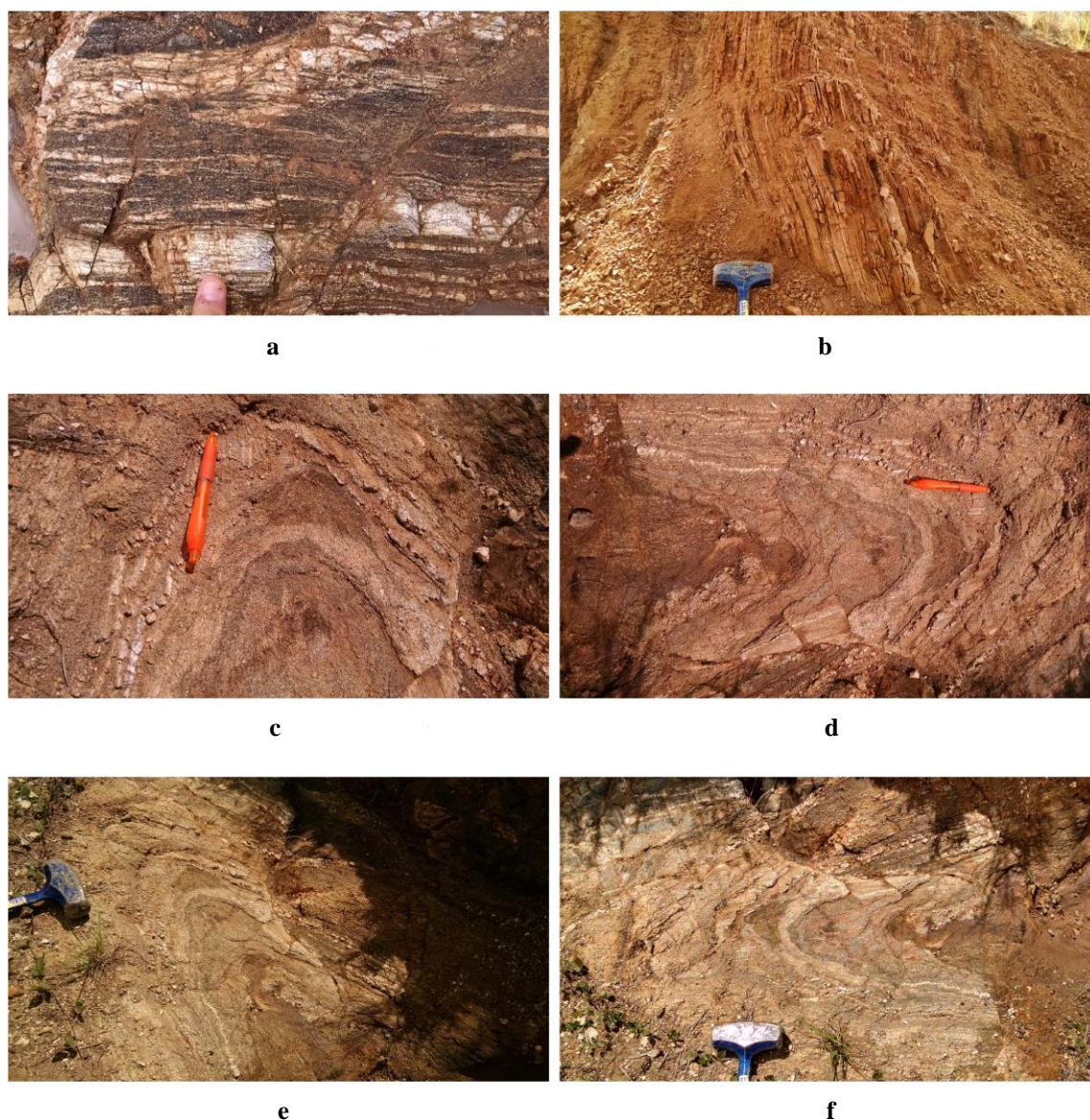
O bandamento metamórfico  $S_1$  está preservado na forma de dobras intrafoliais isoclinais  $F_2$ , geradas em condições metamórficas de alto grau e sob um regime de deformação dúctil. Quando esta fase de dobramento está preservada, observa-se a clivagem de crenulação  $S_2$ . Isto indica que a foliação principal do complexo é a própria clivagem de crenulação  $S_2$ . A atitude média do bandamento varia de N13°W com mergulho de 78° para NE (347;78) a N50°W com mergulho de 80° para NE (310;80) (figuras 5a e 5b). Foram coletadas 228 medidas destas estruturas. A orientação média da lineação mineral e de estiramento é S28°E com caimento de 42° (43;152) e, de forma subordinada, S47°W com caimento de 63° (63;227) (figuras 5c e 5d). Foram coletadas 31 medidas de lineação.



**Figura 5:** estereograma de polos (a) e de densidade (b) das foliações  $S_1$  e  $S_2$  dos ortognaisses, estereogramas das lineações de estiramento e mineral (c e d).

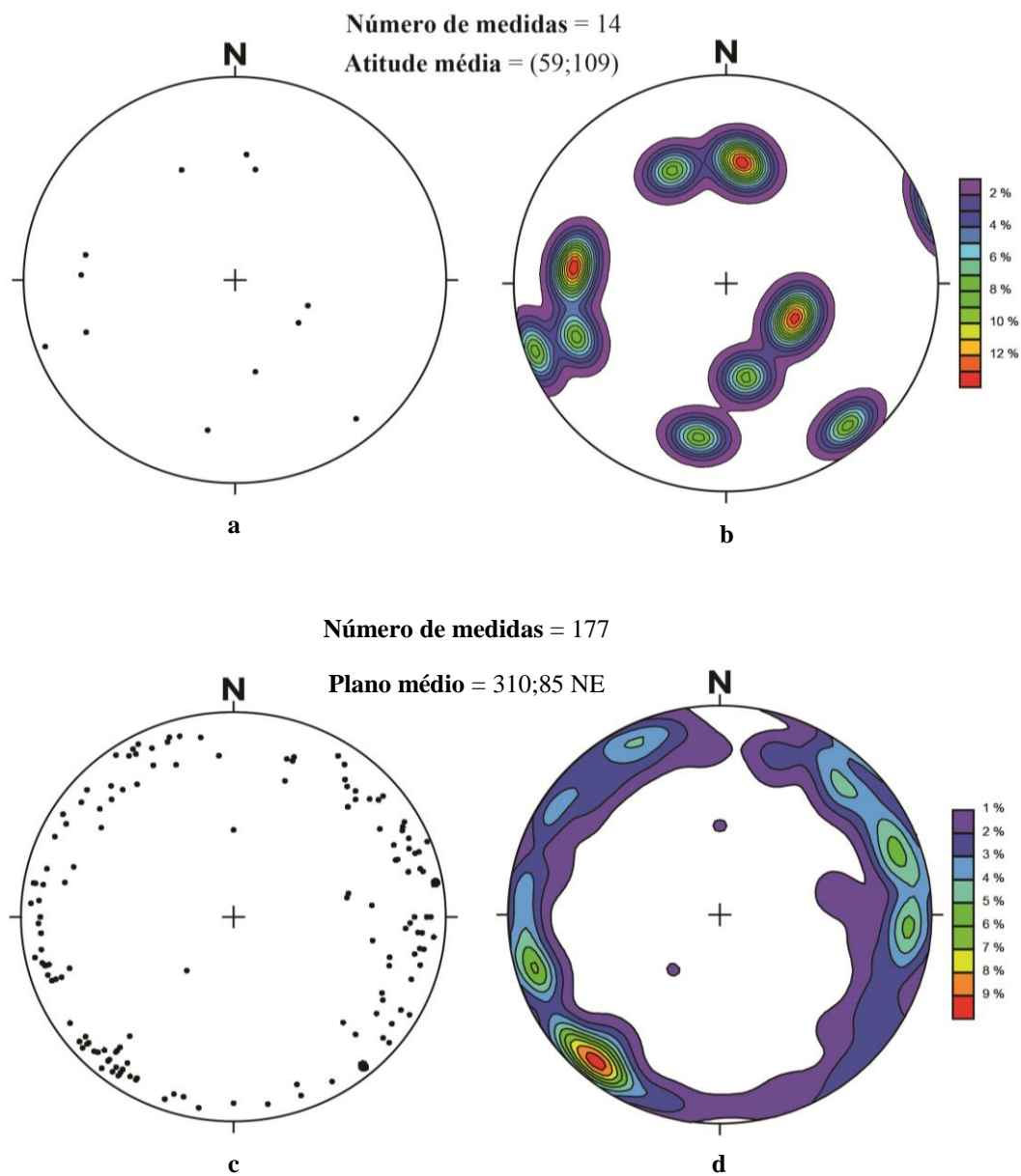
As atitudes da foliação variam amplamente para a direção NE-SW com mergulhos subverticais, o que resulta das fases de dobramentos posteriores. Foram observadas duas fases de dobramento do bandamento. As dobras da fase 2 ( $F_2$ ) são isoclinais com e sem raiz e encontram-se pouco preservadas como dobras intrafoliais (Figura 6). Os eixos das dobras  $F_2$  estão orientados para os quadrantes NW e SE, e a sua atitude média é (59;109) (figuras 7a e 7b), o que demonstra que foram afetados pela fase de dobras  $F_3$ . Foram coletadas quatorze medidas dos eixos das dobras  $F_2$ . As dobras  $F_3$  são do tipo normal com caimento, fechadas a abertas, superfície axial subvertical correspondente a uma clivagem de fratura  $S_3$ . Os eixos

desta fase têm baixo caimento para NW-SE. Posteriormente, os ortognaisses do complexo registraram uma última fase de dobramentos  $F_4$ , responsável pela ampla variação na orientação geral do bandamento. As dobras são abertas, superfície axial de disposição subvertical com orientação na direção NE-SW e correspondente a uma clivagem de fratura  $S_4$  (Philipp *et al.*, 2015, 2016b). As atitudes das clivagens de fratura  $S_3$  e  $S_4$  variam amplamente, mas existe uma tendência para a direção NE-SW com mergulhos subverticais de 60 para 85° (figuras 7c, 7d e 8). Foram coletadas 177 medidas destas estruturas.



**Figura 6:** foliações  $S_1$  e  $S_2$  em gnaiss tonalítico (a, ponto 11) e diorítico (b, c, d, e e f, ponto 16).





**Figura 7:** estereogramas de eixo de dobra  $Lb_2$  (a e b) nos ortogonais, estereograma de polos (c) e de densidade (d) das foliações  $S_3$  e  $S_4$ .

**a****b****c****Figura 8:** clivagens de fratura  $S_3$  e  $S_4$  em gnaiss tonalítico (ponto 1).

Depreende-se do mapa geológico da área de estudo (Apêndice B) que o sentido de caimento da lineação mineral e de estiramento varia de paralelo a perpendicular em relação à foliação principal. Na porção sul da área do projeto (região entre os pontos 17 e 21), a lineação tem baixo caimento para NE, e a foliação está orientada segundo NE-SW, NW-SE e N-S com mergulho subvertical para as direções SE, NE e W. Nesta porção, a lineação é

subhorizontal e paralela à foliação. Na parte norte (região entre os pontos 11 e 15), a lineação tem alto caimento para as direções SW, NE, e SE, e a foliação está orientada segundo NE-SW e NW-SE com mergulho subvertical para as direções NW, NE e SW. Nesta parte, a lineação é subvertical e perpendicular à foliação. Depreende-se dos estereogramas de lineação e de eixo de dobra uma relação entre as suas orientações. A atitude de ambas as linhas caracteriza-se por alto caimento para SE, embora possua poucas variações para os demais quadrantes. Estas relações angulares constituem indícios de uma estrutura regional que compõe faixas de deformação na área do CGSMC. Na porção sul, a orientação da lineação de estiramento em relação à foliação pode indicar uma zona de cisalhamento transcorrente. Na parte norte, a relação angular entre as estruturas sugere uma zona de cisalhamento normal/reversa, e a identificação de gnaisses milonitizados (Figura 9) constitui evidência de campo para estas zonas de deformação.

**a****b****c**

**Figura 9:** textura porfiroclástica em ortogneisse milonitizado (ponto 14).

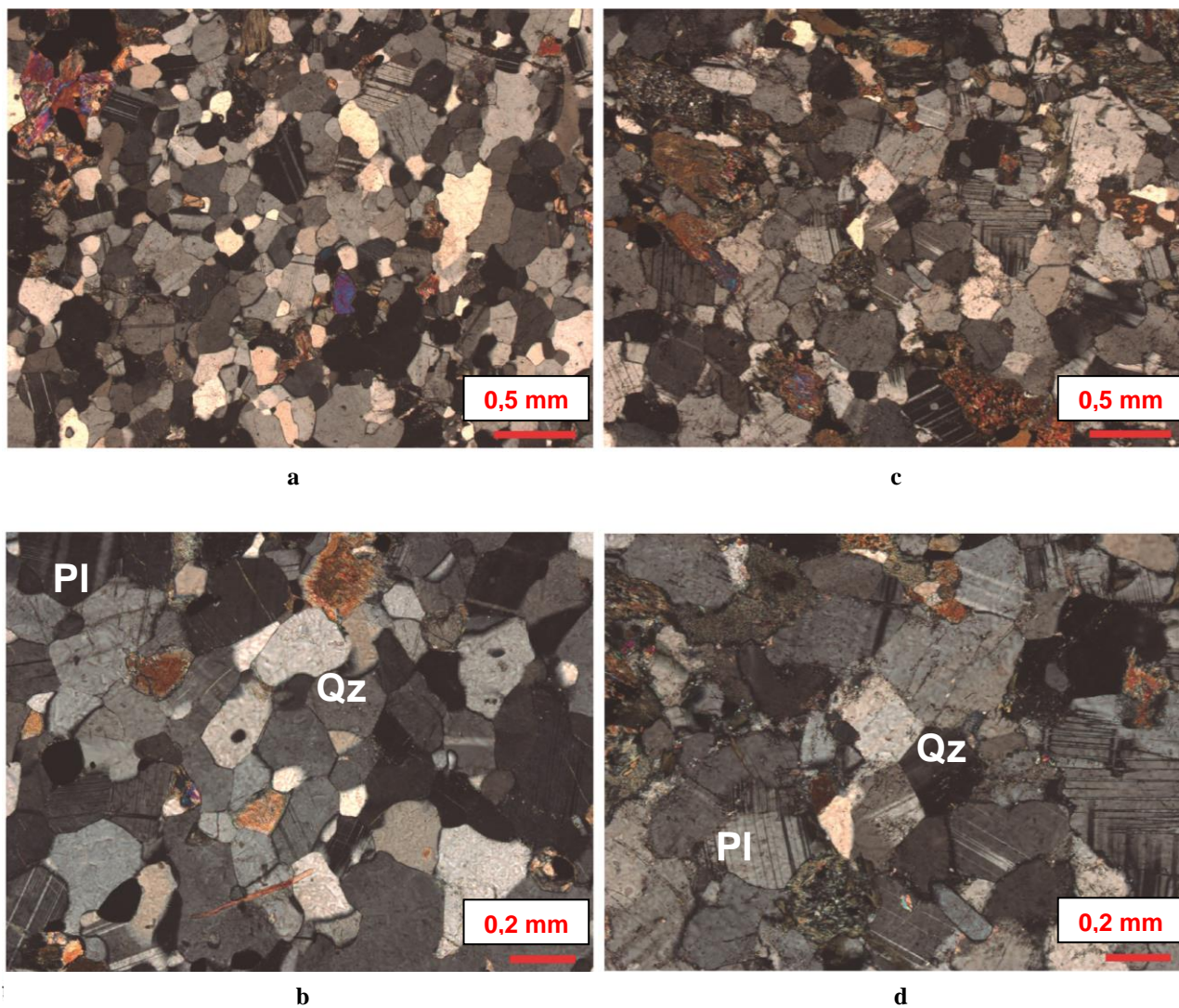
#### 5.1.4 Estruturas Microscópicas dos Ortognaisses

O bandamento metamórfico  $S_1$  dos ortognaisses caracteriza-se pela alternância entre níveis máficos descontínuos e finos (0,4-1,0 mm) e níveis félsicos contínuos e irregulares (0,5-2,0 mm). As bandas félsicas são quartzo-feldspáticas e possuem textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular a equigranular média (0,2-0,7 mm), definida pela recristalização de plagioclásio e de quartzo. As bandas máficas caracterizam-se por textura nematoblástica fina a média (0,1-1,0 mm), marcada pela orientação preferencial de agregados de hornblenda, de diopsídio e de magnetita, e por textura granoblástica poligonal inequigranular média a grossa (0,2-1,5 mm), definida pela recristalização destes minerais máficos. Não se identificam estruturas primárias, mas cristais reliquiares de plagioclásio indicam a preservação de texturas ígneas, denominadas de blastoequigranulares. Nos gnaisses dioríticos, a textura principal é blastoequigranular hipidiomórfica média a grossa (3,0-6,0 mm). Nos gnaisses quartzo-dioríticos e tonalíticos, esta mesma textura é subordinada, definida por cristais reliquiares de plagioclásio e de quartzo com granulação média (1,0-2,5 mm).

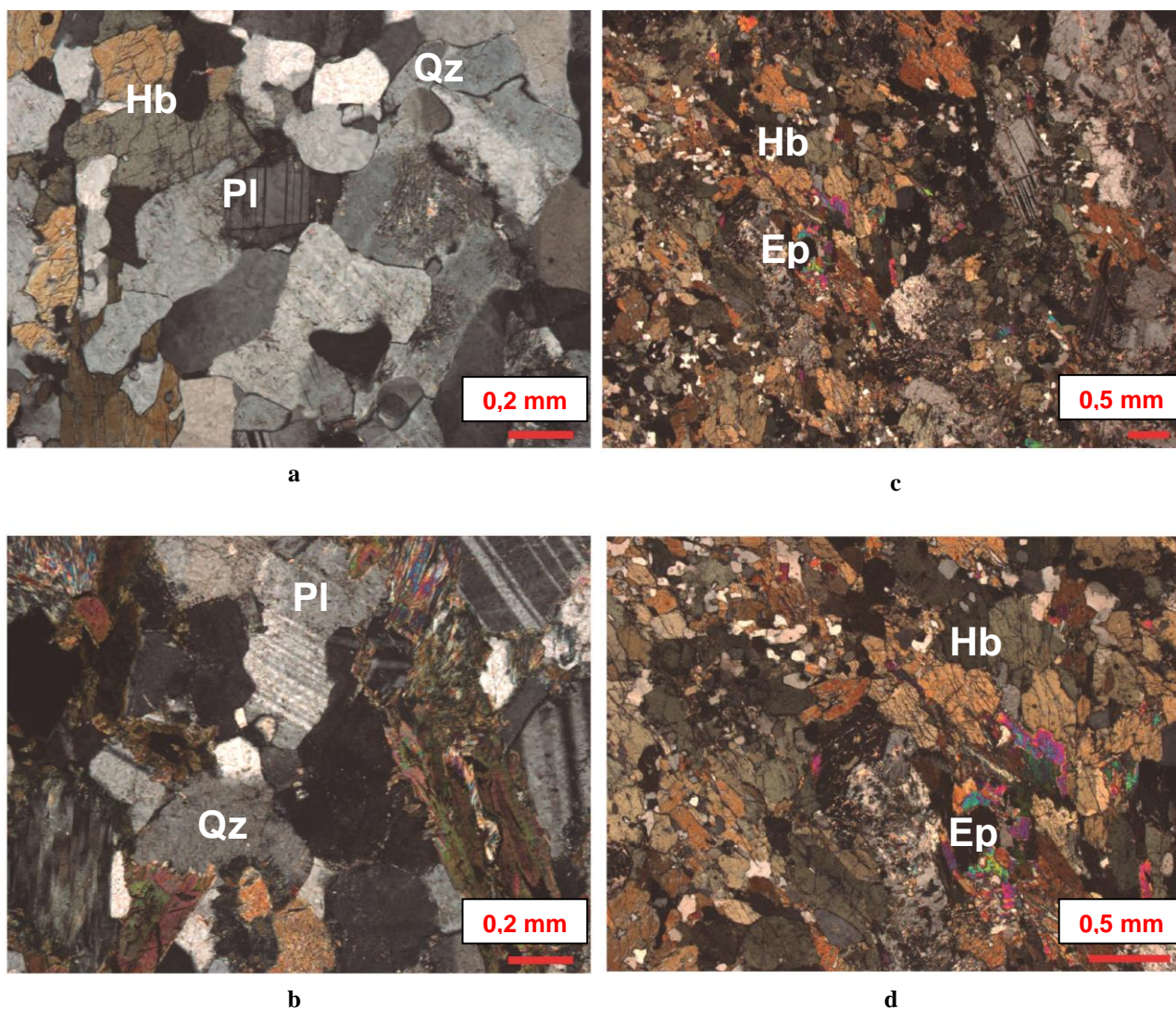
A textura granoblástica poligonal, associada às paragêneses plagioclásio-hornblenda e plagioclásio-hornblenda-diopsídio-magnetita, indica condições da fácies anfibolito médio a superior. O desenvolvimento de diopsídio a partir dos bordos de cristais de hornblenda caracteriza a progressão do metamorfismo. Contudo, o crescimento das paragêneses sericita-carbonato-epidoto, epidoto-actinolita-clorita e actinolita-tremolita indica retrometamorfismo nas fácies albita-epidoto cornubianito e hornblenda cornubianito. O bandamento metamórfico  $S_1$  está cortado por zonas de cisalhamento dúcteis tardias, caracterizadas por finas faixas (0,1-0,5 mm) de milonitos em agregados de hornblenda e de quartzo com textura nematoblástica fina (0,4-1,0 mm), e fraturas dispostas em alto ângulo com a foliação estão preenchidas por agregados de actinolita acicular. Estas estruturas são interpretadas como manifestações das clivagens de fratura  $S_3$  e  $S_4$ , relacionadas às fases de dobramento tardio  $F_3$  e  $F_4$ . As características do bandamento e das texturas metamórficas sugerem que os ortognaisses evoluíram de condições iniciais em regime dúctil para condições finais em regime rúptil-dúctil. Considerando-se a preservação de texturas ígneas e a composição mineral dos ortognaisses, pode-se constatar que os processos metamórficos desenvolveram-se em um ambiente de baixa hidratação. Nestas condições, o tempo de cristalização deve ter sido relativamente longo, dado que a presença de fluidos tem grande influência sobre a velocidade das reações metamórficas (Yardley, 1989; Butcher & Frey, 1994; Butcher & Grapes, 2011).

## 5.2 PETROGRAFIA

Analisaram-se cinco lâminas de ortognaisses, descritas como gnaissé diorítico (amostras OQ-7 e OQ-4), quartzo-diorítico (OQ-6) ou tonalítico (OQ-1 e OQ-8). A estrutura é bandada, caracterizada pela alternância entre níveis máficos descontínuos e finos (0,4-1,0 mm) e níveis félsicos contínuos e irregulares (0,5-2,0 mm). As bandas félsicas são quartzo-feldspáticas e possuem textura granoblástica poligonal a interlobada, inequigranular a equigranular média (0,2-0,7 mm), definida pela recristalização de plagioclásio e de quartzo (Figura 10). As bandas máficas caracterizam-se por textura nematoblástica fina a média (0,1-1,0 mm), marcada pela orientação preferencial de agregados de hornblenda, de diopsídio e de magnetita, e por textura granoblástica poligonal inequigranular média a grossa (0,2-1,5 mm), definida pela recristalização dos minerais máficos. Nos gnaisses dioríticos, a textura principal é blastoequigranular hipidiomórfica média a grossa (3,0-6,0 mm), caracterizada por cristais reliquiares de plagioclásio. Nos gnaisses quartzo-dioríticos e tonalíticos, esta mesma textura é subordinada, definida por cristais reliquiares de plagioclásio e de quartzo com granulação média (1,0-2,5 mm) (figuras 11a e 11b).



**Figura 10:** textura granoblástica poligonal equidimensional média a interlobada em gnaiss tonalítico (lâmina OQ-1, a e b) e quartzo-diorítico (OQ-6, c e d).



**Figura 11:** textura blastoequigranular em gnaiss Diorítico (lâmina OQ-4, **a**) e tonalítico (OQ-8, **b**) e crescimento de epidoto retrometamórfico em hornblenda (OQ-8, **c** e **d**).

A mineralogia dos gnaisses dioríticos envolve plagioclásio (75-80%), hornblenda (10-15%), actinolita (1-2%) e, em quantidades traço, clorita, carbonato, sericita e epidoto. O plagioclásio é esbranquiçado a cinza-claro e manifesta-se como cristais reliquiares prismáticos curtos, subédricos e variáveis de 3,0 a 6,0 mm ou como cristais de limites retos a interlobados (0,4-0,7 mm). A hornblenda é verde, prismática alongada e varia entre 2,0 e 4,0 mm, distribuída como agregados que envolvem os cristais de plagioclásio. A textura granoblástica poligonal, associada à paragênese plagioclásio-hornblenda, indica condições da fácies anfibolito médio. O crescimento de sericita-carbonato-epidoto sobre o plagioclásio e de epidoto-actinolita-clorita sobre a hornblenda atesta intenso retrometamorfismo (figuras 11c e 11d).

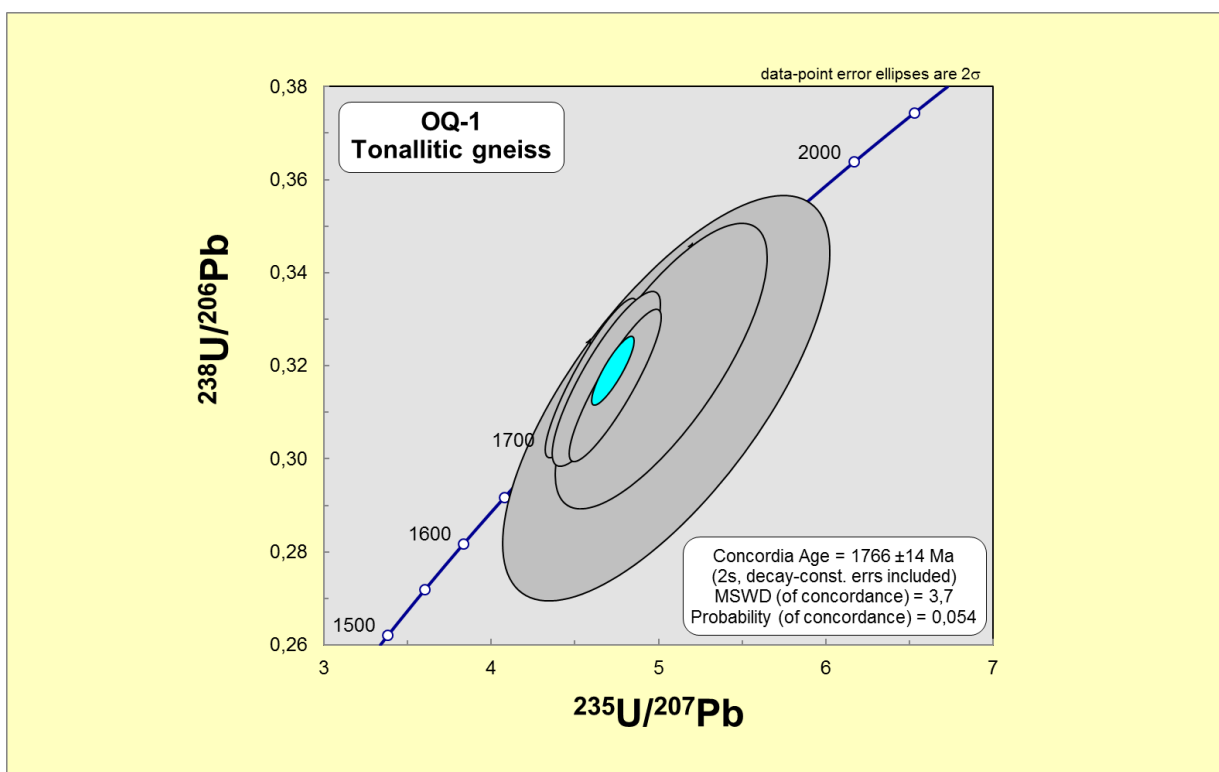


A composição mineral dos gnaisses quartzo-dioríticos compreende plagioclásio (60-65%), hornblenda (15%), diopsídio (10%), quartzo (5-7%), magnetita (3%), actinolita (1%) e, em quantidades traço, clorita, tremolita, sericita e epidoto. O plagioclásio é esbranquiçado a cinza-claro, prismático curto, subédrico e varia de 1,0 a 3,0 mm. A hornblenda é verde a marrom, subidioblástica, prismática a poligonal, variável entre 0,3 e 1,2 mm. O diopsídio é incolor, prismático curto e ocorre como cristais poligonais subidioblásticos que variam de 0,5 a 1,5 mm. O quartzo é variável entre 1,0 e 2,0 mm, aspecto ameboide, possui intensa extinção ondulante e forma subgrãos com limites interlobados e mosaicos poligonais de grãos metamórficos. A magnetita é intersticial, poligonal e variável de 0,2 a 0,5 m, distribuída junto à hornblenda e ao diopsídio. A textura granoblástica poligonal, associada à paragênese plagioclásio-hornblenda-diopsídio-magnetita, indica condições da fácies anfibolito superior. O crescimento de sericita-epidoto sobre o plagioclásio, de epidoto-actinolita-clorita sobre a hornblenda e de actinolita-tremolita sobre o diopsídio atesta intenso retrometamorfismo. Fraturas dispostas em alto ângulo com a foliação estão preenchidas por agregados de actinolita acicular.

A mineralogia dos gnaisses tonalíticos envolve plagioclásio (55-65%), quartzo (20-25%), hornblenda (15-20%), diopsídio (5-7%) e, em quantidades traço, magnetita, clorita, actinolita, sericita e epidoto. O plagioclásio é esbranquiçado a cinza-claro e manifesta-se como cristais reliquias prismáticos curtos, subédricos e variáveis de 1,0 a 3,0 mm ou como cristais de limites retos a interlobados (0,2-0,5 mm). O quartzo é variável entre 1,0 e 2,0 mm, possui intensa extinção ondulante e forma subgrãos com limites interlobados e mosaicos poligonais de grãos metamórficos. A hornblenda é verde a marrom, subidioblástica, prismática a poligonal, variável entre 0,3 e 1,2 mm. O diopsídio é incolor, prismático curto e ocorre como cristais poligonais subidioblásticos que variam de 0,5 a 1,5 mm e que se desenvolvem a partir dos bordos da hornblenda, o que indica metamorfismo progressivo. A textura granoblástica poligonal, associada à paragênese plagioclásio-hornblenda-diopsídio-magnetita, atesta condições da fácies anfibolito médio a superior. O crescimento de sericita-epidoto sobre o plagioclásio e de epidoto-actinolita-clorita sobre a hornblenda indica intenso retrometamorfismo. Fraturas dispostas em alto ângulo com a foliação estão preenchidas por agregados de actinolita acicular. O bandamento metamórfico está cortado por zonas de cisalhamento dúcteis tardias, caracterizadas por finas faixas (0,1-0,5 mm) de milonitos em agregados de hornblenda e de quartzo com textura nematoblástica fina.

## 5.2 GEOCRONOLOGIA

A geocronologia U-Pb por LA-ICP-MS foi executada em zircões de um gnaisse tonalítico (OQ-1), de dois gnaisses dioríticos (OQ-4 e OQ-7) e de um granulito máfico (EC-407). Obtiveram-se idades de cristalização magmática entre 2,2 e 1,8 Ga aproximadamente. A amostra OQ-1 é a mais jovem, datada em  $1766 \pm 14$  Ma (Figura 12), e OQ-7 é a mais antiga, datada em  $2242 \pm 11$  Ma (Figura 14a). A amostra OQ-7 forneceu uma idade adicional de  $2178 \pm 6$  Ma (Figura 14b). OQ-4 foi datada em  $2163 \pm 9$  Ma (Figura 13). EC-407 forneceu a idade de cristalização de  $2124 \pm 9$  Ma (Figura 15a). Desta amostra foi extraída uma idade adicional de  $2078 \pm 6$  Ma, obtida nos bordos dos grãos de zircão e interpretada como metamórfica (Figura 15b). A Tabela 1 sintetiza os dados geocronológicos do CGSMC.



**Figura 12:** concórdia U-Pb da amostra OQ-1 (gnaisse tonalítico), idade  $1766 \pm 14$  Ma.

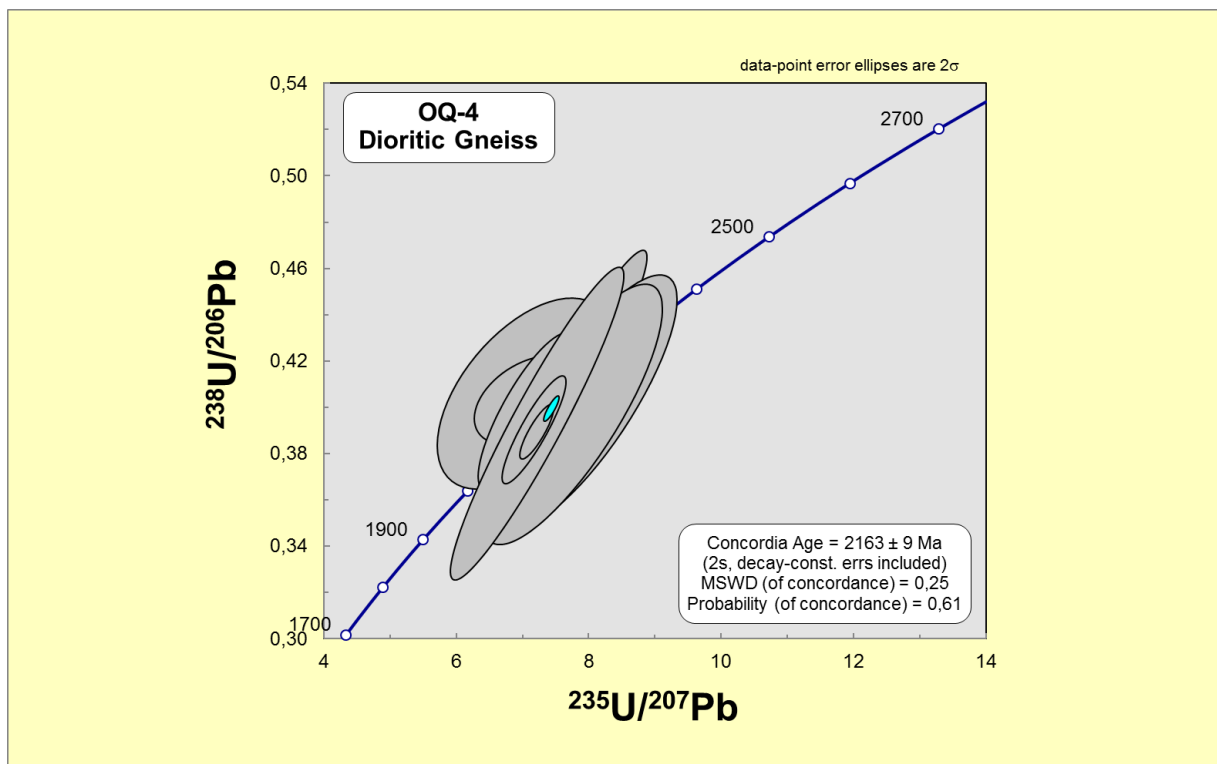
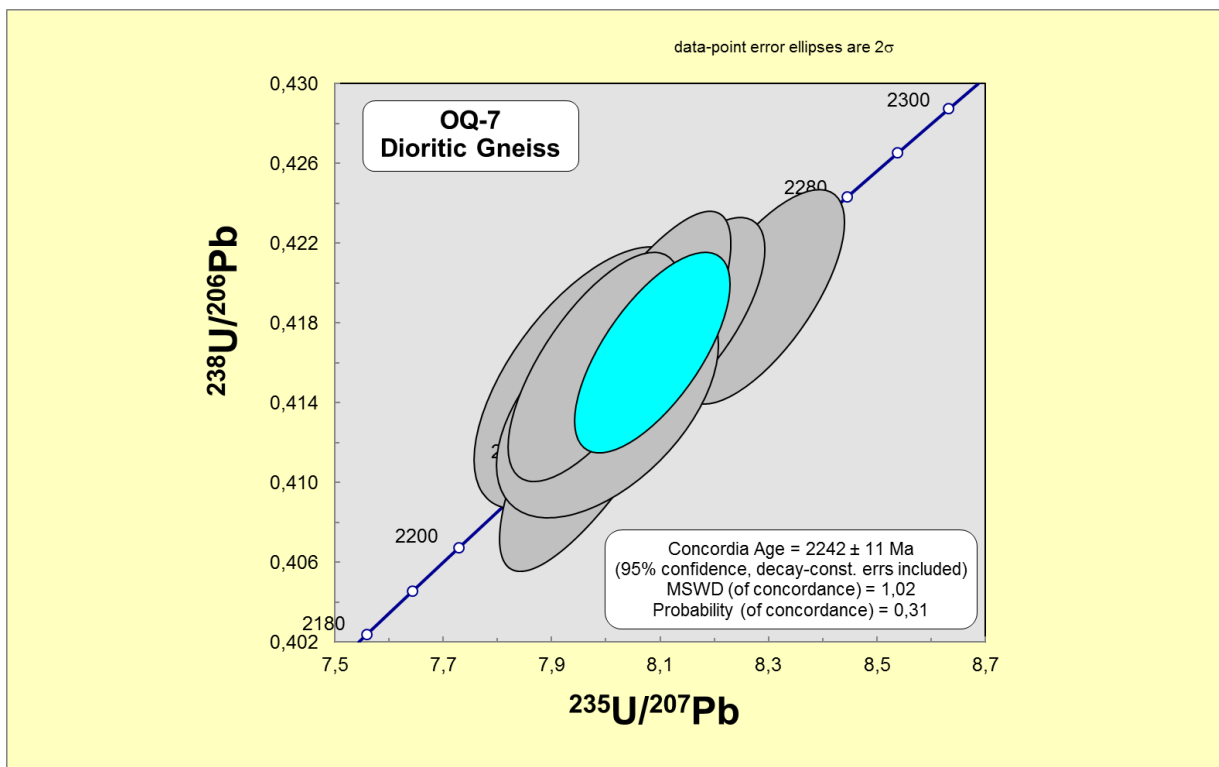
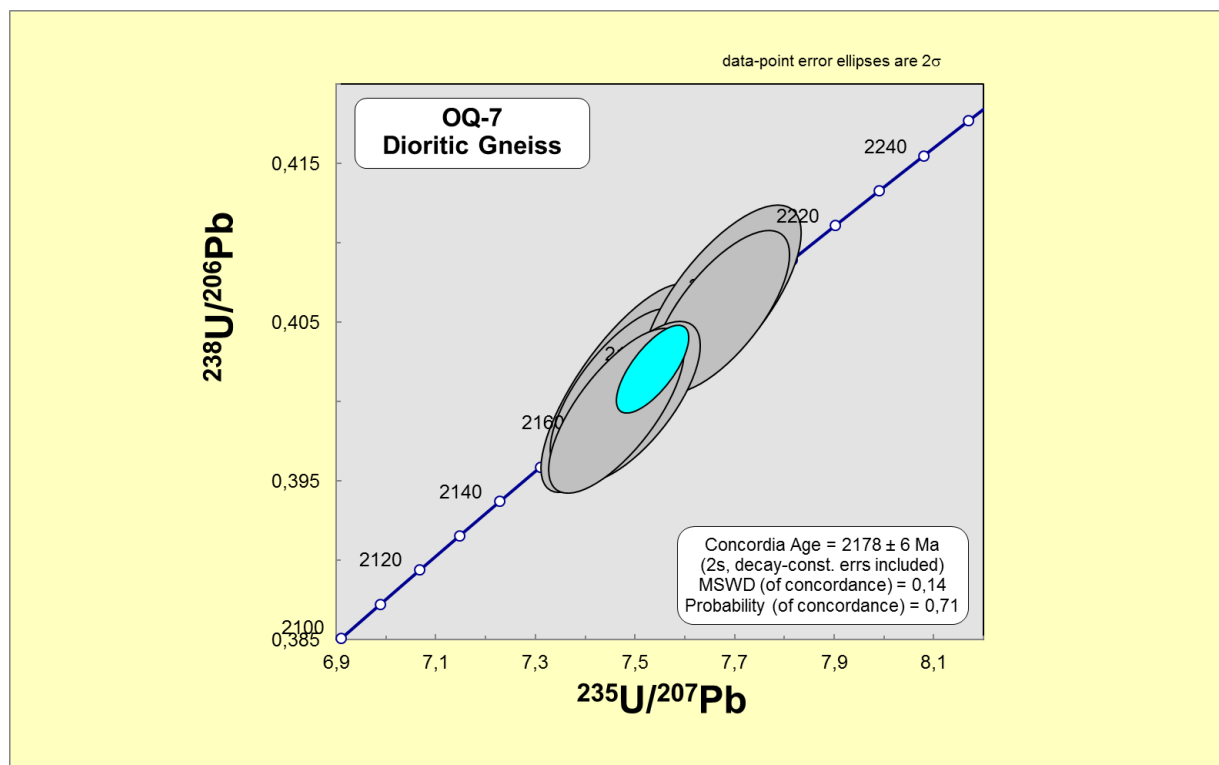


Figura 13: concórdia U-Pb da amostra OQ-4 (gnaisse diorítico), idade  $2163 \pm 9$  Ma.

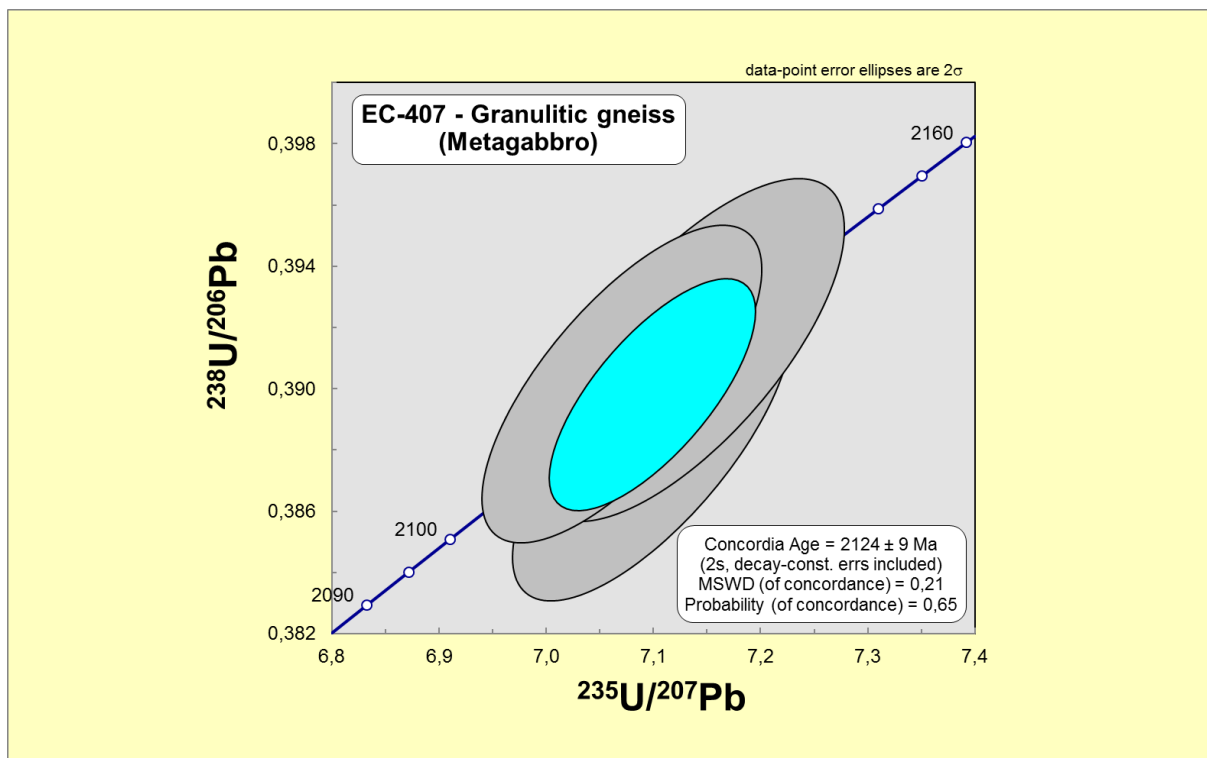


a

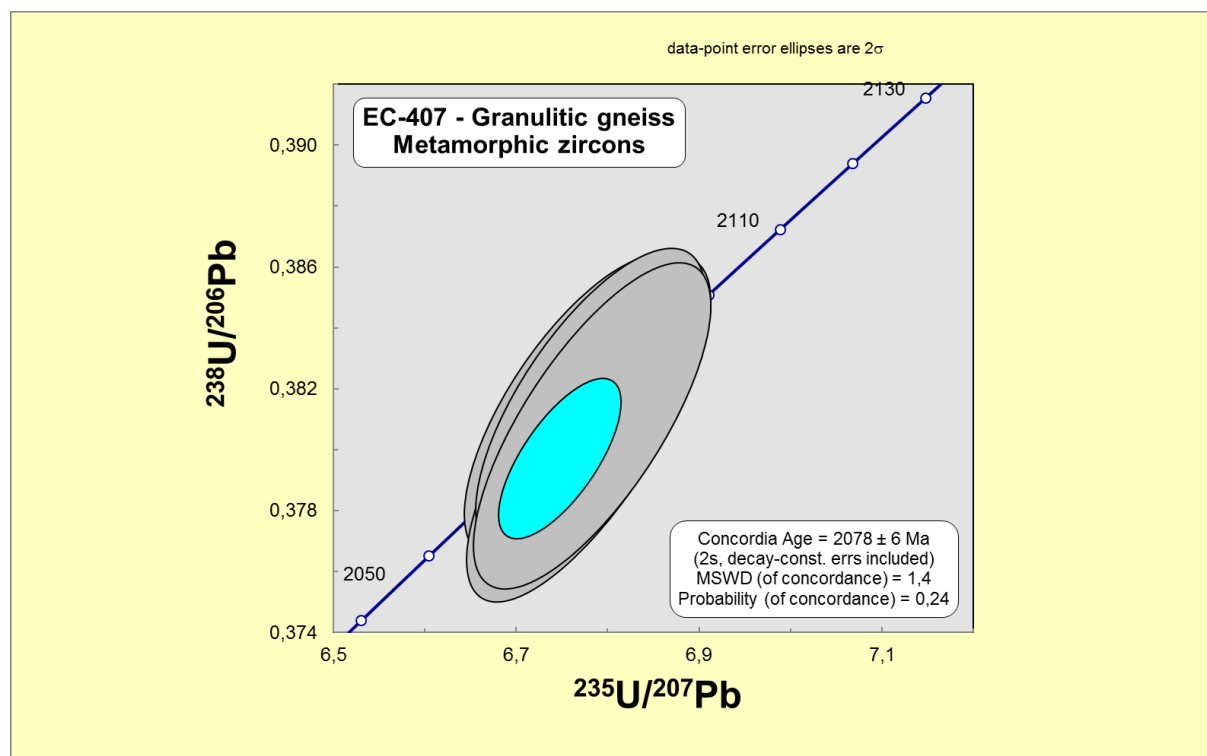


b

**Figura 14:** concórdias U-Pb da amostra OQ-7 (gnaisse diorítico), idades (a)  $2242 \pm 11$  e (b)  $2178 \pm 6$  Ma.



a



b

**Figura 15:** concórdias U-Pb da amostra EC-407 (granulito máfico), idades (a)  $2124 \pm 9$  e (b)  $2078 \pm 6$  Ma.

## 6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 6.1 RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

A geocronologia U-Pb resultou em idades de cristalização dos ortognaisses entre 2,2 e 2,1 Ga aproximadamente. Trabalhos anteriores determinaram idades de cristalização no intervalo de 2,55 a 2,35 Ga e que o principal evento metamórfico do CGSMC ocorreu entre 2,03 e 2,01 Ga (Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2008). Novos dados geocronológicos U-Pb, obtidos por Girelli *et al.* (2016) através da técnica analítica LA-ICP-MS em zircões de rochas da unidade máfico-ultramáfica, indicam que a cristalização magmática desenvolveu-se entre 2,5 e 2,1 Ga aproximadamente. Os seus resultados permitiram a identificação de três ciclos de acreção tectônica do Neoarqueano ao Paleoproterozoico: 2550-2390, 2380-2280 e 2240-2130 Ma.

As idades deste trabalho concordam com a proposta de Girelli *et al.* (2016). As idades das amostras OQ-4, OQ-7 e EC-407, situadas entre 2,2 e 2,1 Ga, indicam que a cristalização magmática desenvolveu-se em intervalos de idades mais jovens do que 2,3 Ga e representam a idade de cristalização dos gnaisses dioríticos e tonalíticos. A idade de  $2078 \pm 6$  Ma foi obtida nas bordas metamórficas dos zircões e representa a idade do principal evento metamórfico. A relevância da idade de  $1766 \pm 14$  Ma deve-se ao fato de que é inédita na região do CGSMC e de que está relacionada a corpos graníticos intrusivos nos gnaisses dioríticos e tonalíticos.

## 6.2 CONDIÇÕES METAMÓRFICAS *VERSUS* FASES DE DEFORMAÇÃO

As rochas do complexo registraram uma sucessão de eventos que evoluíram de condições profundas e de intensa deformação dúctil para um regime rúptil-dúctil. A partir do desenvolvimento do bandamento metamórfico  $S_1$ , as rochas foram submetidas à fase de dobramento  $F_2$  que resultou na transposição de  $S_1$  pela clivagem de crenulação  $S_2$ . As paragêneses dos ortognaisses, caracterizadas pelas assembleias plagioclásio-hornblenda e plagioclásio-hornblenda-diopsídio, indicam que  $S_1$  e  $S_2$  desenvolveram-se nas condições da fácies anfibolito médio para anfibolito superior próximo a 650°C e sob condições de pressão litostática baixa. O crescimento de cristais de piroxênio nos bordos de anfibólios e o desenvolvimento de textura granoblástica poligonal indicam a progressão das condições metamórficas (Yardley, 1989; Butcher & Frey, 1994; Butcher & Grapes, 2011). Segundo Philipp *et al.* (2015, 2016b), nos termos máfico-ultramáficos, observa-se o crescimento de hiperstênio nos bordos dos cristais de diopsídio e de hornblenda. O desenvolvimento de ortopiroxênio indica a transição da paragênese plagioclásio-hornblenda-diopsídio, estável entre 700 e 750°C, para as condições da fácies granulito com a paragênese plagioclásio-diopsídio-hiperstênio-hornblenda em temperaturas de 800 a 850°C, e o crescimento do espinélio magnésiano picotita caracteriza a progressão para as condições extremas da fácies granulito. A ocorrência de ambos os piroxênios atesta que a temperatura variou de 800 a 900°C e que a pressão litostática atingiu valores entre 4 e 6 kbar.

As foliações  $S_3$  e  $S_4$  são clivagens de fratura que se relacionam, respectivamente, às fases de dobramento tardio  $F_3$  e  $F_4$ . Os ortognaisses exibem feições que atestam a configuração de um regime rúptil-dúctil. O crescimento das paragêneses sericita-carbonato-epidoto, epidoto-actinolita-clorita e actinolita-tremolita são compatíveis com as fácies albita-epidoto cornubianito e hornblenda cornubianito, desenvolvidas em metamorfismo de contato. Nestas condições, as rochas atingiram, no máximo, temperaturas de 600°C e pressões inferiores ou iguais a 2 kbar. As fraturas e as zonas de cisalhamento tardias que afetam as foliações principais indicam que as rochas foram submetidas a eventos posteriores em condições retrometamórficas. Em escala mais ampla, o desenvolvimento destas estruturas está relacionado à instalação da Bacia do Camaquã, uma bacia de *foreland* de caráter pós-colisional, gerada com intensa atividade tectônica. Esta bacia apresenta quatro ciclos principais de deposição de sedimentos clásticos, acompanhados por três ciclos de intensa atividade vulcânica. O condicionamento de cada sucessão sedimentar e vulcânica é controlado pela movimentação de zonas de cisalhamento de direção NE-SW (Paim *et al.* 2000, 2014).

Na região estudada, os granitos das suítes Santo Afonso, Saibro e Vauthier representam, em parte, estas manifestações. A colocação das formações vulcânicas Hilário e Acampamento Velho da Bacia do Camaquã e a intrusão dos granitoides impôs ao CGSMC as condições retrometamórficas que foram descritas anteriormente.

As relações angulares entre as foliações principais, as lineações de estiramento e mineral e os eixos de dobras isoclinais sugerem a manifestação de uma estrutura de escala regional que, possivelmente, constitui faixas de deformação no CGSMC. Na porção sul da área do projeto, o baixo ângulo entre a lineação e a foliação pode indicar que as rochas foram submetidas a uma zona de cisalhamento transcorrente ou de rejeito direcional. Na parte norte, o alto ângulo entre a lineação e a foliação representa indício de uma zona de cisalhamento normal/reversa ou de rejeito de mergulho. Em zonas de cisalhamento, os eixos de dobras isoclinais tendem a se desenvolver paralelamente à lineação de estiramento (Passchier *et al.*, 1990), e a relação angular entre estas linhas fortalece o indício de uma estrutura de escala regional na área do projeto. No entanto, é necessária uma maior caracterização estrutural para compreender a sua natureza.



## 7 CONCLUSÃO

As paragêneses dos ortognaisses, representadas pelas assembleias plagioclásio-hornblenda e plagioclásio-hornblenda-diopsídio, indicam condições metamórficas da fácies anfíbolito na temperatura máxima de 650°C e no intervalo de pressão entre 4 e 6 kbar. O bandamento metamórfico S<sub>1</sub> foi afetado pelas dobras da fase F<sub>2</sub> e transposto pela clivagem de crenulação S<sub>2</sub> em regime de deformação dúctil. As paragêneses sericita-carbonato-epidoto, epidoto-actinolita-clorita e actinolita-tremolita indicam condições retrometamórficas das fácies albita-epidoto cornubianito e hornblenda cornubianito na temperatura máxima de 600°C e em pressões de até 2 kbar, desenvolvidas em metamorfismo de contato. As fases de dobramento tardio F<sub>3</sub> e F<sub>4</sub> preservaram-se como clivagens de superfície axial, respectivamente correspondentes às clivagens de fratura S<sub>3</sub> e S<sub>4</sub>, em uma condição final rúptil-dúctil.

As evidências de campo e as relações angulares entre a lineação de estiramento e as foliações principais permitem identificar zonas de cisalhamento. Na porção sul da área do projeto, a zona é transcorrente ou de rejeito direcional. Na porção norte, a zona é normal/reversa de rejeito de mergulho. Contudo, é necessária uma maior caracterização estrutural destas zonas de deformação.

As datações U-Pb forneceram resultados entre 2,2 e 2,1 Ga. A sua correlação com os dados geocronológicos mais recentes (Girelli *et al.* 2016a, 2016b) permite concluir que o CGSMC também se caracteriza por idades de cristalização mais jovens do que o intervalo de 2,5 a 2,3 Ga, obtido por trabalhos anteriores (Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2008). O principal evento metamórfico ocorreu em 2,08 Ga aproximadamente. Os corpos graníticos menos deformados que ocorrem ao longo do complexo são intrusivos nos ortognaisses, têm idades em torno de 1,8 Ga e representam um ciclo magmático mais jovem, pouco estudado.

## REFERÊNCIAS

- Albarède, F.; Telouk, P.; Blichert-Toft, J.; Boyet, M.; Agraniér, A.; Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 2725-2744.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: Introduction. *Earth Science Reviews*, 17: 1-29.
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A.S.; Petry, K.; Gomes, C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil). *Gondwana Research*, 5(3): 721-733.
- 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.
- Basei, M.A.S.; Siga, O.; Masquelin, H.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M.; Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt and the Río de la Plata Craton: Tectonic Evolution and Correlation with Similar Provinces of Southwestern Africa. *In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, 31, 2000, Rio de Janeiro, p. 311-334.*
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *In: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; de Wit, M.J. (eds.). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Geological Society, Special Publication, 294: 239-256.*
- Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano Collage in South America: Review. *Brazilian Journal of Geology*, 44: 493-518.
- Butcher, K.; Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 317 p.
- Butcher, K.; Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 440 p.
- Bühn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M.; Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 99-114.

- Camozzato, E.; Lopes, R.C.; Philipp, R.P. 2012. Programa Geologia do Brasil (PGB). Mapa Geológico da Folha Hulha Negra (SH.22.Y-C-1), Escala 1:100.000. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM, 1: 1-128.
- Camozzato, E.; Philipp, R.P.; Chemale Jr., F. 2013. Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em Zircão da Terminação Sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). *In: Congresso Uruguayo de Geología*, 7, 2013, Montevideo. Resumos Expandidos, p. 7-11.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: Holz, M.; De Ros, L.F. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO-UFRGS, p. 13-52.*
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; D'Agrella Flo., M. 2003. From Rodínia to Gondwana: Review of the Available Evidence from South America. *Gondwana Research*, 6: 275-283.
- Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O.; Kinny, P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *In: Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. (eds.). Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 468-500.
- Elholou, S.; Belousova, E.; Griffin, W.L.; Pearson, N.J.; O'Reilly, S.Y. 2006. Trace Element and Isotopic Composition of GJ-Red Zircon Standard by Laser Ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A158-A158.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte 1 – contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton Río de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 31, 1980, Balneário Camboriú. Anais da Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, v. 5, p. 2879-2892.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Wernick, E.; McCreath, I.; Philipp, R.P.; Sallet, R.; Endo, I.; Mello, F. M.; Almeida, T.I.R.; Sayeg, H.S.; Fambrini, G.L.; Silva Filho, W.F.; Dehler, N.M.; Teixeira, A.L. 1995. The Brasiliana Plate, the Western Paranaides and the Eastern Atlantides and Africanides accreted terranes: a model for the Neoproterozoic tectonic collage of southwestern South America. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 6, 1995, Porto Alegre. Resumos Expandidos, p. 20-26.
- Gastal, M.C.P. 1997. Suíte Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de um Modelo Petrológico. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M.C.P.; Lafon, J.M. 1998. Gênese e Evolução dos Granitoides Metaluminosos de Afinidade Alcalina da Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: Geoquímica e Isótopos de Rb/Sr e de Pb/Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1): 11-28.
- Girelli, T.J.; Chemale Jr., F.; Lavina, E.L.C.; Lana, C.; Laux, J.H. 2016. Novos Dados de Geocronologia U-Pb e Lu-Hf para o Complexo Granulítico Santa Maria Chico – RS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 48, 2016, Porto Alegre. Boletim de Resumos, SBG.

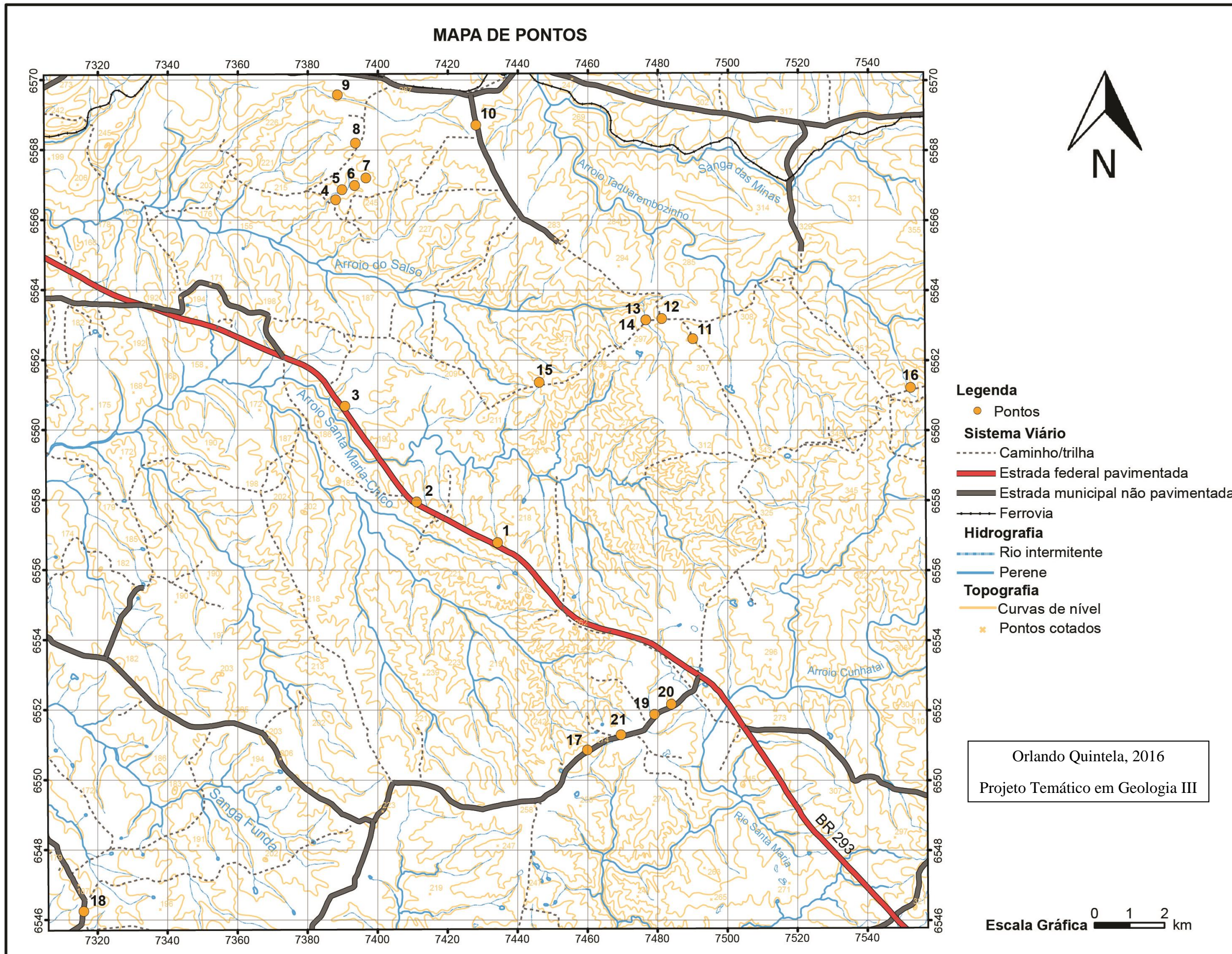
- Gregory, T.R.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização Estrutural e Petrográfica de Metatonalitos e de Metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua Seção-Tipo – Região de Quitéria, RS. *Pesquisas em Geociências*, 38(1): 85-108.
- Gregory, T.R.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Florisbal, L.M.; Chemale Jr, F. 2015. Geochronological Data from TTG-Type Rock Associations of the Arroio dos Ratos Complex and Implications for Crustal Evolution of Southernmost Brazil in Paleoproterozoic Times. *Journal of South American Earth Sciences*, 57: 49-60.
- Hartmann, L.A. 1987. Isócrona Sm/Nd de 2,1 Ga em Minerais de Duas Amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 1, 1987, Porto Alegre. Anais da Sociedade Brasileira de Geoquímica, SBGq, v. 1, p. 105-111.
- Hartmann, L.A. 1991. Condições de Metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 107-113.
- Hartmann, L.A. 1998. Deepest Crust of Brazil: Geochemistry of paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research*, 1(3/4): 331-341.
- Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; McNaughton, N.J.; Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil: SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27(10): 947-950.
- Hartmann, L.A.; 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*, 46(5): 829-844.
- Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (eds.). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, CIGO-UFRGS*, 4: 97-123.
- Hartmann, L.A. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(3): 543-551.
- Ito, H. 2014. Zircon U-Pb-Th dating using LA-ICP-MS: simultaneous U-Pb and U-Th on the 0.1 Ma Toya tephra, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289: 210-223.
- Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L.; Belousova, E.A. 2004. The Application of LA-ICP-MS in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology*, 211(1/2): 47-69.
- Janikian, L.; Almeida, R.P.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; Fambrini, G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua Área-Tipo: Litoestratigrafia, Evolução Paleambiental e Contexto Tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(4): 349-362.
- Kosler, J.; Tubrett, M.; Sylvester, P. 2001. Application of Laser Ablation ICP-MS to U-Th-Pb Dating of Monazite. *Geostandards Newsletter*, 25(2): 375-386.

- Laux, J.H.; Bongioiolo, E.M.; Chemale Jr., F.; Gross, A.O.M.S.; Santos, T.C. 2010. Reavaliação da Idade do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, 2010, Belém. Boletim de Resumos, SBG.
- Laux, J.H.; Bongioiolo, E.M. 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: Arco de ilha Proterozoico no Rio Grande do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 13, 2011, Gramado. Anais da Sociedade Brasileira de Geoquímica, SBGq, p. 744-747.
- Laux, J.H.; Bongioiolo, E.M.; Klein, C.; Iglesias, C.M.F. 2012. Programa de Geologia do Brasil (PGB). Folha Lagoa da Meia Lua (SH.21-Z-B-VI), Escala 1:100.000. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM.
- Lavina, E.L.; Lopes, R. C.; Philipp, R.P.; Gireli, T.J. 2014. Programa de Geologia do Brasil (PGB). Folha Igrejinha (SH.21-Z-D-II), Escala 1:100.000. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM.
- Leite, J.A.D. 1997. A Origem dos Harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e Implicações Tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozoico na Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Tese de Doutorado, Porto Alegre, 224 p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Ludwig, K.R. 2009. User's Manual for Isoplot 4.1: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, *Special Publication*, 4: 75 p.
- Lusa, M.; Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S. 2010. Geoquímica e Petrologia dos Metagranitos Porfíricos e Equigranulares do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, RS: Evolução Final de um Arco de Margem Continental Ativa do Paleoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, 40: 151-166.
- Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Acta Geologica Leopoldensia*, 10: 45-75.
- Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. 1982. Os Granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da Região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS: Geologia, Petrografia e Química de Elementos Maiores com Interpretação Geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, 12(6): 153-178.
- Nardi, L.V.S.; Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 139-146.
- Nardi, L.V.S.; Bonin, B. 1991. Post-Orogenic and Non-Orogenic Alkaline Granite Associations: Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil – Case Study. *Chemical Geology*, 92: 197-211.
- Martil, M.M.D.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Pré-Colisional do Escudo Sul-Rio-Grandense: Ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, 38(2): 181-201.

- Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K. 2011. The Río de la Plata Craton, a Review of Units, Boundaries, Ages and Isotopic Signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201-220.
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F.; Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, p. 231-274.
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F.; Wildner, W. 2014. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36: 183-193.
- Passchier, C.W.; Myers, J.S.; Kröner, A. 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Berlin: Springer-Verlag, 188 p.
- Philipp, R.P.; Lusa, M.; Nardi, L.V.S. 2008. Geochemistry and Petrology of Dioritic, Tonalitic and Trondhjemitic Gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, Southernmost Brazil: a Paleoproterozoic Continental Arc Magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80: 735-748.
- Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S.; Formoso, M.L.; Dussin, I.; Chemale Jr., F. 2013. Petrology of Capivarita Anorthosite, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil (submetido à Revista *International Geology Review*).
- Philipp, R.P.; Girelli, T.J.; Cunha Lopes, R.; Sander, A. 2015. Petrografia e Litogeoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na Região de Fontouras, Dom Pedrito/RS. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 9, Florianópolis, 2015. Boletim de Resumos, p. 78.
- Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Chemale Jr., F. 2016a. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil based on geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.
- Philipp, R.P.; Girelli, T.J.; Cunha Lopes, R.; Sander, A. 2016b. Geologia do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na Região de Fontouras, Dom Pedrito, RS: Significado Tectônico e Implicações sobre o Cráton Río de la Plata (submetido à Revista *Pesquisas em Geociências*).
- Philipp, R.P.; Bom, F.M.; Pimentel, M.M.; Junges, S.L.; Zvirtes, G. 2016c. SHRIMP U-Pb Age and High Temperature Conditions of the Collisional Metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: Implications for the Origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66: 196-207.
- Pisonero, J.; Fernández, B.; Günther, D. 2009. Critical Revision of GD-MS, LA-ICP-MS and SIMS as Inorganic Mass Spectrometric Techniques for Direct Solid Analyses. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24: 1145-1160.
- Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Casquet, C.; Pankhurst, R.J.; Spalletti, L.; Poiré, D.; Baldo, E.G. 2011. The Río de la Plata Craton and the Adjoining Pan-African/Brasiliano Terranes: Origins and Incorporation into South-West Gondwana. *Gondwana Research*, 20: 673-690.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Michigan: Longman Scientific and Technical, 353 p.

- Rogers, J.J.W. 1996. A History of Continents in the Past Three Billion Years. *Journal of Geology*, 104: 91-107.
- 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.
- Saalmann, K.; Gerdes, A.; Lahaye, Y.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Laufer, A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Río de la Plata Craton, the prolonged Brasiliano Orogeny in southernmost Brazil. *International Journal Earth Sciences*, 100: 355-378.
- Silva, L.C.; Pedrosa-Soares, A.C.; Armstrong, R.; Noce, C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma nova contribuição para a história da amalgamação do Gondwana ocidental. *Geonomos*, 19(2): 180-197.
- Soliani Jr, E.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; Teixeira, W.; Kawashita, K. Panorama Geocronológico da Porção Meridional do Escudo Atlântico. 1984. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais da Sociedade Brasileira de Geologia, SBG*, v. 5, p. 2435-2449.
- Soliani Jr, E. 1986. Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas Implicações de Ordem Geotectônica. Tese de Doutorado, São Paulo, 425 p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Pierosan, R.; Machado, A. 2011. Reoignimbritos e Ignimbritos de Alto Grau do Vulcanismo Acampamento Velho, RS: Origem e Temperatura de Formação. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3): 420-435.
- Stacey, J.S.; Kramer, J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- UFRGS, 2014. Mapa Geológico do Projeto Hulha Negra-Passo do Tigre, Escala 1:25.000. Disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- UFRGS, 2015. Texto Explicativo do Projeto Ibaré-Vila Afonso Jacinto, 192 p. Disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Yardley, B.W. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Harlow: Longman Earth Science Series, 248 p.

APÊNDICE A: MAPA DE PONTOS DA ÁREA DE ESTUDO.





## APÊNDICE B: MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.

