



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Lucas Vargas Moraes

**Idades U-Pb, fontes e processos evolutivos do magmatismo pós-colisional tardio do  
Batólito Florianópolis-SC**

Florianópolis

2022

Lucas Vargas Moraes

**Idades U-Pb, fontes e processos evolutivos do magmatismo pós-colisional tardio do  
Batólito Florianópolis-SC**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação  
em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina  
como requisito parcial para a obtenção do título de  
Mestre em Geologia

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Luana Moreira Florisbal, Dr.<sup>a</sup>

Florianópolis

2022

Moraes, Lucas Vargas  
Idades U-Pb, fontes e processos evolutivos do  
magmatismo pós-colisional tardio do Batólito Florianópolis-SC  
/ Lucas Vargas Moraes ; orientadora, Luana Moreira  
Florisbal, 2022.  
82 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa  
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa  
de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Sistemas plutono-vulcânicos rasos. 3.  
Cinturão Dom Feliciano. 4. Magmatismo alta sílica. 5.  
Ambiente pós-colisional. I. Florisbal, Luana Moreira. II.  
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós  
Graduação em Geologia. III. Título.

Lucas Vargas Moraes

**Idades U-Pb, fontes e processos evolutivos do magmatismo pós-colisional tardio do  
Batólito Florianópolis-SC**

O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 04 de agosto de 2022, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Lauro Valentim Stoll Nardi, Dr.  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Carlos Augusto Sommer, Dr.  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Pedro Oyhantçabal, Dr.  
Universidad de La Republica, UY

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Insira neste espaço a  
assinatura digital

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Insira neste espaço a  
assinatura digital

Prof.<sup>a</sup> Luana Moreira Florisbal, Dr.(a)  
Orientadora

Florianópolis, 2022



## AGRADECIMENTOS

Os agradecimentos expressos nesta seção não são relacionados apenas com esta dissertação de mestrado, mas também se estendem a todo o período de graduação e trabalho de conclusão de curso em geologia, dado que à época não foi possível realizar os devidos agradecimentos que muitos mereciam. Por este motivo, aproveito esta oportunidade para agradecer a todos que participaram desta jornada geológica.

Inicialmente, agradeço a minha família, em especial Ana (*in memoriam*), minha mãe, Nilton, meu pai, e Tânia, minha tia, pois sem o apoio e educação por eles passado eu não teria chego aonde cheguei. Ainda estendo este agradecimento a todos os demais familiares (especialmente aos tios e minha irmã Muri), pois acredito que todos os momentos, sejam eles bons ou ruins, são o que formam nosso caráter e nos levam até o momento em que hoje estamos.

Um agradecimento especial para minha parceira Samantha, pois sem seu apoio emocional e logístico eu não teria conseguido me dedicar ao estudo e à pesquisa da forma que me dediquei, logo a minha formação como geólogo e pesquisador se deve em grande parte a sua ajuda, a qual foi imprescindível.

Agradeço também a minha amiga e orientadora Luana, que me acompanha desde o mapeamento geológico e seguirá me acompanhando nesta nova fase de doutoramento, sempre disponível (até mesmo nos momentos mais inoportunos como domingos e feriados) para discussões que não duravam menos que duas ou três horas, sendo sua orientação e presteza de grande contribuição para o resultado final desta dissertação, assim como para meu desenvolvimento como geólogo.

Um agradecimento a banca examinadora, aos coautores do artigo e todos aqueles que contribuíram para a evolução deste trabalho e também a FAPESC pelo apoio financeiro.

Agradeço também a todos os servidores da UFSC, especialmente ao Vilson Artur (famoso Vilsão) pela parceria e paciência nos momentos de matrícula e outros trâmites burocráticos no período de graduação.

E por último mas não menos importante, um agradecimento a todos os colegas de graduação e pós-graduação e aos amigos que participaram desta jornada, pois as conversas e vivências desde o início do curso também formaram a pessoa e o geólogo que hoje sou.

Por tudo isto sou extremamente grato e espero que esta lista seja ainda mais extensa após a finalização do doutorado, pois como disse Francilon Dias: “*Na vida ninguém consegue nada sozinho. O ser humano é sócio e coletivo, tudo tem seu valor quando agregado a outras pessoas ou simplesmente perde o valor porque não tem com quem agregar...*”.

*“Equipped with his five senses, man explores the universe around him and calls the adventure science.” – Edwin Powell Hubble*

## RESUMO

O magmatismo pós-colisional ediacarano do Cinturão Dom Feliciano tem ocorrência ampla no sul do Brasil e Uruguai e no seu setor norte é representado pelo Batólito Florianópolis. A Suíte Zimbros (Área 1) compreende o Granito Zimbros, o qual se colocou nos estágios finais de atividade da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), e o Granito Morro dos Macacos, que teve sua colocação próxima, mas fora das zonas de alta deformação. Por outro lado, a Suíte Plutono-vulcânica Cambirela (Área 2) ocorre fora da zona de deformação da ZCMG e compreende os granitos Ilha, Vila da Penha, e Serra do Tabuleiro e as rochas vulcânicas da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela (riolitos + ignimbritos). As rochas plutônicas de ambas as áreas são contemporâneas (ca. 590 Ma) e caracterizadas por altos teores de SiO<sub>2</sub> (74-79 wt.%, exceto para o Granito Zimbros < 74 wt.%), caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, moderadamente alcalinas com altos valores de K, reduzidas (Fe# > 0,84) e do tipo-A<sub>2</sub>, e compõem dois sistemas plutono-vulcânicos distintos instalados em um cenário pós-colisional nos estágios finais do ciclo orogênico do Cinturão Dom Feliciano. As unidades colocadas distante da ZCMG (Área 2) são derivadas principalmente de fontes crustais com pouca contribuição mantélica, como indicado pelas assinaturas fracamente negativas de  $\epsilon\text{Nd}_t$  (-4.39 to -6.77), altas razões Fe#, Ce/Nb e Y/Nb e valores de  $\delta^{18}\text{O}$  intermediários (~7 ‰), além de um caráter altamente fracionado com padrões de ETR tipo asa de gaivota e fortes anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* 0,02-0,7), Ba e Sr. Em contraste, a Suíte Zimbros (Área 1) é derivada de fontes mantélicas ativadas e canalizadas pela ZCMG, com progressiva assimilação de crosta, incrementadas por esta estrutura de grande escala. As unidades vulcânicas da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela compartilham todas as características observadas nas rochas graníticas e são compostas por riolitos precoces e pobres em cristais (586.3 ± 2.5 Ma) e ignimbritos tardios com variações faciológicas abruptas (579.7 ± 2.4 Ma) indicando diferentes estágios de maturidade de *mushes* de câmaras magmáticas de alta longevidade. Os conteúdos variados de U-Th e as assinaturas bimodais de  $\delta^{18}\text{O}$  associadas com alta variação intra-amostra (+3.4 ± 0.4‰ e +6.9 ± 0.2‰) ainda indicam a ocorrência de processos magmáticos em sistema aberto e a co-erupção de *melts* distintos e aponta para a interação das unidades vulcânicas com câmaras magmáticas distintas do sistema plutono-vulcânico Cambirela.

**Palavras-chave:** sistemas plutono-vulcânicos rasos, Cinturão Dom Feliciano, magmatismo alta sílica, ambiente pós-colisional.

## ABSTRACT

The Ediacaran post-collisional magmatism of the Dom Feliciano Belt is widespread in southern Brazil and Uruguay and is represented by the Florianópolis Batholith in its northern sector. The Zimbros Suite (Area 1) comprises the Zimbros Granite, emplaced within the Major Gercino Shear Zone (MGSZ) at the final stages of its activity, and the Morro dos Macacos Granite, emplaced nearby but outside the high-strain zones. Conversely, the Cambirela Plutono-volcanic Suite (Area 2) occurs far from the deformation sites of the MGSZ and encompasses the Ilha, Vila da Penha, and Serra do Tabuleiro granites and the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (rhyolites + ignimbrites). The plutonic units from both areas are coeval (ca. 590 Ma) and characterised by high-SiO<sub>2</sub> (74-79 wt.%, except for the Zimbros Granite < 74 wt.%), metaluminous to slightly peraluminous, mildly alkaline, high-K, reduced (Fe# > 0,84) A<sub>2</sub>-type granites that compose two distinct shallow-level plutono-volcanic systems installed in a post-collisional setting at the late stages of the Dom Feliciano orogenic cycle. The units emplaced far from the MGSZ (Area 2) are derived mostly from crustal sources with minor mantle contribution, as indicated by the weakly negative  $\epsilon\text{Nd}_t$  (-4.39 to -6.77), high Fe#, Ce/Nb and Y/Nb ratios and intermediate  $\delta^{18}\text{O}$  values (~7 ‰), and show a highly fractionated character with "seagull-shaped" REE pattern and high Eu (Eu/Eu\* 0,02-0,7), Ba and Sr negative anomalies. In contrast, the Zimbros Suite (Area 1) is derived from mantle sources activated and channelised by the MGSZ, with progressive crustal assimilation enhanced by this large-scale structure. The volcanic units from the Cambirela Plutono-volcanic Suite share all characteristics presented for the granitic rocks and are composed of earlier poor-crystal rhyolites (586.3 ± 2.5 Ma) and later ignimbrites with abrupt faciological variation (579.7 ± 2.4 Ma) indicating different maturity stages of long-lived magma chambers. The variable U-Th contents and the bimodal  $\delta^{18}\text{O}$  signatures associated with wide intra-sample variations (+3.4 ± 0.4‰ and +6.9 ± 0.2‰) further indicate open-system magmatic processes and the co-eruption of distinct melts and points to the interaction of the volcanic units with distinct magma chambers of the Cambirela plutono-volcanic system.

**Keywords:** Shallow-level plutono-volcanic systems, Dom Feliciano Belt, high-silica magmatism, post-collisional setting.

## SUMÁRIO

1.	<i>INTRODUÇÃO</i> .....	11
1.1.	<i>OBJETIVOS</i> .....	11
1.2.	<i>LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO E DAS AMOSTRAS COLETADAS</i> ....	12
1.3.	<i>MOTIVAÇÃO DA PROPOSTA</i> .....	15
2.	<i>REFERENCIAL TEÓRICO</i> .....	16
2.1.	<i>MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL</i> .....	16
2.2.	<i>EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL</i> .....	17
2.3.	<i>GRANITOS TIPO A</i> .....	18
2.4.	<i>SISTEMAS PLUTONO-VULCÂNICOS RASOS</i> .....	19
2.4.1.	Reservatórios Magmáticos: Uma Relação Entre Mush e Melt.....	19
2.4.2.	Magmas Silícicos e a Formação de Plútons na Crosta Superior .....	20
2.5.	<i>GEOQUÍMICA ISOTÓPICA</i> .....	21
2.5.1.	Método Sm-Nd.....	22
2.5.2.	Método Rb-Sr.....	22
2.5.3.	Isótopos de Oxigênio.....	23
2.6.	<i>GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO</i> .....	25
3.	<i>MATERIAIS E MÉTODOS</i> .....	26
3.1.	<i>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</i> .....	26
3.2.	<i>ANÁLISE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA</i> .....	27
3.2.1.	Rb-Sr e Sm-Nd.....	27
3.2.2.	Oxigênio e U-Pb.....	27
3.3.	<i>ESTIMATIVAS DE PRESSÃO E TEMPERATURA</i> .....	28
3.4.	<i>INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS</i> .....	28
4.	<i>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</i> .....	29
4.1.	<i>PROVÍNCIA MANTIQUEIRA MERIDIONAL</i> .....	29
4.2.	<i>CINTURÃO DOM FELICIANO</i> .....	29
4.3.	<i>EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NO SUL DO BRASIL</i> .....	30
4.4.	<i>ESCUDO CATARINENSE</i> .....	30
4.4.1.	Batólito Florianópolis.....	31
5.	<i>MAGMATISMO TARDIO NO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS</i> .....	32
5.1.	<i>SUÍTE PEDRAS GRANDES</i> .....	32
5.1.1.	Granito Serra do Tabuleiro.....	33
5.1.2.	Granito Vila da Penha.....	34

5.2.	<i>SUÍTE CAMBIRELA</i> .....	34
5.2.1.	Granito Ilha.....	35
5.2.2	Sequência Vulcânica Ácida Cambirela .....	35
5.3.	<i>SUÍTE ZIMBROS</i> .....	36
5.3.1.	Granito Zimbros .....	36
5.3.2.	Granito Morro dos Macacos .....	37
5.3.3.	Rochas Hipabissais .....	37
6.	<i>ARTIGO CIENTÍFICO</i> .....	38
7.	<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i> .....	76
	<i>APÊNDICE A – ARQUIVOS SUPLEMENTARES DO ARTIGO</i> .....	82
	<i>ANEXO A – CARTA DE CIÊNCIA DA SUBMISSÃO DO ARTIGO</i> .....	83

## **1. INTRODUÇÃO**

As rochas graníticas e seus equivalentes vulcânicos são as principais fontes de informação para compreender os processos endógenos que formam a crosta terrestre. Para compreender as causas e influências desses eventos, são necessárias informações petrológicas e geoquímicas em uma escala de trabalho detalhada, algo ainda pouco presente na literatura sobre rochas graníticas do Escudo Catarinense. Por esse motivo, o presente trabalho busca apresentar as principais características petrológicas, geoquímicas e geocronológicas descritas na literatura sobre as unidades graníticas e vulcânicas que compõem parte do magmatismo tardio no Batólito Florianópolis, assim como utiliza dados geocronológicos e isotópicos inéditos (U-Pb SHRIMP, Rb-Sr, Sm-Nd em rocha total e O em zircão via SIMS) para averiguar as possíveis fontes, processos evolutivos e relações genéticas entre as diferentes unidades que compõem esse magmatismo. Somado a isso, são destacadas as principais características que indicam a colocação dos corpos graníticos em níveis crustais rasos (*i.e.* entre 5 e 15 km de profundidade), em busca de fomentar uma discussão sobre a existência de um único sistema plutono-vulcânico raso como possível gerador dessas rochas.

A estruturação do trabalho se dá da seguinte maneira: I - (i) introdução, objetivos e localização da área de estudo; II - (ii) referencial teórico com a abordagem de conceitos como magmatismo pós-colisional e sua ocorrência em cinturões orogênicos, granitos do tipo A, características de sistemas plutono-vulcânicos rasos, geoquímica isotópica na identificação de fontes magmáticas e geocronologia U-Pb em zircão; (iii) materiais e métodos utilizados na realização dessa pesquisa; (iv) apresentação do contexto geológico regional e as grandes unidades tectônicas como a Província Mantiqueira, o Cinturão Dom Feliciano e o Batólito Florianópolis; (v) uma abordagem mais detalhada das unidades investigadas, as quais representam a fase tardia do magmatismo pós-colisional no Batólito Florianópolis; III - (vi) apresentação do artigo submetido ao periódico *Lithos*, onde constam os resultados, discussões e conclusões decorrentes deste trabalho.

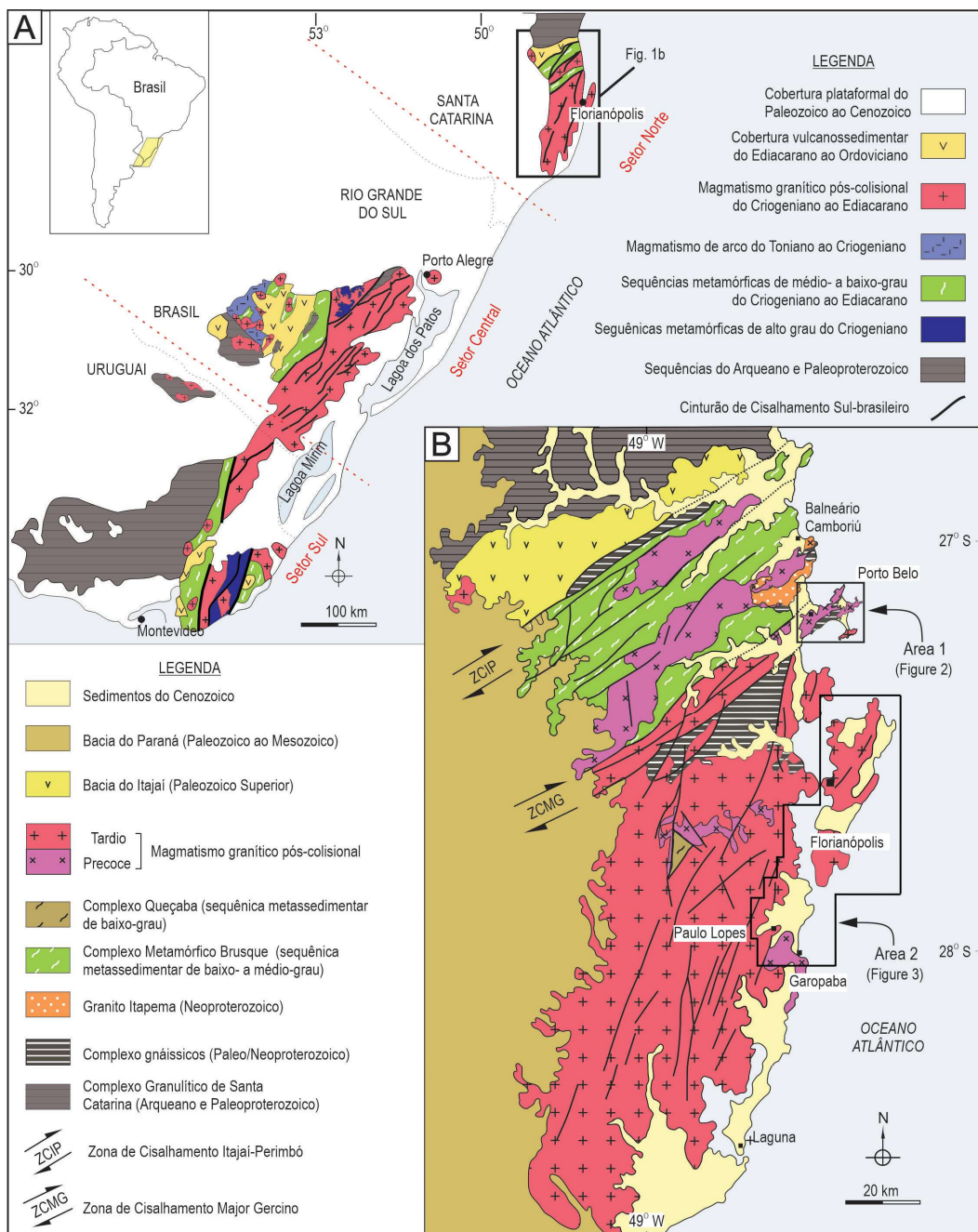
### **1.1. OBJETIVOS**

- (i) Estabelecer, através dos dados da literatura e novos dados U-Pb, o intervalo temporal de ocorrência do magmatismo tardio do Batólito Florianópolis;
- (ii) Investigar fontes e processo evolutivos do magmatismo tardio do Batólito Florianópolis em dois cenários distintos: em zonas de deformação e zonas não deformadas;

(iii) Investigar o link entre rochas graníticas e (sub)vulcânicas e o potencial destas associações representarem sistemas magmáticos rasos.

## 1.2. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO E DAS AMOSTRAS COLETADAS

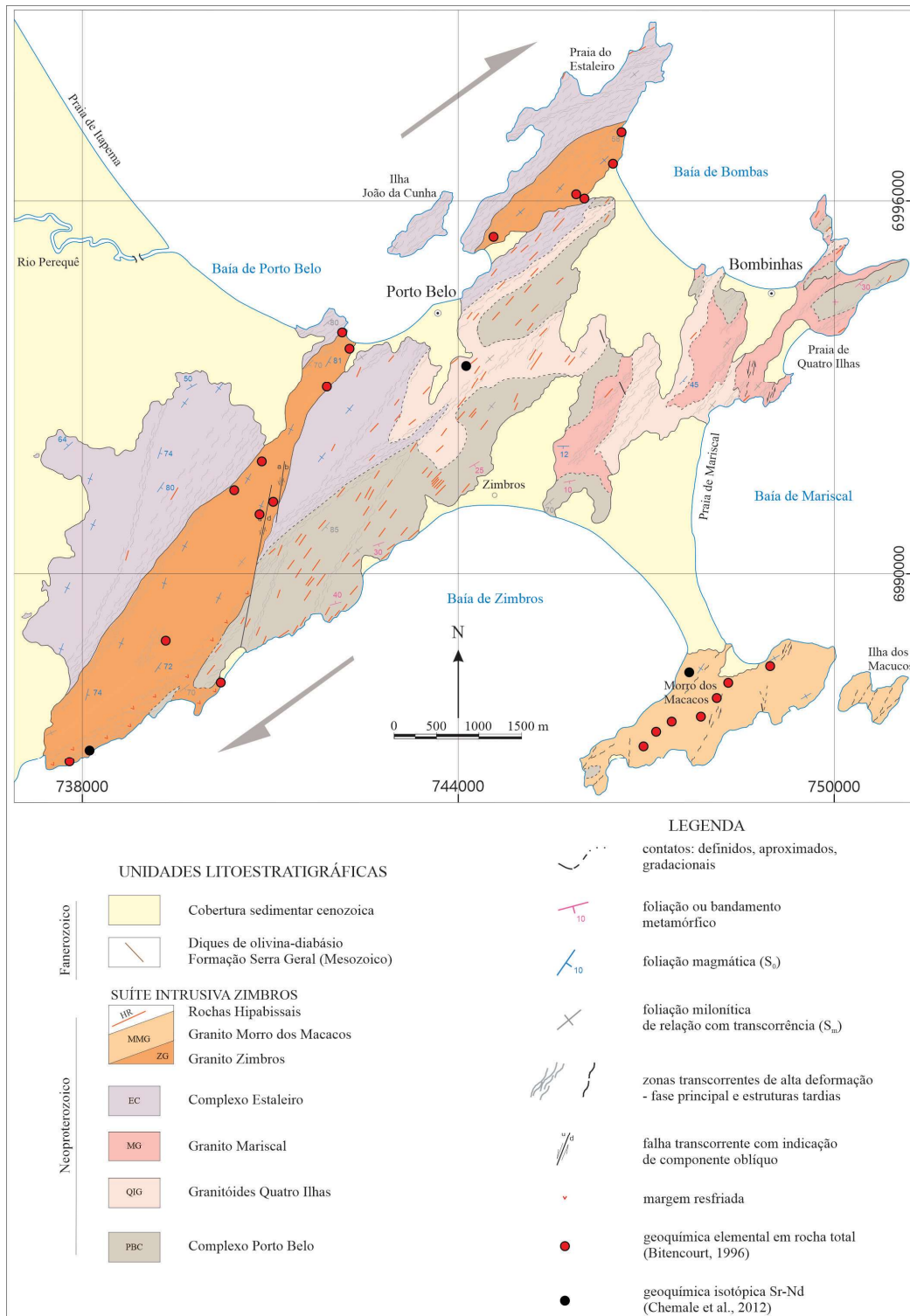
A região estudada está localizada no centro-leste de Santa Catarina e é dividida em duas áreas (Fig. 1). A área 1 abrange o município de Bombinhas, onde afloram as rochas que compõem a Suíte Zimbros, enquanto a área 2 abrange os municípios de Garopaba, Paulo Lopes, Palhoça e Florianópolis, onde ocorrem as Suítes Pedras Grandes e Cambirela.



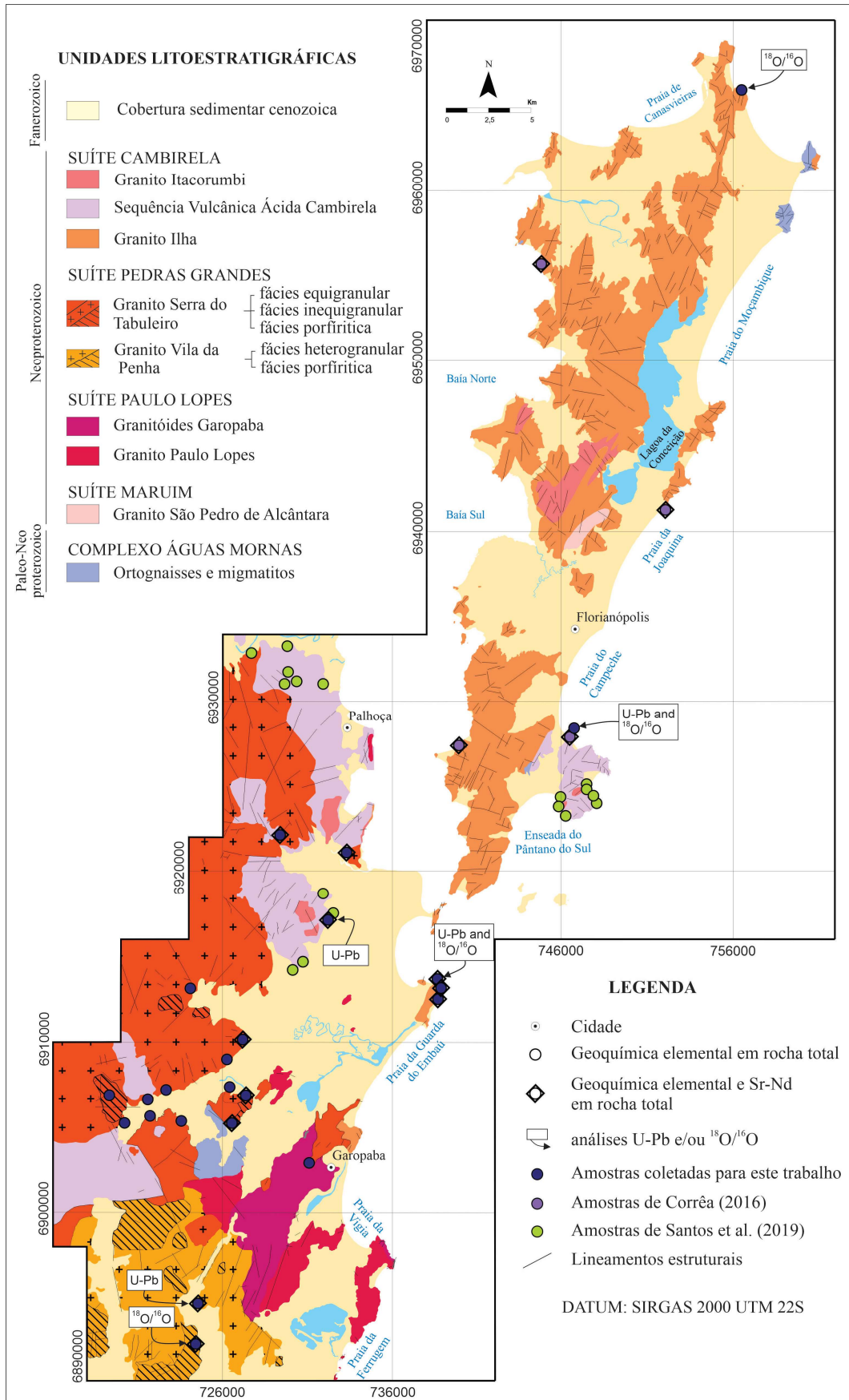
legenda na próxima página...



**Fig. 1.** (a) Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e compartimentação da Província Mantiqueira Meridional. Fonte: modificado de De Toni et al. (2020). (b) Mapa geológico do Escudo Catarinense com indicação das áreas de estudo 1 e 2. Fonte: modificado de Bitencourt and Nardi (2004).



**Fig. 2.** Mapa geológico da Área 1 (região de Porto Belo) com localização das amostras de Bitencourt (1996) e Chemale et al. (2012). Fonte: modificado de Bitencourt (1996) e Florisbal et al. (2012).



**Fig. 3.** Mapa geológico da área 2 (região de Florianópolis) e localização das amostras coletadas para este estudo, assim como aquelas de Santos et al. (2019) e Corrêa (2016). Fonte: modificado de Zanini et al. (1997); Tomazzoli and Pellerin (2015) e Bitencourt et al. (2008).

### 1.3. MOTIVAÇÃO DA PROPOSTA

A evolução da crosta terrestre, suas fontes e processos de evolução são pontos centrais para o entendimento do Sistema Terra. Neste contexto, o estabelecimento do *link* existente entre rochas vulcânicas e graníticas contemporâneas é crucial para a compreensão dos processos de diferenciação da crosta terrestre, especialmente na geração de sistemas magmáticos rasos de alta sílica (Bachmann et al., 2007). Ainda, o estabelecimento deste *link* e a investigação de suas fontes e processos de diferenciação nos permitem elucidar os ambientes tectônicos de geração destes sistemas que perfazem grande parte do magmatismo em sistemas orogênicos (Ondrejka et al., 2021; Song et al., 2015; Turner et al., 1999).

O estudo das fontes de magmas altamente evoluídos por processos de fracionamento é um desafio, uma vez que o alto grau de fracionamento muitas vezes dificulta o estabelecimento assertivo de suas fontes. Ainda, a identificação de fontes mantélicas relacionadas à evolução destes sistemas pode muitas vezes ser “diluída” pelos processos de fracionamento, o que torna sua identificação um desafio e induz muitos autores a interpretação de que sua origem deriva exclusivamente de processos de fusão ou reciclagem de crosta.

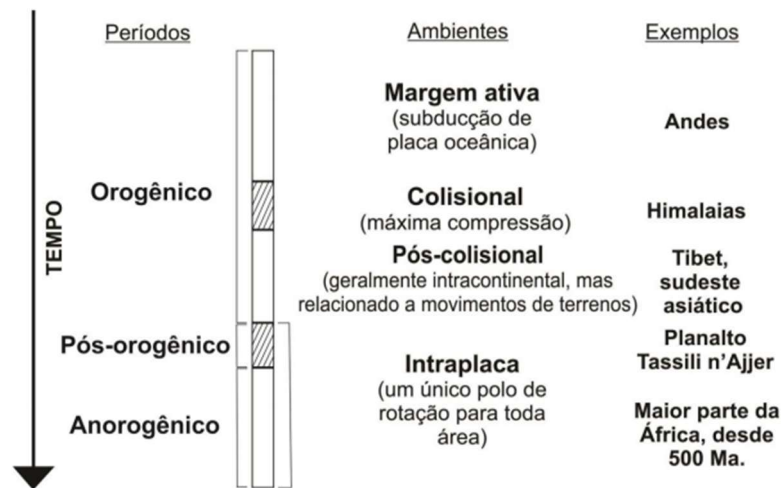
Assim, o estabelecimento do link temporal e espacial entre rochas graníticas e vulcânicas e sua investigação como um sistema único permite uma abordagem integrada de sistemas magmáticos rasos e demanda uma investigação e estratégia metodológica holística, onde dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos (elementais e isotópicos) sejam abordados de forma complementar. Para tal, nesta dissertação são integradas pesquisas realizadas no últimos 15 anos em diferentes unidades plutônicas e vulcânicas relacionadas ao magmatismo tardio do Batólito Florianópolis, juntamente com novos dados geológicos e geoquímicos elementais e isotópicos (Sr-Nd em rocha total; U-Pb e  $\delta^{18}\text{O}$  em zircão).

## 2. REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1. MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL

O período pós-colisional (*sensu* Liégeois 1998) é referido como aquele que sucede o evento colisional principal (Fig. 4), mas que envolve diversos processos geológicos decorrentes dessa colisão. O período pós-colisional ocorre comumente em ambiente intracontinental (*i.e.* após o fechamento do oceano) e é caracterizado por eventos complexos como movimentações horizontais de grandes zonas de cisalhamento, colisões oblíquas, subducções de pequena escala e geração de riftes (Liégeois 1998; Bonin 2004). O encerramento deste período é marcado pela transição dos movimentos horizontais para uma movimentação uniforme definida por um único pólo de rotação, o que caracteriza uma única placa tectônica e o início de um ambiente intraplaca (Liégeois 1998).

Diferente dos granitos de outros ambientes, granitos de origem pós-colisional não possuem uma fonte exclusivamente crustal ou mantélica e podem apresentar assinaturas geoquímicas semelhantes às de outros ambientes (Pearce *et al.* 1984). Harris *et al.* (1986) também destacam a ampla variedade de magmas que podem ser gerados em um ambiente pós-colisional e que suas características geoquímicas podem variar desde ambientes de arco magmático até ambientes intraplaca. Assim, é consenso na literatura que os resultados obtidos em diagramas discriminantes para rochas pós-colisionais são pouco precisos, algo decorrente de uma evolução complexa com multiplicidade de fontes mantélicas e crustais, diferentes níveis de assimilação e/ou mistura de magma e associação a um momento de transição entre os ambientes tectônicos colisional e intraplaca, onde as mudanças de regime cinemático também influenciam diretamente nestes processos (*e.g.* Bitencourt e Nardi, 2000). Liégeois (1998) ainda destaca a importância da identificação destas fontes para estudos relacionados ao magmatismo pós-colisional e como essa informação pode auxiliar na identificação de possíveis ambientes tectônicos, uma vez que alguns tipos de magmatismo não ocorrem em certos cenários (*e.g.* uma série TTG não ocorre em um ambiente intraplaca).



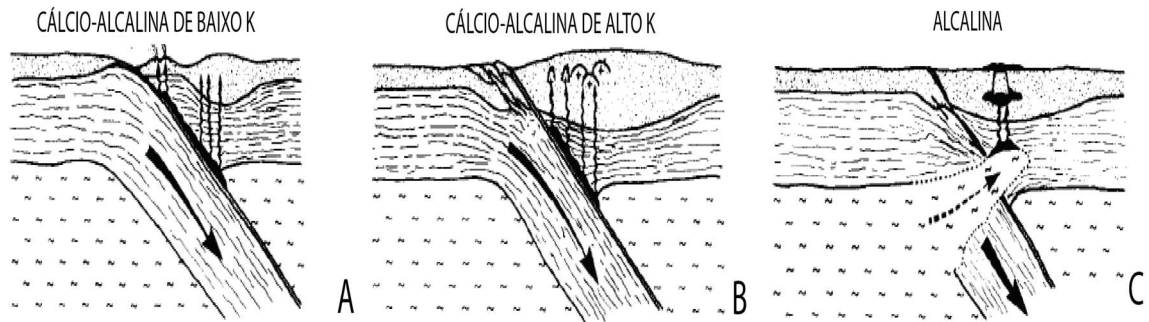
**Fig. 4:** Relação entre períodos e ambientes tectônicos. Fonte: Modificado de Liégeois (1998)

## 2.2. EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL

Grande parte dos cinturões orogênicos são compostos por rochas ígneas de afinidade cálcio-alcalina e alcalina com uma relação espacial e temporal muito próxima. Essa evolução entre séries magmáticas representa a transição entre os cenários orogênico e anorogênico (Bonin 1990). Em margens continentais ativas, a geração de magmas graníticos com afinidade cálcio-alcalina de baixo K (Fig. 5a) decorre da hibridização entre *melts* silicosos ou fluidos (extraídos dos processos de subducção) junto aos magmas mantélicos da cunha sobrejacente. Esse processo de mistura e fusão parcial do manto hibridizado dá origem às suítes cálcio-alcalina de baixo K que são associações características dos ambientes de subducção. Com o evento de colisão e o fim da subducção, os processos de desidratação diminuem e tendem a cessar conforme as fases hidratadas são exauridas do sistema (Fig. 5b). O magmatismo decorrente desses processos apresenta um enriquecimento em potássio e gera produtos de afinidade cálcio-alcalina de alto K que ocorrem até que o aporte de água cesse.

Após os eventos orogênicos principais, uma nova fonte mantélica e enriquecida em LILE (*Large-Ion Lithophile Elements*) substitui as antigas e complexas fontes que representavam uma mistura entre materiais crustais e mantélicos relacionados à subducção (Fig. 5c). Essa nova fonte produz *melts* de afinidade mais alcalina que apresentam cada vez menos interações com as rochas crustais encaixantes conforme evolui a instalação do ambiente anorogênico (Bonin 1990).

Os granitos gerados nesse tipo de ambiente possuem características como colocação em sistemas plutônicos rasos e subjacente às caldeiras e sistemas vulcânicos, elementos maiores com caráter fortemente alcalino, mineralogia caracterizada por quartzo euédrico e feldspato alcalino com reequilíbrio em baixas temperaturas e fontes mantélicas primitivas ou ricas em F e LILE, com possível contaminação da crosta inferior ou de fluidos hidrotermais (Bonin 1990; Bonin 2007).



**Fig. 5:** Modelo Geodinâmico para a transição entre as suítes orogênicas calcio-alcalinas e as suítes anorogênicas alcalinas. (A) Estágio de subducção (duração de aprox. 100Ma). (B) Estágio de colisão continente-continente (duração de aprox. 30-50 Ma). (C) Estágio de soergimento, distensão e movimentação horizontal (inicia ca. 50 Ma após o fim da subducção com duração de aprox. 70-90 Ma). Fonte: Bonin (1990).

### 2.3. GRANITOS TIPO A

Inicialmente, granitóides do tipo A tinham sua gênese estritamente associada a um ambiente de rifte ou intraplaca (Loiselle e Wones 1979). Posteriormente, foi demonstrado que esse grupo de granitóides também está relacionado ao final dos ciclos orogênicos (Whalen *et al.* 1987; Eby 1990), principalmente nos ambientes pós-colisionais (Harris *et al.* 1986; Bonin 1998; Bitencourt e Nardi 2000).

As rochas mais comuns classificadas como do tipo A são granitos e sienitos de caráter metaluminoso ou peralcalino (Eby 1990), que normalmente estão relacionados a sistemas plutônicos de colocação rasa ou até mesmo sistemas subvulcânicos (Bonin 2007). Como características geoquímicas típicas, os granitos do tipo A possuem baixos teores de CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, altas razões FeO<sub>t</sub>/MgO e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, altos teores de Zr, Nb, Ta e ETRs, com exceção do Eu que apresenta anomalias negativas pronunciadas, e baixos teores de Sc, Cr, Co, Ni, Ba e Sr (Eby 1990; Bonin 2007). Segundo Nardi e Bitencourt (2009), para uma rocha granítica ser classificada como do tipo A ela deve atender ao menos uma das condições a seguir: (i) associação genética com rochas de afinidade alcalina sódica ou potássica; (ii) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O > 9 wt% e (FeO<sub>t</sub>/FeO<sub>t</sub>+MgO) > 0,9; (iii) composições peralcalinas (*e.g.* granitos com anfibólio ou piroxênio sódico) ou (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> molar > 1; (iv) (10000\*Ga)/Al > 2,6, Ce+Y+Nb+Zr

>340 ppm e abrangência no campo dos granitóides intraplaca (*WPG*) no diagrama Y+Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984).

#### 2.4. SISTEMAS PLUTONO-VULCÂNICOS RASOS

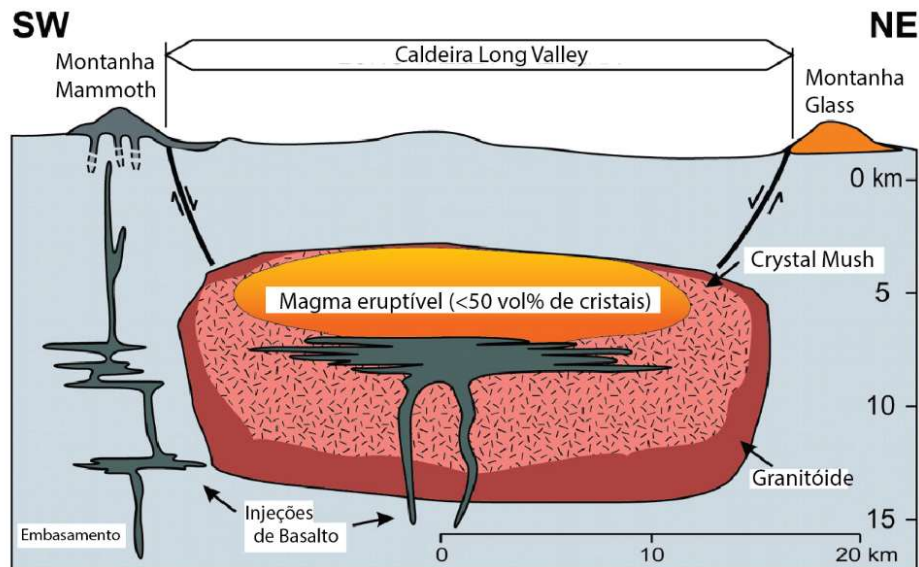
As semelhanças mineralógicas, petrológicas, geoquímicas e geocronológicas observadas tanto nas sequências vulcânicas remanescentes quanto em plútons exumados (especialmente aqueles de posicionamento crustal raso [~5-15 km]) fomentaram a construção de novos modelos petrogenéticos integradores entre os sistemas vulcânicos e as rochas plutônicas. Atualmente, esses modelos são amplamente aceitos e aos poucos vêm sendo melhor caracterizados por meio de estudos petrológicos, geofísicos e de modelagem matemática tanto em sistemas vulcânicos antigos quanto em sistemas ativos (Smith 1960; Lipman 1984; Miller e Smith, 1999; Bachmann e Bergantz 2004, 2008a).

##### 2.4.1. Reservatórios Magmáticos: Uma Relação Entre *Mush* e *Melt*

Um reservatório magmático é composto por duas partes denominadas câmara magmática e *crystal mush*. A câmara magmática compreende zonas de acumulação onde o magma tem um comportamento fluido e eruptível devido à baixa carga de cristais que não ultrapassa 50%. Já o *crystal mush* possui uma taxa de cristalinidade acima de 50% e representa uma composição entre cristais e líquido intersticial. As proporções entre o volume de cristais e de *melt* são determinantes no comportamento dos reservatórios magmáticos pois os mesmos têm influência direta na reologia do magma, assim como nos processos de diferenciação magmática (Bachmann e Bergantz 2008a).

As câmaras magmáticas abrangem as porções superiores de um reservatório (Fig. 6) e são comumente vinculadas aos sistemas vulcânicos subjacentes (Bachmann e Bergantz 2004). Os *crystal mushes*, por sua vez, não possuem uma relação direta com os eventos eruptivos devido à alta carga de cristais, o que inviabiliza os processos de erupção. Em um sistema plutono-vulcânico já exumado, as rochas graníticas constituem os *crystal mushes* enquanto as erupções vulcânicas refletem a atividade das câmaras magmáticas.



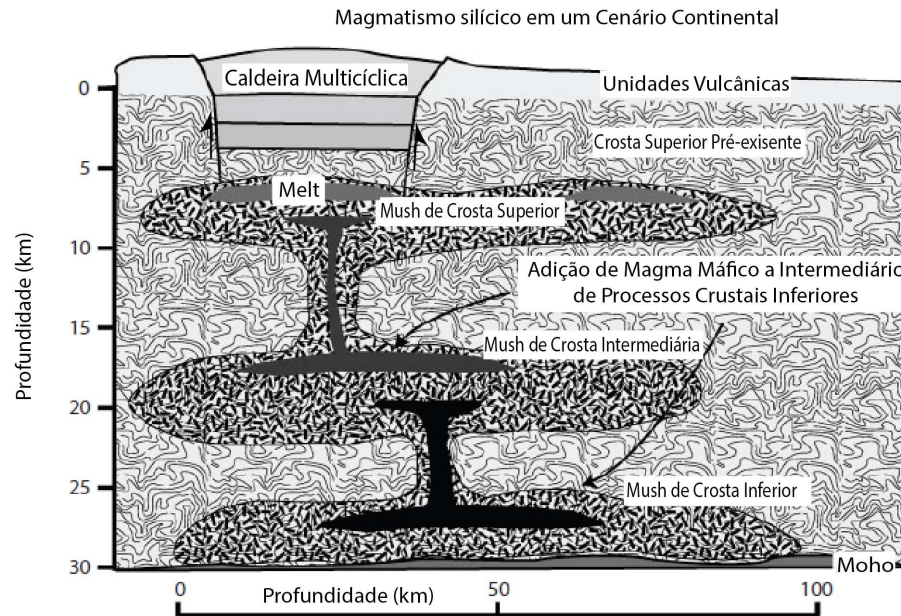


**Fig. 6:** Seção geológica simplificada da Caldeira Long Valley, na Califórnia. Uma das caldeiras vulcânicas mais estudadas do mundo. Escala vertical e volumes relativos são aproximados. Fonte: modificado de Bachman e Bergantz 2008a.

#### 2.4.2. Magmas Silícicos e a Formação de Plútons na Crosta Superior

Os plútons silícicos ( $>66 \text{ wt\% SiO}_2$ ) de colocação rasa (entre 5 e 15 km) são construídos em intervalos de tempo entre  $10^4$  e  $10^6$  anos e, assim como intrusões máficas acamadadas, representam um reservatório magmático cristalizado que muitas vezes perdeu parte do *melt* devido aos eventos eruptivos relacionados à sua cristalização (Bachmann *et al.*, 2007). Os reservatórios magmáticos podem ser formados em diferentes profundidades, preferencialmente em locais de descontinuidade litológica ou reológica como a base da crosta (Bachmann e Bergantz 2008a). Com isso, acredita-se que grande parte dos *melts* que formam os plútons da crosta superior são gerados e segregados ainda na crosta inferior, para posteriormente ascenderem pelos condutos que alimentam os reservatórios magmáticos mais rasos e, quando presentes, os sistemas vulcânicos sobrejacentes (Fig. 7). A maneira com que esse transporte e colocação ocorrem dependem das condições físicas do magma (carga de cristais, viscosidade, densidade) e de condições externas como a reologia e temperatura da rocha encaixante.





**Fig. 7:** Modelo hipotético do posicionamento de câmaras e reservatórios magmáticos silícicos em crosta continental. Fonte: modificado de Bachmann e Bergantz (2008b).

Modelos termomecânicos indicam que a pressão ideal para o armazenamento de magmas silícicos com caráter eruptível ocorre entre  $\sim 1,5-2,5$  kbar, onde a crosta se comporta de forma favorável à colocação de grandes quantidades de magma, mesmo com alta viscosidade. Magmas que se colocam em pressões inferiores a esse intervalo tendem a não se acumular em quantidades significativas e representam reservatórios magmáticos transientes enquanto magmas em pressões mais elevadas tendem a representar as raízes magmáticas não eruptíveis, mas que muitas vezes alimentam os reservatórios mais rasos (Gualda e Ghiorso 2013; Huber *et al.* 2019).

## 2.5. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A utilização de pares isotópicos em estudos petrogenéticos permite a identificação das fontes que originaram um certo magma. A aplicação deste método só é possível pois a diferença de massa de um isótopo é muito pequena e por isso não é fracionada em processos controlados por reações de equilíbrio cristal-líquido. Sendo assim, qualquer magma possuirá as mesmas características isotópicas de sua fonte, independente do seu grau de diferenciação ou fracionamento (Rollinson 1993; Albarede 2011). Neste trabalho, serão utilizados os métodos isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr e O, sendo o último um sistema isotópico não radiogênico ao qual não se aplicam às questões endereçadas anteriormente, uma vez que isótopos de  $^{18}\text{O}$  são suscetíveis ao fracionamento.

### 2.5.1. Método Sm-Nd

Variedades isotópicas dos elementos terras raras leves Samário (Sm) e Neodímio (Nd) são amplamente utilizados como traçadores petrogenéticos, especialmente em rochas que possuem processos evolutivos complexos como as rochas graníticas. Com base na desintegração e emissão de partículas  $\alpha$ , o isótopo radioativo  $^{147}\text{Sm}$  ( $Z=62$ ) se transforma no isótopo radiogênico  $^{143}\text{Nd}$  ( $Z=60$ ) a uma taxa de desintegração de  $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ , o que representa uma meia vida de 106 Ga (DePaolo, 1988; Best, 2003). O par Sm-Nd possui características químicas muito semelhantes sendo ambos quimicamente estáveis, com baixa mobilidade e alta resistência a abertura de sistema. A principal diferença entre os dois elementos encontra-se no raio iônico que é de 1,04 Å para o  $\text{Sm}^{3+}$  e 1,08 Å para o  $\text{Nd}^{3+}$ , o que faz o primeiro ser ligeiramente mais compatível com as fases menos diferenciadas e faz com que as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  aumentem e as razões  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  diminuam conforme aumenta o aporte de fontes crustais na formação dessas rochas (Best 2003).

Os valores de  $^{143}\text{Nd}$  também podem ser expressos através da notação  $\epsilon\text{Nd}$ . Essa notação representa a diferença entre a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de uma amostra em relação a um valor de referência como um reservatório condrítico uniforme (CHUR) ou manto depletado (DM), sendo os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  expressos como números positivos ou negativos, conforme as razões na amostra se diferenciam dos valores do reservatório mantélico. Valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$  geralmente são indicativos de que na época de sua formação, a fonte magmática possuía razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais elevada do que aquela calculada para o reservatório condrítico uniforme, o que indica origem mantélica para as fontes magmáticas. Valores de  $\epsilon\text{Nd}$  negativos indicam que a fonte geradora possuía uma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  menor que a do reservatório condrítico, o que indica uma origem crustal ou relacionada a reservatórios mantélicos enriquecidos para essas rochas (DePaolo 1988; Rollinson 1993).

### 2.5.2. Método Rb-Sr

O isótopo radioativo  $^{87}\text{Rb}$  ( $Z=37$ ) decai através da emissão de partículas  $\beta$  com uma taxa de desintegração de  $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ , o que representa uma meia vida de 48.8 Ga, e assim dá origem ao isótopo radiogênico  $^{87}\text{Sr}$  ( $Z=38$ ). O  $\text{Rb}^+$  e o  $\text{K}^+$  possuem raios iônicos similares (1,61 Å e 1,51 Å, respectivamente), o que faz minerais ricos em K como micas, feldspatos potássicos e argilominerais sejam mais enriquecidos em Rb. O elemento  $\text{Sr}^{2+}$  possui a mesma carga iônica e raio iônico similar ao  $\text{Ca}^{2+}$  (1,26 Å e 1,16 Å, respectivamente) e por isso é um elemento comumente associado ao plagioclásio, apatita e carbonatos.

Ao contrário do método Sm-Nd, as características geoquímicas diferem bastante entre o par isotópico Rb-Sr, o que gera uma diferença de compatibilidade desses minerais com relação às fases mais ou menos diferenciadas. A maior incompatibilidade do  $^{87}\text{Rb}$  em relação ao manto faz com que as razões  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  variam conforme a natureza da fonte, de forma que as rochas provenientes da fusão do manto apresentam baixas razões  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  enquanto rochas derivadas de fontes crustais apresentam razões mais elevadas. O aumento nas concentrações de  $^{87}\text{Sr}$ , produto do decaimento de  $^{87}\text{Rb}$ , ocorre com diferentes taxas, sendo estas maiores na crosta em comparação ao manto. Por exemplo, as razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no manto primordial e na geração das primeiras porções de crosta continental são de 0,700 enquanto as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para o manto e crosta continental atuais giram em torno de 0,705 e maior que 0,730, respectivamente (Rollinson 1993; Best 2003).

Devido ao baixo potencial iônico, o sistema isotópico Rb-Sr apresenta uma maior mobilidade quando comparado ao Sm-Nd e pode ter seu sistema perturbado pela presença de fluidos ou eventos termais, necessitando cautela na sua utilização como traçador isotópico nestas situações.

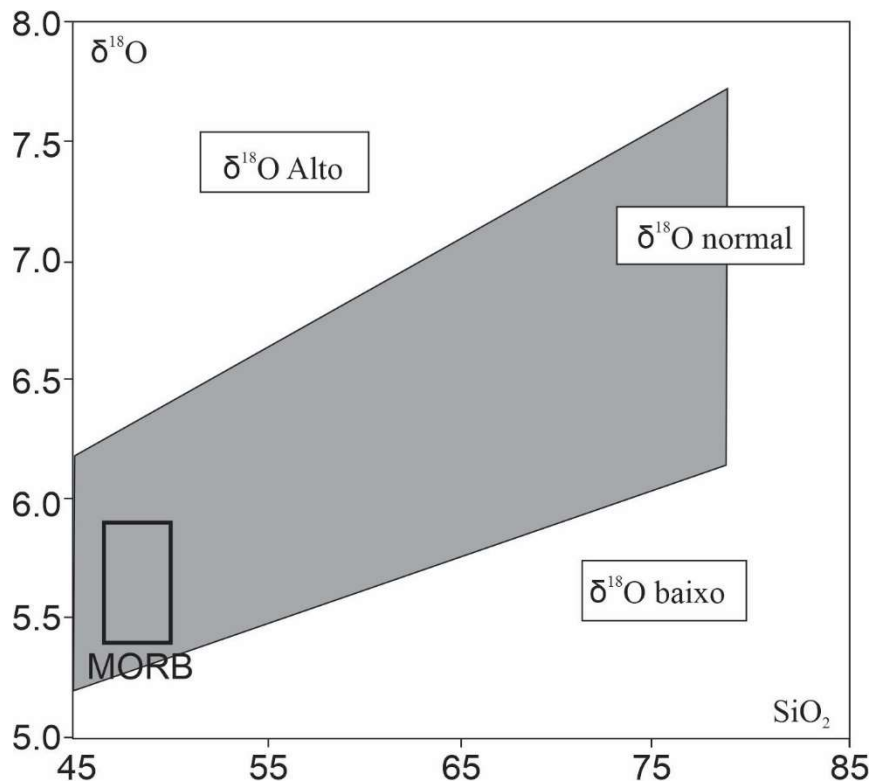
### 2.5.3. Isótopos de Oxigênio

Os isótopos de O são uma ferramenta amplamente utilizada na identificação de processos evolutivos em rochas magmáticas e são normalmente representados pela notação  $\delta^{18}\text{O}$ , que representa a razão isotópica de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de uma amostra em relação a um valor de referência conhecido (*i.e.* *Vienna Standard Mean Ocean Water* - VSMOW).

Os valores médios estabelecidos para reservatórios mantélicos são de  $+5.7 \pm 0.3\%$ , enquanto rochas crustais apresentam valores mais elevados entre  $+7,5\%$  e  $+32\%$ . A água do mar e água meteórica são reservatórios extremamente depletados em  $^{18}\text{O}$  e possuem valores menores que aqueles do manto, com um amplo *range* de variação entre  $-40\%$  e  $+4\%$  (Rollinson, 1993). Devido a sensibilidade deste sistema em relação a processos magmáticos em sistemas abertos, onde os desvios nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  indicam processos como contaminação, mistura de magmas, interação com água meteórica e outros processos hidrotermais, é possível traçar estes processos através da avaliação das assinaturas de  $\delta^{18}\text{O}$ . Por exemplo, magmas associados à cristalização fracionada em sistemas fechados apresentam assinaturas “normais” de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 8), entre  $+5,8$  e  $+7,5\%$  para rocha com  $\text{SiO}_2$  maiores que  $70\text{ wt.}\%$ , enquanto aquelas que interagem com rochas crustais, sedimentos e/ou água meteórica em sistemas abertos são desviadas desta normalidade (Bindeman, 2008). Com base no conhecimento atual sobre os diferentes reservatórios de isótopos de oxigênio, altos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  podem ser

produzidos a partir da assimilação de rochas sedimentares ou carbonáticas (que apresentam  $\delta^{18}\text{O} > 25\text{‰}$ ) ou de rochas que sofreram alteração em baixas temperaturas, enquanto rochas com baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são indicativos de fontes que interagiram com água superficial em altas temperaturas (*i.e.* com alta depleção em  $^{18}\text{O}$ ) resultando em valores inferiores aos considerados normais (Troch *et al.*, 2020).

Estas análises podem ser realizadas em rocha total ou em fases minerais como zircão, quartzo ou feldspato, sendo o zircão uma robusta ferramenta petrológica pois, além de ser extremamente resistente às alterações de alta temperatura, metamorfismo e fusão parcial, apresenta taxas de difusão de oxigênio extremamente baixas, conservando as razões originais de oxigênio mesmo após submetido a algum evento geológico posterior que poderia perturbar outras fases minerais (Troch *et al.*, 2020).



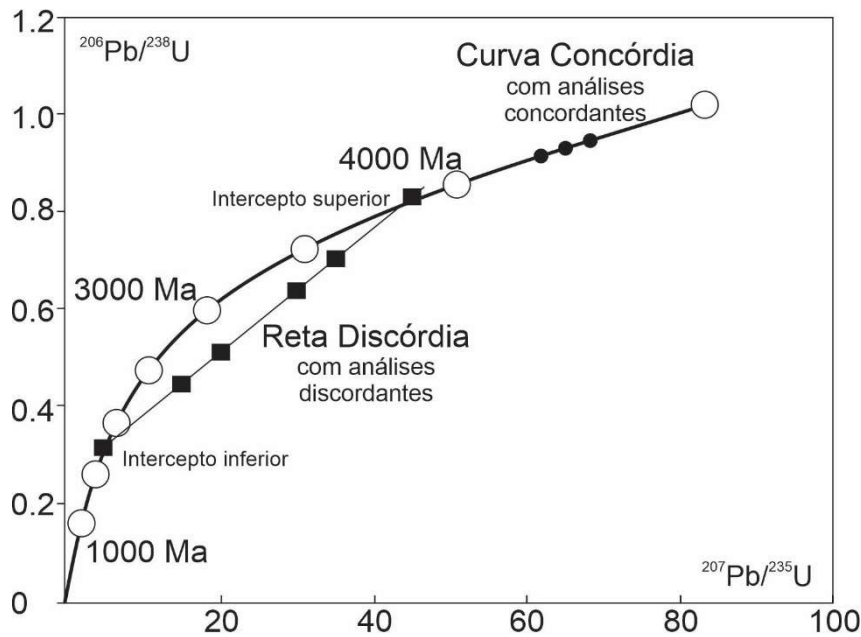
**Fig. 8:** Parâmetros de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  conforme o grau de diferenciação em rochas magmáticas. A área cinza representa a evolução aproximada de valores normais de  $\delta^{18}\text{O}$  com base na compilação realizada por Troch *et al.* (2020), enquanto processos abertos na evolução magmática resultam em valores anômalos representados pelos campos de alto e baixo  $\delta^{18}\text{O}$ . Fonte: Troch *et al.* (2020).

## 2.6. GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO

Diferente de outros sistemas isotópicos, as idades radiométricas obtidas com o sistema U-Pb são baseadas na existência de três pares isotópicos com cadeias de decaimento independentes ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ), o que faz deste o método o mais robusto para a datação de rochas. A existência do  $^{204}\text{Pb}$ , uma variedade não radiogênica, também é importante pois este pode ser utilizado como isótopo de referência para normalizações, uma vez que sua abundância é constante desde o início da formação da Terra (Faurer, 2004).

O sistema U-Th-Pb pode ser utilizado para a datação de eventos geológicos em diferentes minerais, sendo o zircão o mineral mais utilizado devido a sua resistência a diversos eventos geológicos de alta pressão e temperatura, mas também por possuir uma grande afinidade geoquímica com U e um comportamento incompatível com o Pb. Esta incompatibilidade evita que o Pb incorpore em sua rede cristalina, uma vez que a presença deste elemento dificulta a quantificação de Pb gerado exclusivamente pelo decaimento do U após o fechamento do sistema, o que afeta a acurácia deste método geocronológico (Geraldès, 2010).

Os resultados obtidos a partir da medição dos isótopos de U e Pb são apresentados em um diagrama de concórdia (Fig. 9). Quando um mineral permanece com seu sistema fechado para os isótopos de U e seus isótopos-filho, as idades obtidas pelos dois sistemas de decaimento são concordantes e coincidem com a curva concórdia. Quando ocorre a perda de chumbo, os resultados obtidos pelos diferentes sistemas de decaimento discordam e acabam sendo desviados da curva concórdia. Ainda assim, as idades podem ser definidas por uma reta discórdia, ou seja, uma extrapolação dos pontos discordantes até que a reta gerada intercepte a curva concórdia. O intercepto superior é interpretado como a idade de cristalização da rocha, enquanto o intercepto inferior representa a idade do evento que ocasionou a perturbação do sistema U-Pb (*e.g.* metamorfismo) gerando as discordâncias observadas (Bühn et al., 2009).



**Fig. 9:** Princípios do diagrama da concórdia. Análises concordantes coincidem com a curva concórdia, enquanto análises com perda de Pb posicionam-se abaixo da curva, sendo a extrapolação da reta e seu intercepto superior a idade de cristalização. Fonte: Bühn *et al.* (2009).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho foi baseada na compilação, análise e comparação entre os dados petrográficos, geoquímicos elementais e isotópicos e geocronológicos constantes na literatura e aqueles produzidos na realização deste trabalho.

#### 3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Essa etapa acompanha todas as fases de realização do projeto e consiste na compilação e leitura de livros, artigos científicos, dissertações e teses a fim de ampliar o conhecimento sobre a geologia da área e elaborar um referencial teórico com a abordagem de conceitos como magmatismo pós-colisional e sua ocorrência em cinturões orogênicos, granitos do tipo A, características de sistemas plutono-vulcânicos rasos e a utilização de geoquímica isotópica na identificação de fontes magmáticas. A partir da revisão bibliográfica, também foram obtidos os dados petrográficos, geocronológicos e parte dos dados geoquímicos utilizados na confecção deste trabalho, retirados de Bitencourt (1996), UFRGS (1999), Bitencourt *et al.* (2008), Chemale *et al.* (2012), Corrêa (2016), UFSC (2018), Santos *et al.* (2019) e Moraes (2019).

### 3.2. ANÁLISE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

#### 3.2.1. Rb-Sr e Sm-Nd

As análises de geoquímica isotópica foram realizadas em cinco amostras do Granito Serra do Tabuleiro, duas amostras do Granito Vila da Penha, e duas amostras da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela. Das nove amostras analisadas, seis são provenientes do trabalho de Moraes (2019), enquanto as demais advém do acervo pessoal da orientadora deste trabalho, obtidas junto ao grupo de pesquisa da USP.

A preparação das amostras realizada por Moraes (2019), assim como a preparação das amostras provenientes de acervo pessoal, ocorreu no Laboratório de Amostras da UFRGS (Anexo - UFRGS) e USP e inclui as etapas de serragem para remoção de capas de alteração, britagem em britador de mandíbulas e pulverização em moinho de ágata até alcançar a fração argila. Após a preparação, foram realizadas análises de rocha total no *Bureau Veritas Mineral Laboratories* via FR-X para elementos maiores, Ba, Sr, Rb e Zr e ICP-MS para os demais elementos traço e ETRs. Com a mesma fração argila obtida no processo de moagem, foi realizada a análise das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo.

A análise de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foi realizada com a utilização de espectrômetro de massa por termoionização (TIMS - Thermo Triton) e teve seus valores normalizados a partir da razão  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  (Steiger e Jäeger, 1978). O branco utilizado durante a análise foi de 98 pg. A análise para  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi realizada com espectrômetro de massa por plasma acoplado (ICP-MS Thermo-Neptune). Os valores de normalização utilizados são  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  (De Paolo 1981) e o branco utilizado durante a análise é de 57 pg. Os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  são normalizados conforme o valor de referência do reservatório condrítico uniforme apresentado por Hamilton *et al.* (1983) com razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$ . As razões iniciais de  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  foram calculadas a partir das idades de cristalização existentes para essas amostras e dos dados de geoquímica elemental obtidos por FR-X e ICP-MS. Os dados isotópicos foram tratados com a utilização do software Excel.

#### 3.2.2. Oxigênio e U-Pb

Após as etapas de britagem, moagem e separação por batéia, separação magnética e por líquidos densos, foram coletados manualmente entre 100 e 150 cristais de zircão, os quais foram acondicionados em *mounts* de resina epóxi e polidos para a realização do imageamento por catodoluminescência e elétrons retroespalhados. Após definição dos locais de amostragem, foram realizadas as análises de  $\delta^{18}\text{O}$  e U-Pb (apenas amostra REF-04U) em área distintas dos

cristais de zircão via espectrometria de massa por íon secundários (SIMS) na Universidade de Alberta, Canadá.

As análises U-Pb realizadas nas amostras VLF-12A, VLF-13A e VLF-24A foram adquiridas com a utilização de SHRIMP II e/MC no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Universidade de São Paulo seguindo os protocolos descritos por Sato *et al.* (2014). Todos os diagramas foram construídos com a utilização do software Isoplot® (Ludwig, 2012).

### 3.3. ESTIMATIVAS DE PRESSÃO E TEMPERATURA

As estimativas de pressão foram realizadas conforme o método proposto por Blundy e Cashman (2001; ver também Gualda e Ghiorso, 2013), com base nos dados geoquímicos elementais recalculados para base anidra, seguido de reprojeção conforme esquema proposto pelos mesmos autores devido a presença de anortita normativa, que no caso das rochas estudadas não ultrapassa 7%.

As estimativas de temperatura foram baseadas no método proposto por Boehnke *et al.* (2013; ver também Watson e Harrison, 1983; Hancar e Watson, 2003; Miller *et al.*, 2003) que considera a saturação em zircônio para melts silicosos e sua composição (expressa pelo fator  $M = [K+Na+2*Ca] / [Al*Si]$ ) como os principais parâmetros para estimar as temperaturas de saturação do zircão em melts graníticos. Após definição do fator M, as temperaturas de saturação foram calculadas segundo a expressão:

$$T_{\text{SatZr}}(^{\circ}\text{C}) = 10.108 / ((\text{Ln}(476.000/\text{Zr}[\text{ppm}]) + 1,16 * (M - 1) + 1,48) - 273,15).$$

### 3.4. INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Após a aplicação dos métodos analíticos, os resultados obtidos foram integrados e analisados junto àqueles compilados da literatura, em busca de identificar as relações genéticas e as fontes de cada unidade e com isso esclarecer os questionamentos gerados na proposição e no desenvolvimento dessa pesquisa. Os dados geoquímicos e os cálculos de pressão e temperatura foram processados com a utilização dos softwares Excel e GCDKit (Janoušek *et al.* 2006).



## 4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 4.1. PROVÍNCIA MANTIQUEIRA MERIDIONAL

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1967), um sistema orogênico neoproterozoico que se estende do sul Bahia ao Uruguai e é segmentado nas unidades Setentrional, Central e Meridional (Almeida e Hasui 1984). A Província Mantiqueira Meridional é composta principalmente pelo Cinturão Dom Feliciano, que aflora na porção oriental sul brasileira e uruguaia, e o orógeno São Gabriel que ocorre apenas no Rio Grande do Sul e representa o registro mais completo da formação de crosta juvenil brasileira na Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004).

### 4.2. CINTURÃO DOM FELICIANO

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) aflora em uma faixa de direção NE com 1200 km de comprimento e 150 km de largura (Fragoso Cesar 1980; Basei 1985). Com ocorrências desde o nordeste de Santa Catarina até Punta del Este no Uruguai, o CDF é compartimentado em três segmentos denominados Escudo Uruguaio, Escudo Sul-rio-grandense e Escudo Catarinense, resultantes da superposição de três eventos orogênicos denominados Passinho (0.89-0.86 Ga.), São Gabriel (0.77-0.68 Ga.) e Dom Feliciano (0.65-0.54 Ga) (Philipp *et al.* 2016). As principais unidades que compõem o CDF são compartimentadas em três segmentos menores denominados Domínio Leste, Domínio Central e Domínio Oeste (Fig. 1a). No Domínio Leste aflora um cinturão de rochas graníticas que compõem o Batólito Aiguá no Uruguai, Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul e o Batólito Florianópolis em Santa Catarina. No Domínio Central, rochas metavulcanossedimentares compõem o Complexo Metamórfico Brusque (SC), Complexo Porongos (RS) e o Complexo Metamórfico Lavalleya (UY) e no Domínio Oeste, um cinturão de bacias vulcano-sedimentares denominadas Bacias do Itajaí (SC), Camaquã (RS) e El Soldado-Piriápolis (UY).

Apesar das divergências entre os diferentes modelos geotectônicos e suas interpretações, a semelhança na ocorrência e distribuição espacial das litologias que compõem o CDF, assim como os grandes lineamentos que separam as diferentes unidades, levam diversos autores a interpretar esses segmentos como uma área contígua com uma evolução tectônica similar em todos os segmentos (*e.g.* Hasui *et al.* 1975; Fragoso Cesar 1980; Basei 1990; Passarelli *et al.* 2010, 2011, entre outros).

### 4.3. EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NO SUL DO BRASIL

Na porção oriental sul-brasileira, o magmatismo granítico pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano abrange os batólitos Pelotas (RS) e Florianópolis (SC) (Fig. 1a). Este magmatismo é interpretado por autores como Basei (1985, 2000), Mantovani *et al.* (1987), Babinski *et al.* (1997), Passarelli (2010, 2011) e Chemale *et al.* (2012), como um magmatismo de arco maturo e com forte contribuição crustal, associado a uma subducção E-W. Por outro lado, Bitencourt e Nardi (2000), Florisbal *et al.* (2009, 2012), Martini *et al.* (2019), Peruchi *et al.* (2021), Andrade *et al.* (2021), entre outros, interpretam essas rochas como geneticamente relacionadas à orogenia Brasileira/Pan-africana, que envolveu eventos tectônicos como subducção de crosta oceânica, colisão entre continente e arcos magmáticos, seguidos de um período pós-colisional onde ocorreram sucessivos pulsos magmáticos que originaram um grande cinturão granítico entre 650 Ma e 580 Ma. A ascensão desse magmatismo foi controlada por grandes zonas de cisalhamento que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul brasileiro (CCSb) com assinaturas que indicam contribuição de fontes mantélicas e crustais na geração dessas rochas.

Os estágios iniciais do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil são definidos pela instalação de um sistema transpressivo e pela formação do CCSb com acreção mantélica representada por um magmatismo toleítico médio a alto-K. O grau de interação desse magma com materiais crustais é variado e ocorre principalmente dentro das zonas de cisalhamento, indicando um controle tectônico que favoreceu a contaminação nas zonas de maior deformação. Os magmas shoshoníticos ocorrem de forma subordinada e são interpretados como fruto da fusão parcial de magmas básicos e intermediários sem contaminação crustal, exceto em regiões afetadas pelo cisalhamento (Nardi e Bitencourt 2007). Os estágios finais do magmatismo pós-colisional são representados por rochas de caráter alcalino com pouca ou nenhuma deformação.

### 4.4. ESCUDO CATARINENSE

O Escudo Catarinense foi compartimentado primeiramente por Basei (1985) nos Domínios Externo, Intermediário e Interno, cujos limites são definidos por dois lineamentos principais interpretados como zonas de sutura. Estes lineamentos, ilustrados na Fig. 1b, são denominados Zona Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP – Silva e Dias 1981) e Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG – Bitencourt *et al.* 1989) e são interpretados por outros autores como estruturas relacionadas ao período pós-colisional e atribuem a ZCMG um caráter dúctil-rúptil, uma evolução cinemática complexa e um papel fundamental no controle da

ascensão e posicionamento de parte do magmatismo que compõe o Batólito Florianópolis (Bitencourt 1996).

Posteriormente, Florisbal (2011) compartimentou o Escudo Catarinense de forma espacialmente equivalente a Basei (1985), onde renomeou os Domínios Externo, Intermediário e Interno como Norte, Central e Sul, respectivamente, com o intuito de desvincular a nomenclatura utilizada para cada domínio das interpretações tectônicas dos modelos pré-existentes. Segundo a autora, o Domínio Norte é composto por rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e as Bacias do Itajaí e Campo Alegre, que fazem contato ao sul com a ZCIP; o Domínio Central abrange as rochas do Complexo Metamórfico Brusque e do Complexo Camboriú, além de corpos graníticos menores. Seus limites ao norte e ao sul são demarcados pela ZCIP e ZCMG, respectivamente; o Domínio Sul é composto principalmente pelas rochas graníticas do Batólito Florianópolis, além de porções remanescentes do Complexo Águas Mornas e Complexo Queçaba, ambos interpretados como *roof pendants* ou *inliers* do embasamento (Basei 1985, 2000; Passarelli *et al.* 2010). O Domínio Sul tem seus limites encobertos pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, exceto ao norte, onde é limitado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino.

#### 4.4.1. Batólito Florianópolis

O Batólito Florianópolis (BF) está localizado no Domínio Sul do Escudo Catarinense e é composto por rochas plutônicas e vulcânicas de diferentes idades e ampla variação composicional, geradas em um evento magmático de longa duração entre 630 Ma e 580 Ma (Chemale *et al.* 2012; Florisbal *et al.* 2012). Com aproximadamente 200 km de comprimento e 60 km de largura, o BF representa a maior unidade do Domínio Sul formada principalmente pelas Suítes Paulo Lopes, Imaruim, São Pedro de Alcântara, Pedras Grandes, Cambirela e Zimbros (Bitencourt e Nardi 1993; Zanini *et al.* 1997; Basei 2000; Bitencourt *et al.* 2008).

Assim como para a ZCMG, as interpretações relacionadas à gênese do Batólito Florianópolis ainda são controversas. Autores como Basei (1985, 2000), Passarelli *et al.* (1995, 2010) e Chemale *et al.* (2012) sugerem que a formação dessa unidade esteja associada a um arco magmático continental que envolveu processos de fusão e reciclagem crustal oriundos de processos de subducção E-W, relacionada ao fechamento do Oceano Adamastor. Em contraposição, Bitencourt e Nardi (1993, 2000), Bitencourt *et al.* (2008), Florisbal (2009, 2011), entre outros, interpretam que as rochas do BF foram formadas em um ambiente pós-colisional, com magmas graníticos que abrangem plútons precoces sintectônicos e plútons tardios com pouca ou nenhuma deformação. Estes autores ainda sugerem a participação do manto, não só

como fonte de calor para a fusão crustal, mas também como um material que interagiu com os líquidos graníticos e que está registrado na forma de enclaves microgranulares máficos, diques sin-plutônicos e corpos dioríticos e gabróicos sincrônicos (Bitencourt 1996; Nardi e Bitencourt 2007). Bitencourt e Nardi (2000) ainda estabelecem uma relação genética e temporal direta entre o evento magmático que formou o BF e o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro e propõem que as estruturas tectônicas de escala translitosférica que compõem este cinturão influenciaram tanto na geração dos magmas graníticos (*i.e.* favoreceram a fusão por descompressão adiabática e a mistura de magmas) quanto na sua ascensão.

Embora as fontes e o ambiente de geração sejam alvo de debate, é consenso entre os autores que o magmatismo do BF é formado por rochas graníticas de afinidade cálcio-alcalina de alto-K com componentes dioríticos menores e magmatismo peraluminoso associado (~630-615 Ma), granitóides shoshoníticos de ocorrência local (~611 Ma) e um magmatismo tardio de afinidade alcalina (~590 Ma) que representa a fase mais volumosa decorrente do batólito (Bitencourt e Nardi 2000; Bitencourt *et al.* 2008; Chemale *et al.* 2012; Florisbal *et al.* 2012). Essa fase tardia do magmatismo no Batólito Florianópolis abrange uma série de plútons graníticos pouco deformados e muito diferenciados ( $\text{SiO}_2 \geq 70 \text{ wt}\%$ ), além de rochas vulcânicas e subvulcânicas ácidas associadas, todas com idades muito próximas, em torno de 590 Ma.

## **5. MAGMATISMO TARDIO NO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS**

Nas áreas abordadas neste estudo, o magmatismo tardio do Batólito Florianópolis é composto por rochas plutônicas e vulcânicas da Suíte Pedras Grandes (SPG), Suíte Cambirela (SC) e Suíte Zimbros (SZ), todas com características geoquímicas similares e com um posicionamento em um curto espaço de tempo (ca. 590 Ma). Neste item será apresentada uma revisão bibliográfica com os dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos existentes na literatura (*cf.* referências em materiais e métodos).

### **5.1. SUÍTE PEDRAS GRANDES**

A Suíte Pedras Grandes já foi definida de diversas formas, abrangendo diferentes unidades conforme evoluíram as pesquisas e a cartografia do Escudo Catarinense (Fig. 10). Na área estudada, esta suíte compreende os Granitos Vila da Penha e Serra do Tabuleiro, rochas de composição e textura muito similares e que durante muito tempo foram classificadas como uma mesma unidade, até a separação proposta por UFRGS (1999).

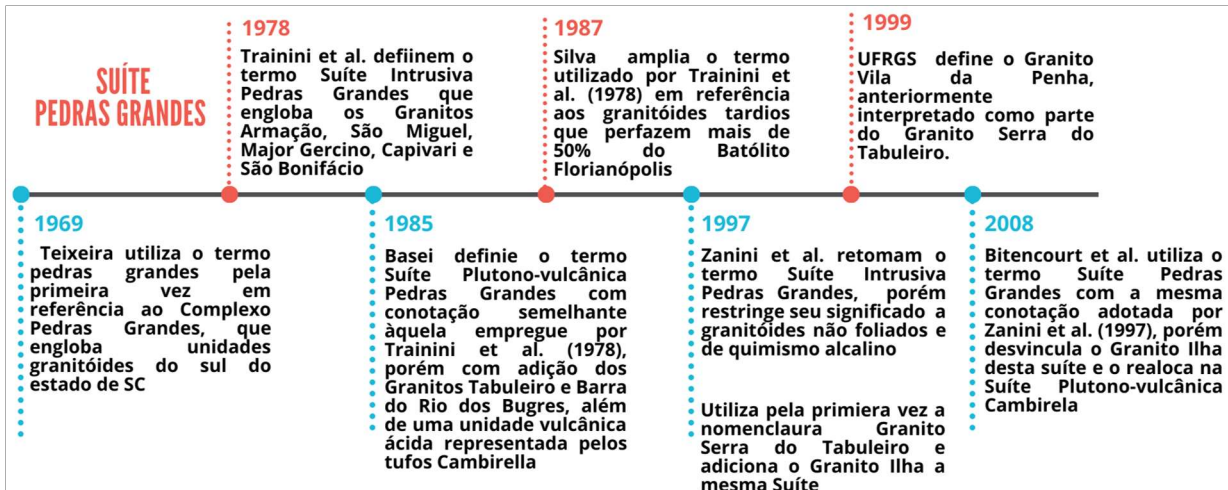


Fig. 10: Evolução temporal das principais definições para a Suíte Pedras Grandes.

### 5.1.1. Granito Serra do Tabuleiro

Zanini *et al.* (1997) descrevem o Granito Serra do Tabuleiro (GST) como um plúton semicircular de 25 km de diâmetro, com contatos tectônicos em toda sua extensão e que faz contato com o Complexo Águas Mornas, Complexo Queçaba, Suíte Intrusiva Maruim e Granito Paulo Lopes. Os autores também citam intrusões de riolitos e coberturas tufo-riolíticas associadas a Suíte Cambirela que ocorrem dispostas nas bordas do GST. O Granito Serra do Tabuleiro varia entre monzo e sienogranitos leucocráticos, isotrópos, de textura predominantemente equigranular média a grossa, com algumas ocorrências porfíricas. Na região de Paulo Lopes, local onde existem trabalhos de cartografia em maior escala, Bitencourt *et al.* (2008) definem três fácies para o GST descritas como equigranular, heterogranular e porfírica, as quais foram cartografadas primeiramente durante o mapeamento geológico de UFRGS (1999). UFSC (2018) e Moraes (2019) também identificaram as três fácies descritas anteriormente para o GST e as classificaram como fácies equigranular, inequigranular e porfírica, todas elas com feições petrográficas indicativas de colocação em crosta rasa (*i.e.*  $\text{SiO}_2 > 73 \text{ wt}\%$ , textura micrográfica, texturas de exsolução, contatos difusos entre o GST e xenólitos ou diques de rochas vulcânicas da SCa). Os dados geocronológicos obtidos por Silva *et al.* (2005) apontam idades de cristalização em  $597 \pm 9 \text{ Ma}$ . (U-Pb SHRIMP em zircão) para o GST.

Os dados geoquímicos apresentados por Moraes (2019) classificam o GST como fracamente peraluminoso e subalcalino, pois mesmo com um notável enriquecimento em álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,47 \text{ a } 8,88 \text{ wt}\%$ ) os valores ainda não são suficientes para classificar essa unidade como pertencente à série alcalina. Nos diagramas discriminantes de Eby (1992), o GST é classificado como um granito pós-colisional do tipo A<sub>2</sub>, o que indica uma contribuição

principalmente crustal para a geração deste granito que é produto de uma longa história de diferenciação magmática evidenciada pelos altos valores de  $\text{SiO}_2$  (73,4-78,95 wt%),  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) > 0,9$ ,  $\text{MgO} < 1$  wt%,  $\text{Sr} < 30$  ppm, anomalias negativas de Eu pronunciadas e razões Rb/Sr elevadas (1,85-81). Interações mantélicas são evidenciadas por enclaves microgranulares máficos que ocorrem de forma rara e esparsa.

### 5.1.2. Granito Vila da Penha

O Granito Vila da Penha (GVP) aflora principalmente ao sul do GST e tem ocorrência restrita à região homônima, localizada nos arredores do município de Paulo Lopes. O GVP é composto principalmente por biotita sieno a monzogranitos, isotrópicos a fracamente foliados, dividido em duas fácies denominadas heterogranular e porfirítica (UFRGS, 1999; Bitencourt *et al.* 2008) ou inequigranular seriada e porfirítica (UFSC, 2018). As texturas e mineralogia são muito similares às descritas para o GST, com caráter distintivo marcado principalmente por biotitas de caráter precoce e ausência de hornblenda, além de pequenos enxames de enclaves microgranulares máficos de escala centimétrica que são registrados com muito mais frequência quando comparados ao Granito Serra do Tabuleiro (Bitencourt *et al.*, 2008).

Assim como o GST, o GVP apresenta mineralogia acessória composta por allanita, titanita e zircão e teores de  $\text{SiO}_2 > 73$  wt%, razões  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) > 0,85$ , baixas quantidades de Sr ( $< 80$  ppm) e razões Rb/Sr elevadas (6-11), porém muito menores em relação ao GST.

## 5.2. SUÍTE CAMBIRELA

A Suíte Cambirela (SCa) já foi definida de diferentes maneiras (Fig. 11). Neste trabalho, adota-se a proposta realizada por Bitencourt *et al.* (2008) onde o Granito Ilha é vinculado a esta suíte e conseqüentemente ao vulcanismo representado pela Sequência Vulcânica Ácida Cambirela (Santos *et al.*, 2019).

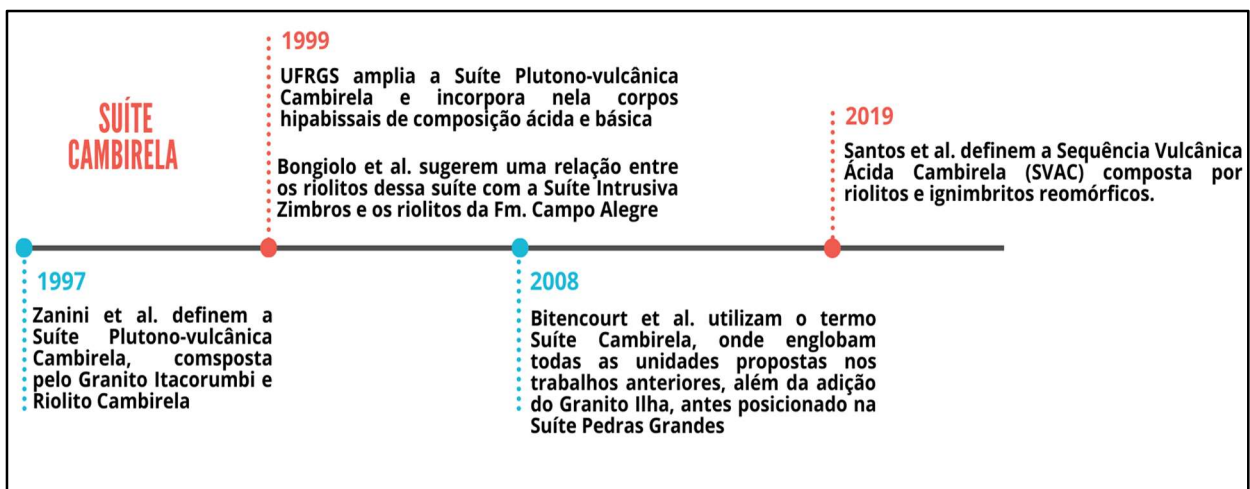


Fig. 11: Evolução temporal das definições para a Suíte Cambirela.

### 5.2.1. Granito Ilha

O Granito Ilha (GI) foi definido por Zanini *et al.* (1997) com o intuito de renomear o Granito Grosseiro Ilha, cartografado por Scheibe e Teixeira (1970). Na Ilha de Santa Catarina, o GI é descrito como a principal litologia com afloramentos menores em regiões continentais litorâneas entre os municípios de Florianópolis e Paulo Lopes (Zanini *et al.* 1997; UFSC, 2018).

Esta unidade é composta por monzo a sienogranitos de estrutura maciça com raras ocorrências de foliação magmática, textura equigranular média a grossa com ocorrência de minerais máficos na forma de agregados intersticiais, zircão, apatita e opacos como minerais acessório, além de enclaves microgranulares máficos. O Granito Ilha foi dividido em duas fácies denominadas fácies biotítica e fácies leucogranítica (UFRGS, 1999). Venulações aplopegmatíticas centimétricas e xenólitos do Granito Paulo Lopes (Bitencourt *et al.* 2008) e Complexo Águas Mornas (Zanini *et al.* 1997) também são registrados nesta unidade.

Os dados geoquímicos apresentam valores de SiO<sub>2</sub> entre 74 e 76 wt%, FeO<sub>t</sub>/FeO<sub>t</sub>+MgO > 1,1, baixo Sr (< 91) e razões Rb/Sr menores (<4) em relação às demais unidades. As idades de cristalização obtidas para o Granito Ilha resultaram em 585,5 ± 1.2 Ma, 593,9 ± 2.4 Ma e 599,4 ± 2.7 Ma (zircão via LA-ICP-MS) e indicam que a cristalização deste plúton ocorreu em um intervalo mínimo de 15 Ma em decorrência de pulsos magmáticos polintrusivos. As razões <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> variam entre 0,708 e 0,710 e os valores de εNd<sub>t</sub> variam entre -5,6 e -6,1 (Corrêa 2016).

### 5.2.2 Sequência Vulcânica Ácida Cambirela

A Sequência Vulcânica Ácida Cambirela (SVAC) é composta pelas unidades efusivas e piroclásticas que compõem a Suíte Cambirela (Santos *et al.* 2019), denominadas Riólito Cambirela (574±1,8; 587±3,2; U-Pb via LA-ICP-MS; Corrêa 2016) e Ignimbrito Cambirela. Estas rochas representam o único evento vulcânico neoproterozoico no BF, assim como marcam o final das atividades magmáticas no Domínio Sul do Escudo Catarinense.

O Riólito Cambirela é representado por derrames de composição riolítica a dacítica, maciços ou com estrutura de fluxo, com textura porfirítica de matriz afanítica ou muito fina. Ocorrência de enclaves microgranulares máficos e xenólitos dos Granitos Paulo Lopes e Serra do Tabuleiro também são registradas em alguns locais (Zanini *et al.* 1997; Bitencourt *et al.* 2008). O Ignimbrito Cambirela apresenta comportamento reomórfico, raramente *lava-like*, com textura porfirítica e matriz fina a afanítica, fortemente soldados com textura eutaxítica pronunciada e conteúdo variável de cristais, além de fragmentos líticos e fragmentos vítreos

(Bitencourt *et al.* 2008; Lange 2016). A mineralogia acessória é composta por zircão, titanita e allanita. Os dados geoquímicos para as rochas dessa unidade são uniformes em relação às unidades graníticas apresentadas até agora com altos valores de SiO<sub>2</sub> (>73 wt%), teores de álcalis entre 7 e 9 wt%, baixos teores de Ca (<1%) e Sr (12-47 ppm) e baixas razões Rb/Sr (<19) e valores de  $\epsilon\text{Nd}_t$  de -5,4.

### 5.3. SUÍTE ZIMBROS

A Suíte Zimbros (SZ) ocorre na região sul de Porto Belo onde foi descrita primeiramente por Bitencourt e Nardi (1993) como Suíte Intrusiva Zimbros. Em sua definição inicial, esta suíte é composta por uma unidade plutônica denominada Granito Zimbros e outra unidade hipabissal de composição predominantemente riolítica, mas que possui associação com magmas básicos contemporâneos que ocorrem de forma subordinada. Posteriormente, Bitencourt (1996) classificou esses componentes hipabissais como fácies hipabissal félsica (FHF) e fácies hipabissal máfica (FHM), além de inserir o Granito Morro dos Macacos nesta mesma suíte com base em dados petrográficos e geoquímicos, dado que não são observadas relações de contato desta com as demais unidades graníticas desta suíte.

#### 5.3.1. Granito Zimbros

Diferente das outras unidades apresentadas anteriormente, o Granito Zimbros (GZ) encontra-se dentro dos limites da ZCMG onde registra um caráter tardi-transcorrente marcado por estruturas de deformação *subsolidus* e zonas de deformação transcorrentes que ocorrem principalmente nas porções periféricas do corpo granítico, próximo aos contatos com as encaixantes compostas pelo Complexo Porto Belo e Complexo Granítico Estaleiro. As relações de contato da intrusão também são observadas em locais onde a deformação é ausente ou não se estende até as rochas encaixantes, o que indica uma relação tardia entre o GZ e as unidades mais antigas (Bitencourt, 1996).

O GZ é composto por biotita sieno a monzogranitos foliados, de textura heterogranular grossa a porfirítica com megacristais de K-feldspato perítico. As características petrográficas distintas levaram Bitencourt (1996) a subdividi-lo em duas fácies denominadas biotítica (M' 10-15%) e leucogranítica (M' <5%), as quais apresentam contatos gradacionais entre si. Outra característica diagnóstica dessa unidade é a ocorrência de fenocristais ou agregados de quartzo azul e mineralogia acessória é constituída por allanita, titanita e ilmenita. Os aspectos geoquímicos das unidades graníticas diferem sutilmente das demais unidades



anteriormente apresentadas, com teores de sílica um pouco menos pronunciados, entre 70 e 74 wt%, Sr <130, Ca <1,5 wt% e teor de álcalis entre 7 e 8 wt% (Bitencourt, 1996), sendo o último muito próximo dos valores apresentados para as demais unidades. Os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  são de 0,706 e  $\epsilon\text{Nd}_t$  -5,6, respectivamente, enquanto os dados geocronológicos resultam em  $587 \pm 8$  Ma para a cristalização do Granito Zimbros (U-Pb via LA-MC-ICP-MS; Chemale *et al.* 2012). Essa unidade se destaca pelo alto grau de interação com magmas básicos contemporâneos que são registrados em toda a intrusão na forma de microenclaves dioríticos além de corpos básicos tabulares de contato difuso interpretados como diques sinplutônicos (Bitencourt, 1996).

### 5.3.2. Granito Morro dos Macacos

O Granito Morro dos Macacos (GMM) compreende biotita sieno a monzogranitos de granulação média a grossa, com composição rica em quartzo e relativamente pobre em minerais máficos. Ao contrário do Granito zimbros e das fácies FHM e FHF, o Granito Morro dos Macacos não apresenta quartzo de coloração azulada e têm ocorrência restrita de diques sinplutônicos e enclaves microgranulares máficos. Sua mineralogia acessória é composta por titanita, allanita, apatita e zircão.

As rochas dessa unidade são quase absentes de deformação, que ocorre em zonas muito estreitas e esparsas com características predominantemente rúpteis. Essa unidade se destaca pela semelhança com as unidades da SPG e SCA com valores de  $\text{SiO}_2$  entre 74 e 78 wt%, álcalis entre 7-8 wt%, caráter fortemente redutor com altas razões Fe/Mg, além de idades em  $588 \pm 3$  Ma (U-Pb ID-TIMS; Chemale *et al.* 2012). Os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  e  $\epsilon\text{Nd}_t$  são 0,709 e -5,01, respectivamente.

### 5.3.3. Rochas Hipabissais

As rochas hipabissais são compostas pelas fácies hipabissal félsica (FHF) e máfica (FHM) e restringem-se a uma faixa estreita de direção NE com aproximadamente 1 km de largura e direção paralela à foliação milonítica, o que indica que sua colocação foi controlada pela zona de cisalhamento. A idade obtida em diques da, que compõe 85% do enxame de diques é de  $587 \pm 9$  Ma (U-Pb via SHRIMP; Chemale *et al.* 2012) e indicam uma relação de contemporaneidade desta unidade com o Granito Zimbros enquanto as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  e os valores de  $\epsilon\text{Nd}_t$  resultam 0,710 e -3,84, respectivamente.

## 6. ARTIGO CIENTÍFICO

### **Elemental and isotopic (Sr-Nd-O) geochemistry and U-Pb zircon geochronology of late-stage post-collisional magmatism in the northern segment of the Dom Feliciano Belt**

Lucas Vargas Moraes<sup>1\*</sup>, Luana Moreira Florisbal<sup>1</sup>, Valdecir de Assis Janasi<sup>2</sup>, Maria de Fátima Bitencourt<sup>3</sup>, Lucelene Martins<sup>2</sup>, Larry M. Heaman<sup>4</sup>, Barry Shaulis<sup>4</sup>, Richard Stern<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brazil  
luana.florisbal@ufsc.br

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil  
vajanasi@usp.br, lucemart@usp.br

<sup>3</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil  
fatimab@ufrgs.br

<sup>4</sup> Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Canada  
lheaman@ualberta.ca, shaullis@ualberta.ca

<sup>5</sup> Canadian Centre for Isotopic Microanalysis, University of Alberta, Canada  
rstern@ualberta.ca

\* Corresponding author: +55 48 99183 6660  
E-mail address: lucasvvmoraes@gmail.com

#### **ABSTRACT**

The Ediacaran post-collisional magmatism of the Dom Feliciano Belt is widespread in southern Brazil and Uruguay and is represented by the Florianópolis Batholith in its northern sector. The Zimbros Suite (Area 1) comprises the Zimbros Granite, emplaced within the Major Gercino Shear Zone (MGSZ) at the final stages of its activity, and the Morro dos Macacos Granite, emplaced nearby but outside the high-strain zones. Conversely, the Cambirela Plutono-volcanic Suite (Area 2) occurs far from the deformation sites of the MGSZ and encompasses the Ilha, Vila da Penha, and Serra do Tabuleiro granites and the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (rhyolites + ignimbrites). The plutonic units from both areas are coeval (ca. 590 Ma) and characterised by high-SiO<sub>2</sub> (74-79 wt.%, except for the Zimbros Granite < 74 wt.%), metaluminous to slightly peraluminous, mildly alkaline, high-K, reduced (Fe# > 0,84) A<sub>2</sub>-type

granites that compose two distinct shallow-level plutono-volcanic systems installed in a post-collisional setting at the late stages of the Dom Feliciano orogenic cycle. The units emplaced far from the MGSZ (Area 2) are derived mostly from crustal sources with minor mantle contribution, as indicated by the weakly negative  $\epsilon\text{Nd}_t$  (-4.39 to -6.77), high Fe#, Ce/Nb and Y/Nb ratios and intermediate  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $\sim 7\text{‰}$ ), and show a highly fractionated character with "seagull-shaped" REE pattern and high Eu (Eu/Eu\* 0,02-0,7), Ba and Sr negative anomalies. In contrast, the Zimbros Suite (Area 1) is derived from mantle sources activated and channelised by the MGSZ, with progressive crustal assimilation enhanced by this large-scale structure. The volcanic units from the Cambirela Plutono-volcanic Suite share all characteristics presented for the granitic rocks and are composed of earlier poor-crystal rhyolites ( $586.3 \pm 2.5$  Ma) and later ignimbrites with abrupt faciological variation ( $579.7 \pm 2.4$  Ma) indicating different maturity stages of long-lived magma chambers. The variable U-Th contents and the bimodal  $\delta^{18}\text{O}$  signatures associated with wide intra-sample variations ( $+3.4 \pm 0.4\text{‰}$  and  $+6.9 \pm 0.2\text{‰}$ ) further indicate open-system magmatic processes and the co-eruption of distinct melts and points to the interaction of the volcanic units with distinct magma chambers of the Cambirela plutono-volcanic system.

**Keywords:** Shallow-level plutono-volcanic systems, Dom Feliciano Belt, high-silica magmatism, post-collisional setting.

## 1. Introduction

Heat, mass, and fluid transfer processes related to the formation and growth of the continental crust along deformed and undeformed domains; the formation, modification, and recycling of the continental crust and its interplay with mantle sources are key research themes for understanding the Earth's crust genesis (Annen et al., 2006; Annen and Sparks, 2002; Dufek and Bergantz, 2005; Petford and Gallagher, 2001). Establishing the link between tectonics and magma generation, transport, emplacement, and eruption can significantly improve our understanding of crust-forming processes and help determine the architecture and composition of the Earth's lithosphere.

Coeval volcanic and plutonic rocks share many similarities. When studied as a single system, they provide important clues for understanding the processes that led to the differentiation of the crust, especially the generation of shallow level silicic continental crust (Bachmann et al., 2007). The space-time link between volcanism and plutonism and the investigation of their sources and evolution processes can also help to constrain tectonic settings (Ondrejka et al., 2021; Song et al., 2015; Turner et al., 1999).

The sources of highly evolved magmas ( $\text{SiO}_2 > 75$  wt. %) are still a major challenge to igneous petrology (Bachmann and Bergantz, 2008a). Combinations of two end-member mechanisms are commonly invoked to explain the sources of such magmas: partial melting or recycling of crustal material and/or fractional crystallisation of mafic parent, with or without crustal contribution, by AFC processes (Pistone et al., 2020).

Granitoids are one of the most powerful sources of information to investigate orogenic cycles since they are the most abundant rocks in the Earth's continental crust and have a close connection to the geodynamics and tectonic settings, recording different aspects such as source contribution, duration of an event and its kinematic evolution (Bonin, 2007). Moreover, volcanic rocks, their geochemical signatures and the volcanic units' morphology depict the tectonic settings where they were generated and reflect the state and dynamic changes in the magma chambers (Bachmann and Bergantz, 2004, 2008a; Hildreth, 2004;). Hence, understanding and constraining plutono-volcanic connections, volume and timescales of magmatic processes, and the tectonic controls on the evolution of these magmatic systems is a matter of a cross-disciplinary approach and help us to constrain ancient tectonic settings.

The present study combines an integrated analysis of new geological, elemental geochemistry, Sr-Nd whole-rock isotopes, zircon  $\delta^{18}\text{O}$  and U-Pb geochronology data and compiled literature from the past 15 years about the late-stage high- $\text{SiO}_2$  magmatism of the Florianópolis Batholith, southern Brazil. The work aims to analyse the sources and evolutionary processes of two contemporary, shallow-level plutono-volcanic systems at the final stages of the Dom Feliciano orogenic cycle in two distinct scenarios, within shear zones and away from deformation sites, and to discuss the role of deformation in controlling the sources of these systems.

## **2. Geological Setting and Background**

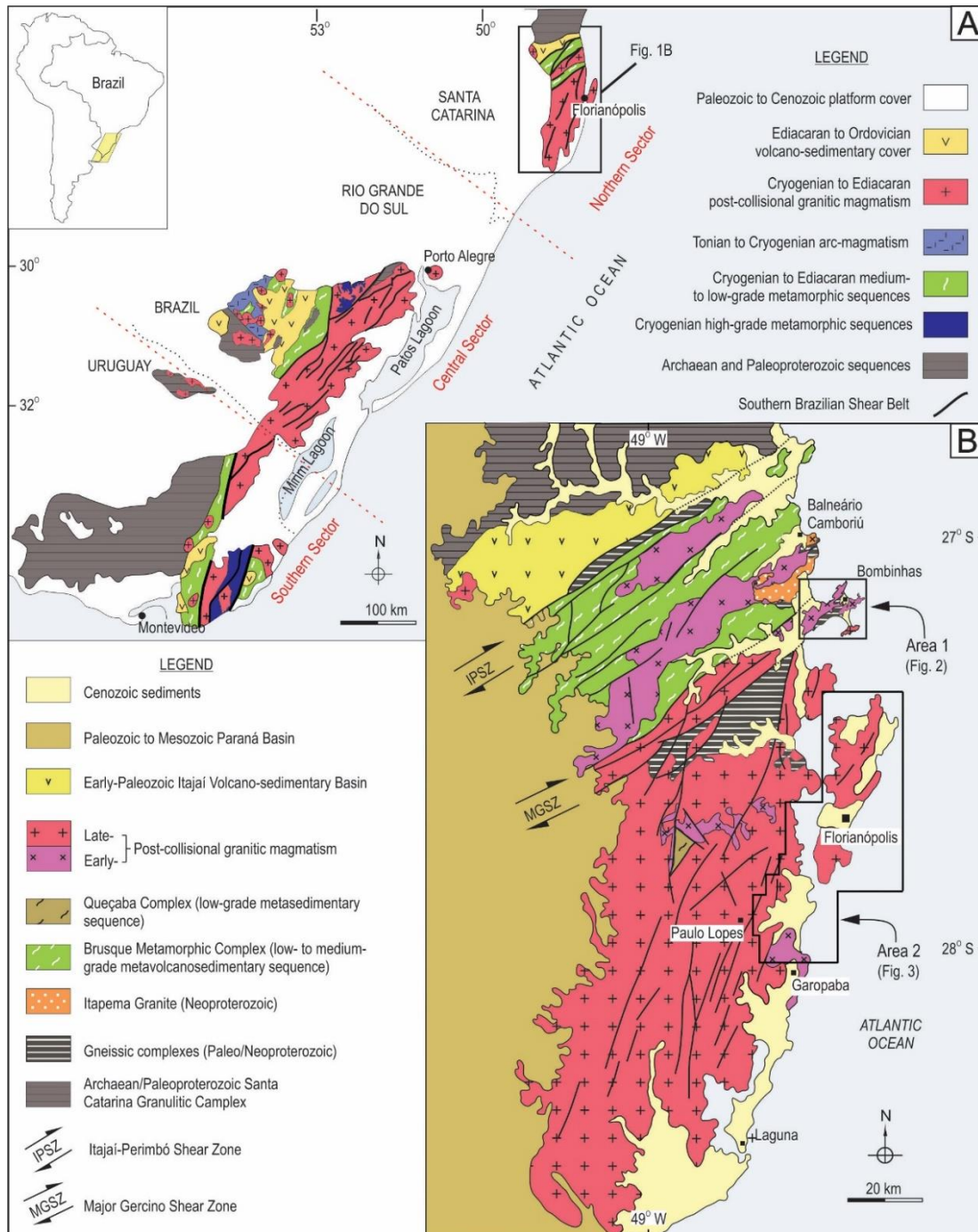
The Dom Feliciano Belt (DFB), in the southernmost portion of the Mantiqueira Province (Almeida et al. 1981), comprises a NE-trending Neoproterozoic orogenic system generated by the amalgamation of the Rio de la Plata, Congo and Kalahari cratons (Fernandes et al., 1995; Fragoso Cesar, 1980; Hartmann et al., 2007; Oyhantçabal et al., 2011; Porada, 1979), which is divided into southern, central and northern sectors (Fig. 1a), corresponding to the shield areas of Uruguay, Rio Grande do Sul and Satana Catarina, respectively.

The main collision (ca. 650 Ma) is registered in the southern and central sectors by peak metamorphism and flat-lying contractional structures observed in high-grade ortho and paragneisses (De Toni et al., 2020a; Martil et al., 2017; Oyhantçabal et al., 2009). The western

part of this orogenic belt is located next to the cratonic areas and outcrop only in the central sector of DFB. It comprises Tonian to Cryogenian rocks (780-700 Ma) interpreted as remnants of a magmatic arc (Saalman et al., 2011; Arena et al., 2016; Phillip et al., 2018), partially covered by volcano-sedimentary Ediacaran rocks (Guadagnin et al., 2010; Paim et al., 2000). The central region in all sectors features a fold and thrust belt, the Tijucas Fold Belt (Hasui et al., 1975), composed of two diachronic volcano-sedimentary sequences with metamorphic ages of 650 Ma and 580 Ma (Battisti et al., 2018; De Toni et al., 2020a). The eastern region comprises a Cryogenian to Ediacaran post-collisional granitic belt (640-580 Ma) represented by the Aiguá, Pelotas and Florianópolis batholiths in Uruguay, Rio Grande do Sul and Santa Catarina, respectively. The genesis of this granitic belt is associated with the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), a lithospheric-scale structure composed of multiple shear zones active in a post-collisional setting that favoured the activation of subduction-modified mantle sources and crustal melting processes (Bitencourt et al., 2000). In addition, the establishment of the SBSB enhanced the ascension and emplacement of this large volume of granitic magma, as well as the interaction between those magmas and coeval juvenile material (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2012a, 2012b). An alternative interpretation for the origin of those granites considers the eastern region granitic rocks as the roots of a magmatic arc (Basei et al., 2000, 2005; Chemale et al., 2012; Fernandes et al., 1992; Passarelli et al., 2010; Silva et al., 2005). However, increasing geochemical and structural data have led several authors to interpret this magmatism as post-collisional (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal et al., 2012a, 2012b; Garavaglia et al., 2002; Martini et al., 2015, 2019; Oyhantçabal et al., 2007, 2009; Peruchi et al., 2021; among others). The early stages of this magmatism were marked by a transpressive tectonic regime, which controlled the emplacement of high-K calc-alkaline magmatism and coeval peraluminous and dioritic minor components. This regime was shortly followed by a transcurrent regime where steeply-dipping structures controlled the emplacement of shoshonitic magmatism. The late stages were marked by a large volume of late-tectonic, mildly-alkaline magmatism of metaluminous to slightly peraluminous character. Evidence of interaction between these magmas and coeval mafic material is often registered, mostly as synplutonic dykes and mafic microgranular enclaves (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000).

The Catarinense Shield (Santa Catarina State, Brazil), northern sector of the Dom Feliciano Belt, is crosscut by two major structures related to the SBSB and referred to as Itajaí-Perimbó and Major Gercino shear zones (Fig. 1b), which limit the North, Central and South Domains of the Catarinense Shield (Florisbal et al., 2012a). The North Domain encompasses high-grade metamorphic rocks of the Santa Catarina Granulitic Complex (Hartmann et al.,

1979), partially covered by the Itajaí and Campo Alegre basins (Guadagnin et al., 2010). The Central Domain comprises the Camboriú Complex gneiss-migmatitic association (Basei et al., 2013; Chemale et al., 1995; Martini et al., 2019), the supracrustal rocks of the Brusque Metamorphic Complex (Basei et al., 2008, 2011; Hartmann et al., 2003; Philipp et al., 2004) and Neoproterozoic granitic intrusions. Finally, the South Domain comprises a large volume of post-collisional granitic rocks from the Florianópolis Batholith (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2012a), along with Paleo- to Neoproterozoic basement inliers.



**Fig. 1.** (a) Geotectonic framework of the Dom Feliciano Belt and surrounding cratonic areas (modified from De Toni et al., 2020b). (b) Geological map of the Santa Catarina Shield (state of Santa Catarina, Brazil) with indication of the studied areas 1 and 2 (modified from Bitencourt and Nardi, 2004).

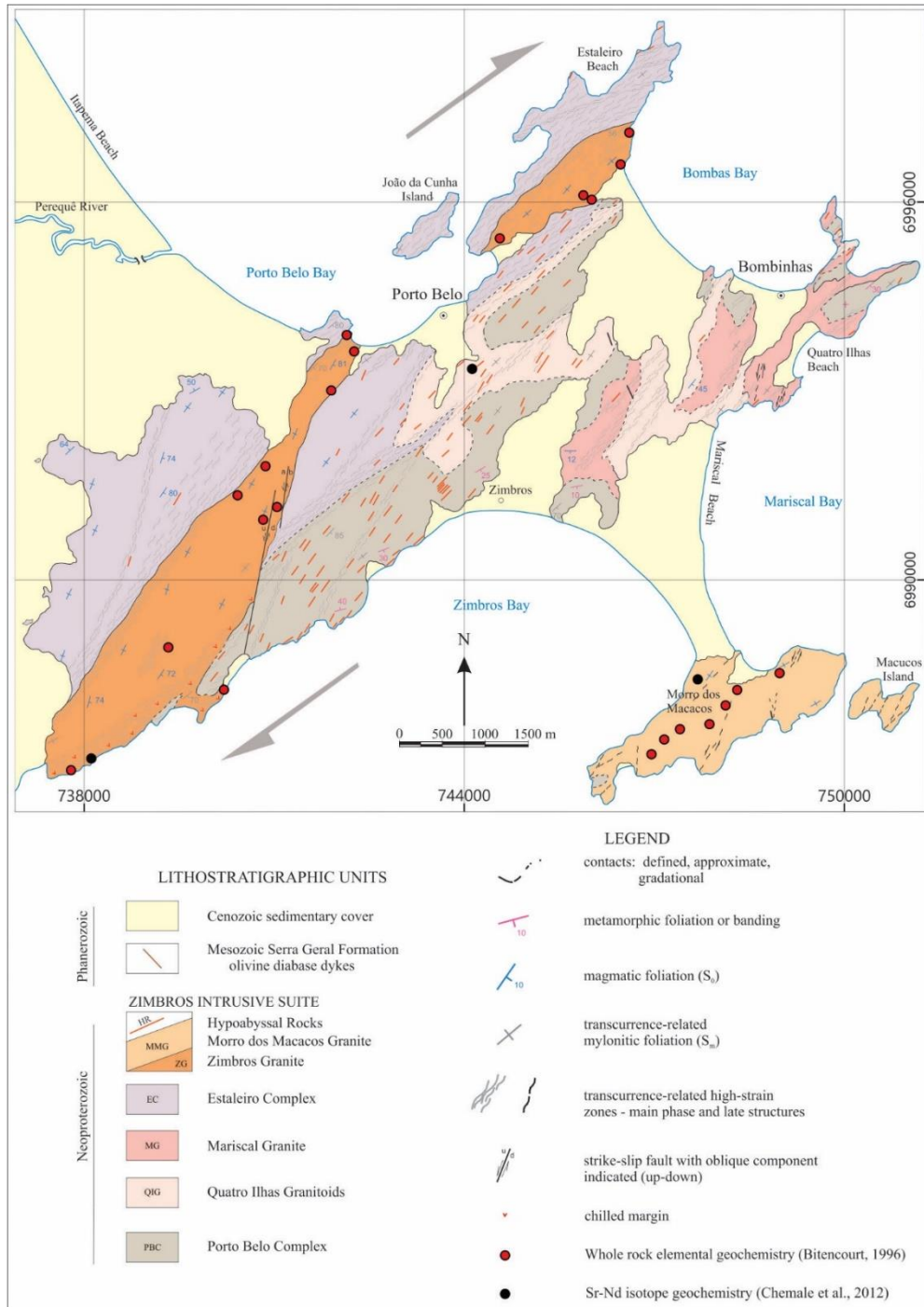
The late phase (ca. 590 Ma) of the Florianópolis Batholith encompasses a large volume of post-collisional granitic rocks of mildly alkaline affinity (Bitencourt, 1996; Bitencourt et al., 2008; Chemale et al., 2012; Santos et al., 2019), with subordinate volcanic varieties, that were emplaced into two different contexts regarding the activity of the Major Gercino Shear Zone (MGSZ), as illustrated in Fig. 1b. This magmatism is the central goal of this study. The main geological, geochemical and geochronological data for this magmatism are summarised in Chart 1 and Table 1, and sample locations are shown in Figs. 2 and 3.

The Zimbros Suite (Bitencourt, 1996) is located in the northeastern part of the Florianópolis Batholith (Area 1) and comprises the Zimbros Granite (ZG) and the Morro dos Macacos Granite (MMG). The former was emplaced within the MGSZ at the final stages of its activity, as indicated by the mylonitic foliation at the borders of the granitic pluton. The latter was emplaced nearby but outside the MGSZ and therefore registers only very local and minor deformation features. No field relations are observed between the MMG and the other Zimbros Suite units and its correlation with this suite is based on the petrographic and geochemical similarities with the Zimbros Granite (Bitencourt and Nardi, 1993). The Zimbros Suite also comprises hypabyssal rocks represented by a dyke swarm oriented parallel to the strike of the main shear zone, with dominant felsic dykes and subordinate mafic and composite ones. Mafic microgranular enclaves and mingling structures are often observed in the Zimbros Granite and composite dykes (Bitencourt, 1996; Tomé et al., 2020).

The southern part of the Florianópolis Batholith (Area 2) encompasses the Pedras Grandes and Cambirela suites (*sensu* Bitencourt et al., 2008). It is situated far from the main deformation sites of the MGSZ, as evidenced by the absence of solid-state deformation in those units (Nardi and Bitencourt, 2007). Consequently, Area 2 is mainly characterised by the extensive occurrence of massive or poorly-foliated hololeucocratic, high-silica granitic rocks with rare mafic enclaves.

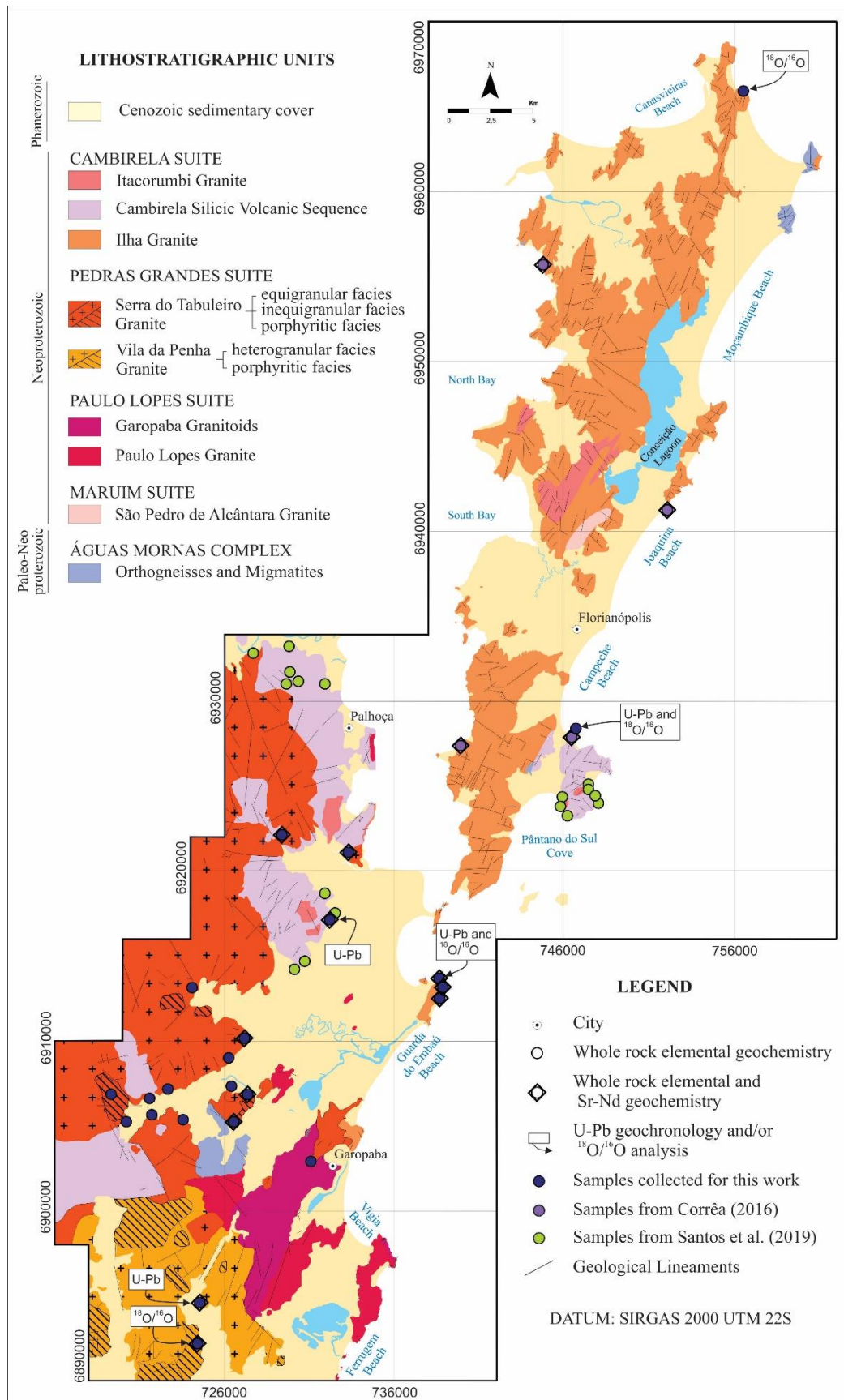
The current stratigraphic subdivision of the studied granitic and volcanic rocks is summarised in Chart 1, where the Pedras Grandes Suite comprises the Vila da Penha (Bitencourt et al., 2008) and Serra do Tabuleiro (Zanini et al., 1997) granites, whereas the Cambirela Suite comprises the Ilha Granite (Zanini et al., 1997) and the effusive and pyroclastic units of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (Santos et al., 2019), being the last one the only volcanic event registered on the Florianópolis Batholith. Bitencourt et al. (2008) reported diffuse contacts between the Ilha Granite and hypabyssal rocks from the Cambirela Suite and, given the close ages and the geochemical similarities pointed out by Zanini et al. (1997),

interpreted those rocks as chronocorrelated, which supports their grouping in the same suite. Santos et al. (2019) reported the occurrence of xenoliths of the Ilha and Serra do Tabuleiro granites in the Cambirela ignimbrites and that the contacts between the base of the pyroclastic pile and the Serra do Tabuleiro Granite is commonly altered and hard to observe. Moraes (2019) reported the existence of synplutonic rhyolite dykes in the Tabuleiro Granite, which suggests an interplay between the volcanic rocks of the Cambirela Suite and both Ilha and Serra do Tabuleiro granites.



**Fig. 2.** Geological map of study Area 1 (Porto Belo region) with location of samples from Bitencourt (1996) and Chemale et al. (2012). Modified from Bitencourt (1996) and Florisbal et al. (2012a).





**Fig. 3.** Geological map of study Area 2 (Florianópolis region) with location of the samples collected for this study, as well as those from Santos et al. (2019) and Corrêa (2016). Modified from Zanini et al. (1997); Tomazzoli and Pellerin (2015) and Bitencourt et al. (2008).

ZIMBROS SUITE	AREA 1	AREA 2	CAMBIRELA SUITE
	<p><b>MORRO DOS MACACOS GRANITE (MMG):</b> biotite syeno- to monzogranites with localized and poorly-developed magmatic foliation; medium- to coarse-grained equigranular or inequigranular texture; xenomorphic quartz and biotite of later growth; perthite and mirmequites are common; titanite, allanite, apatite, zircon and fluorite as accessory phases; mafic microgranular enclaves, aplo-pegmatitic veins and synplutonic dikes; larger dioritic bodies rarely occur<sup>1</sup>. <b>588±3 Ma</b> (U-Pb via ID-TIMS)<sup>2</sup>.</p> <p><b>ZIMBROS GRANITE (ZG):</b> biotite monzo- to syenogranites with milonitic (borders) or magmatic foliation and two compositional facies of gradational contact named biotite-rich (M' 10-15%) and leucogranitic (M' &lt; 5%); heterogranular to porphyritic texture, subhedral bluish quartz, late-formed biotite aggregates, perthite and myrmequitic intergrowth; allanite, apatite, zircon, titanite, ilmenite and rarely fluorite as accessory phases; mafic microgranular enclaves and synplutonic dikes are often registered<sup>1</sup>. <b>587±8 Ma</b> (U-Pb via LA-MC-ICP-MS)<sup>2</sup>.</p> <p><b>HYABYSSAL ROCKS:</b> NE-trend dike swarm of restrict occurrence, with parallel direction to milonitic foliation and 1 km width. It is composed by two facies of felsic (<b>FD</b>) and mafic (<b>MD</b>) dykes. Composite dykes also occur<sup>1</sup>.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- The <b>FD</b> are composed by dacitic and rhyolitic tabular bodies with porphyritic texture and aphanitic to fine- or very fine-grained phaneritic matrix; width ranges from 2 to 4 m, rarely reaching 30 m; mafic microgranular enclaves are often registered, as well as bluish quartz<sup>1</sup>. <b>587±9 Ma</b> (U-Pb via SHRIMP)<sup>2</sup>.</li> <li>- The <b>MD</b> are composed by diabase of fine-grained phaneritic to aphanitic texture; bluish quartz xenocrysts, mainly in the composite dykes; tabular bodies with an average width of 4 m and length that can reach 200 m<sup>1</sup>.</li> </ul>	<p><b>CAMBIRELA SILICIC VOLCANIC SEQUENCE (CSVS):</b> fissural volcanism<sup>6</sup> with pyroclastic and effusive units named Cambirela Ignimbrite (CI) and Cambirela Rhyolite (CR), respectively. The former is dominant in the sequence and it is characterized by rheomorphic ignimbrites with variable content of crystals, lithics and vitreous fragments, immersed in a tuffaceous matrix; eutaxitic to parataxitic textures are incipient<sup>3,6</sup>. The latter is composed of rhyolitic to dacitic lava flows, isotropic or with flow structures; porphyritic texture with aphanitic or very fine-grained matrix; occurrence of mafic microgranular enclaves and Serra do Tabuleiro Granite xenoliths<sup>4,5</sup>; zircon, titanite and allanite as accessory phases<sup>3</sup>. <b>574±1.8 Ma</b> and <b>586.9±3.2</b> (U-Pb via LA-ICP-MS)<sup>7</sup>.</p> <p><b>ILHA GRANITE (IG):</b> monzo- to syenogranites, isotropic or rarely foliated; medium to coarse-grained equigranular texture; globular or amoeboid shaped quartz and interstitial aggregates of mafic minerals; perthite, micrographic and myrmequitic textures; zircon, apatite and opaque minerals as accessory phases; mafic microgranular enclaves, miarolitic cavities, vugs and aplo-pegmatitic venulations also occur. Two gradational facies named leucogranitic and biotite-rich, being the latter of only localized occurrence<sup>3,4</sup>. <b>585.5±1.2 Ma</b>, <b>593.9±2.4 Ma</b> and <b>599.4±2.7 Ma</b> (U-Pb via LA-ICP-MS)<sup>7</sup>.</p>	

**Chart 1.** Diagnostic features and geochronological data of the studied units in the Porto Belo (Area 1) and Florianópolis (Area 2) regions. 1- Bitencourt (1996); 2- Chemale et al. (2012); Bitencourt et al. (2008); 4- UFSC (2018); 5- Zanini et al. (1997); 6- Santos et al. (2019); 7- Corrêa (2016); 8- Silva et al. (2005).

**Table 1.** Petrographic, geochemical and geochronological main features of the studied units from Porto Belo (Area 1) and Florianópolis (Area 2) regions.

Suite	Zimbros			Cambirela		Pedras Grandes	
	Zimbros Granite	Morro dos Macacos Granite	Ilha Granite	Cambirela Silicic Volcanic Sequence	Serra do Tabuleiro Granite	Vila da Penha Granite	
Rock type	biotite monzo- to syenogranites	biotite monzo- to syenogranites	monzo- to syenogranites	rhyolites and ignimbrites	syenogranites (rare monzogranites)	monzo- to syenogranites	
Structure	milonitic (borders) and magmatic foliation	isotropic or rarely poorly-foliated	isotropic or rarely poorly-foliated	rheomorphic ignimbrites	isotropic	isotropic or rarely poorly-foliated	
Mineralogical features	K-F perthitic megacrysts; fenocrysts of bluish quartz; $M^1 = 5-15\%$	$M^1 < 6\%$	xenomorphic minerals, globular quartz and interstitial mafic minerals aggregates	Rhyolites (K-feldspar phenocrysts, devitrified quartz-feldspatic matrix + biotite. Ignimbrites with variable contents of quartz and K-feldspars crystals and crystal fragments+lithic fragments	late-formed biotite and hornblende; rounded quartz	early-formed biotite, euhedric quartz	
Textural features	perthite and myrmecite	perthite and myrmecite	perthite, myrmecite and micrographic texture	eutaxitic texture and perthite	perthite and micrographic texture	perthite and myrmecite	
Accessory phases	allanite, apatite, zircon, titanite e ilmenite	titanite, allanite, apatite, zircon and fluorite	zircon, apatite e opaque minerals	zircon, titanite e allanite	titanite, fluorite, zircon, apatite and opaque minerals	zircon, apatite and opaque minerals	
An content	18-22	15-19	4-12	15-20	26-28 10-12 (porphyritic facies)	11-28	
Occurrence of MME	Abundant	Common	Only localized	Only localized	Rare	Common	

*continue on the next page ...*

...Table 1 continuation

W.R. Elemental geochemistry*	SiO <sub>2</sub> = 70-74; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O = 7.6-9.0 MgO < 1; Fe# > 0.8 Sr < 130 ppm; Rb/Sr < 4.5	SiO <sub>2</sub> = 74-77; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O = 7.0-8.3 MgO < 1; Fe# > 0.8 Sr < 112 ppm; Rb/Sr < 6.3	SiO <sub>2</sub> = 74-76; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O = 7.7-8.15 MgO < 1; Fe# > 0.92 Sr < 91 ppm; Rb/Sr < 4	SiO <sub>2</sub> = 73-77; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O = 6.9-9.0 MgO < 1; Fe# > 0.95 Sr < 91 ppm; Rb/Sr < 19	SiO <sub>2</sub> = 73-79; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O = 7.5-8.9 MgO < 1; Fe# > 0.9 Sr < 30 ppm; Rb/Sr = 1.8 - 81	SiO <sub>2</sub> = 76-78; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O = 7.9 - 8.2 MgO < 1; Fe# > 0.85 Sr < 80 ppm; Rb/Sr = 6 - 11
U-Pb zircon ages*	587±8 <sup>b</sup>	588±3 <sup>c</sup>	585.5±1.2; 593.9±2.4; 599.4±2.7 <sup>b</sup>	580±5 <sup>a</sup> (ignimbrite) 574±1.8 <sup>b</sup> (rhyolite)	597±9 <sup>a</sup>	588 ± 3.3 <sup>a</sup>
εNd*	-5.60	-5.01	-5.6 to -6.1	-5.1 to -5.9	-4.4 to -6.8	-5.8 to -6.0
Nd T <sub>DM</sub> ages (Ga) *	1.56	1.35	1.57 - 1.74	1.30 - 1.76	1.59 - 1.70	1.66 - 1.98
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr *	0.706	0.709	0.634 - 0.660** 0.700** - 0.710 (Corrêa, 2016)	0.671 - 0.784**	0.592 - 0.692**	0.698 - 0.702**
δ <sup>18</sup> O <sub>(VSMOW)</sub> *	-	-	+3.5±0.5‰ and +7.3±0.5‰.	+3.4±0.4‰ and +6.9±0.2‰	-	+7.0±0.2‰
T Zr (°C) *	764-858; $\bar{X}$ = 802	703-788; $\bar{X}$ = 7841	696-805; $\bar{X}$ = 764	764-858; $\bar{X}$ = 802	670-841; $\bar{X}$ = 743	701-702 $\bar{X}$ = 702
*With addition of results from this study (see text)	Oxides in wt%	MME= Mafic Minerals Encaves	W.R.= Whole Rock	a- SHRIMP	b- LA-ICP-MS	c- ID-TIMS
** Anomalous results	Fe#= FeOt/(FeOt+MgO)					

### 3. Materials and Methods

#### 3.1. Data compilation

A database of geological, petrographic, geochemical, Sr-Nd isotopes and U-Pb zircon ages were compiled from papers and academic thesis published in the past 15 years for both studied areas (supplementary files A and B).

#### 3.2. New data

Fieldwork was carried out based on previous maps to collect geological data and samples to fill the dataset gap. New samples from Ilha, Serra do Tabuleiro, and Vila da Penha granites and from the Cambirela ignimbrites and rhyolites were collected for petrographic, elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry. In addition, Zircon U-Pb geochronological and oxygen isotope analyses were carried out in all units from Area 2, except the Serra do Tabuleiro Granite. Twenty-four samples were selected for this work's whole rock geochemistry analyses. Twelve were selected from these samples for Sr-Nd isotopic analyses and four for O isotopic analysis and U-Pb geochronology, both in zircon crystals.

#### 3.3. Analytical procedures

Whole-rock elemental geochemistry analyses were performed at Bureau Veritas Mineral Laboratories via XRF for major elements, Ba, Sr, Rb and Zr, whereas other trace and rare earth elements were analysed by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). Precision for major elements is better than 2%, and for trace elements is better than 10%.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  analysis were performed at Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Universidade de São Paulo. The same powders used for whole-rock elemental analyses were taken into solution by acid attack. The elements of interest were separated in ion-exchange columns following the procedures described in Sato et al. (1995). No spikes were added. The  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios were calculated from whole-rock analyses obtained by XRF (Rb and Sr) and ICPMS (Sm and Nd). The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  were analysed by Thermal Ionisation Mass Spectrometer (TIMS – Thermo Triton) with normalisation values of  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  (Steiger and Jäger, 1978) and a blank of 98 pg.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  analyses were performed by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS Thermo Neptune) with normalisation values of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  (DePaolo, 1981) and a blank of 57 pg. The  $\epsilon\text{Nd}$



values were normalised according to the reference values for the chondritic uniform reservoir presented by Hamilton et al. (1983) with  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.512638$ . The initial  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  were calculated from the crystallisation ages and the elemental geochemistry data obtained by XRF and ICP-MS.

Zircon grains were handpicked, and about 100-150 crystals were selected from the least magnetic zircon fraction and then secured and polished in a standard epoxy mount. After cathodoluminescence and backscattered electron imaging, the  $\delta^{18}\text{O}$  was measured in distinct areas of the zircon crystals via Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS) using a Cameca 1280 IMS Multicollector at the Canadian Centre for Isotopic Microanalysis (CCIM) at the University of Alberta using a  $\text{Cs}^+$  beam and a  $\sim 30\ \mu\text{m}$  spot size. For oxygen isotopes, methods and standards were identical to those reported by Colón et al. (2018b), with a  $\pm 0.21\text{‰}$  1 SD uncertainty based on concurrently run standards. Results for TEM2 zircon run as a secondary standard gave  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = +8.25 \pm 0.04\text{‰}$  (MSWD = 0.87; N = 33; SD = 0.10‰), consistent with the reference value of +8.2‰. For samples VLF-12A, VLF-14A and VLF-24A, U-Pb data were acquired using SHRIMP II e/MC at the Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Universidade de São Paulo. Details of the analytical protocol can be checked in Sato et al. (2014). All U–Pb plots were created using Isoplot® (Ludwig, 2012).

## 4. Elemental Geochemistry

### 4.1. Major and trace elements

A set of 77 samples were selected to represent the distinct composition and textural varieties of the ca.590 Ma magmatism of the Florianópolis Batholith, and the complete dataset is presented in supplementary file A.

The granitic rocks from Area 2 (Ilha, Serra do Tabuleiro and Vila da Penha granites) and the rhyolites and ignimbrites from CSVS, emplaced far from the deformation sites of MGSZ, consist of evolved rocks with high  $\text{SiO}_2$  contents ranging from 73 to 79 wt.% (Fig. 4). These rocks are enriched in alkalis, mainly  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  between 1.1 and 2.6), of metaluminous to slightly peraluminous character (Shand, 1943) and remarkably high Fe# values as high as 0.87 (Fig. 12a). All samples align in trends of negative correlation with  $\text{SiO}_2$  for all major elements. However, some scatter mainly for alkalis are observed in Ilha and Serra do Tabuleiro granites. Considering Rb, Ba, Sr and Zr, all samples overlap and present high Rb and Zr contents, low Sr and variable Ba (Fig. 5). The highest Rb contents are shown by the Ilha Granite, but the Serra do Tabuleiro Granite and the CSVS also show very high Rb/Sr values (Fig. 5) reflecting a strong Sr depletion of both units. The Serra do Tabuleiro Granite has a group of

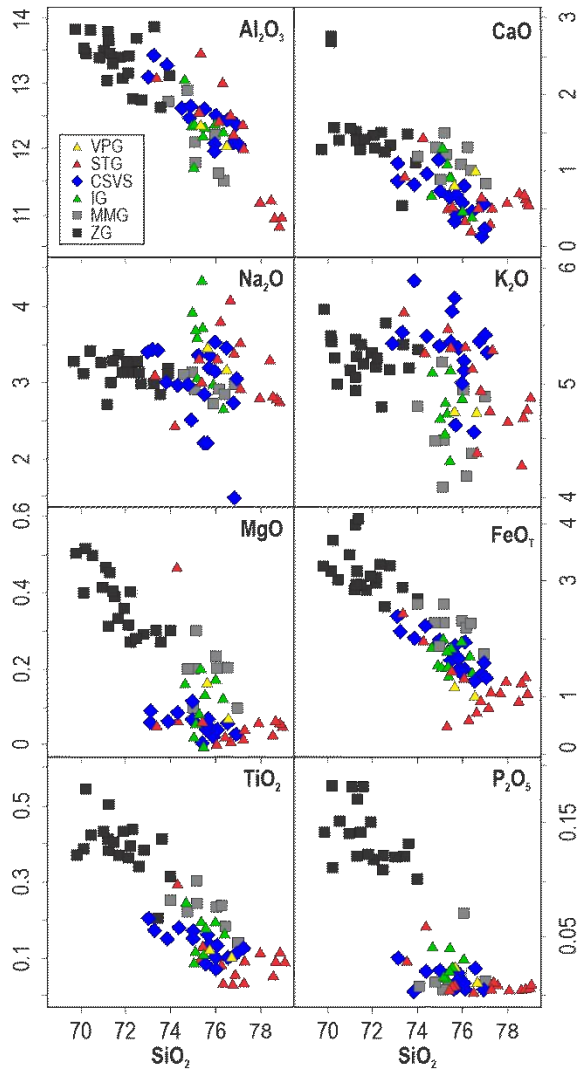
samples of distinct behaviour, with a positive correlation between  $\text{SiO}_2$  and  $\text{FeO}_T$ , CaO and Zr, besides similar values for Sr and Ba, as opposed to the negative correlation shown by the other units. This contrasting behaviour is associated with the presence of high fluorine contents for this unit, as indicated by fluorite as an accessory phase since this element is commonly associated with highly differentiated granitic rocks (frequently up to 1 wt. %) and leads to changes in their geochemical behaviour (Bailey, 1977; Manning, 1981). The presence of F, the highest  $\text{SiO}_2$  content and the strong depletions in Ba, Sr and Eu point to the Serra do Tabuleiro Granite as the most differentiated unit of Area 2.

The chondrite-normalised REE diagram (Boynnton, 1984) shows similar patterns for units from Area 2 with fields that overlap for all samples (Fig. 6a) and high fractionation features with  $[\text{La}/\text{Yb}]_N=0.65-23$  (average=9.5), slight fractionation between LREE and LREE/HREE and no fractionation for HREE, yielding a flat REE pattern with varied but predominantly strong negative Eu anomalies ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N=0.02-0.7$ ; average=0.22). The spidergram normalised to the upper crust (Taylor and McLennan, 1985) also shows a complete overlap of all samples (Fig. 6c) with highlights for high LILE and HFSE values, variable contents of U and Th (especially for the Serra do Tabuleiro and Ilha granites), strong depletion in Ba and Sr and higher values of Hf over P and Zr. These features, in association with Zr/Hf values ranging from 12 to 38, also indicate high fractionation for these rocks, especially for the Serra do Tabuleiro Granite.

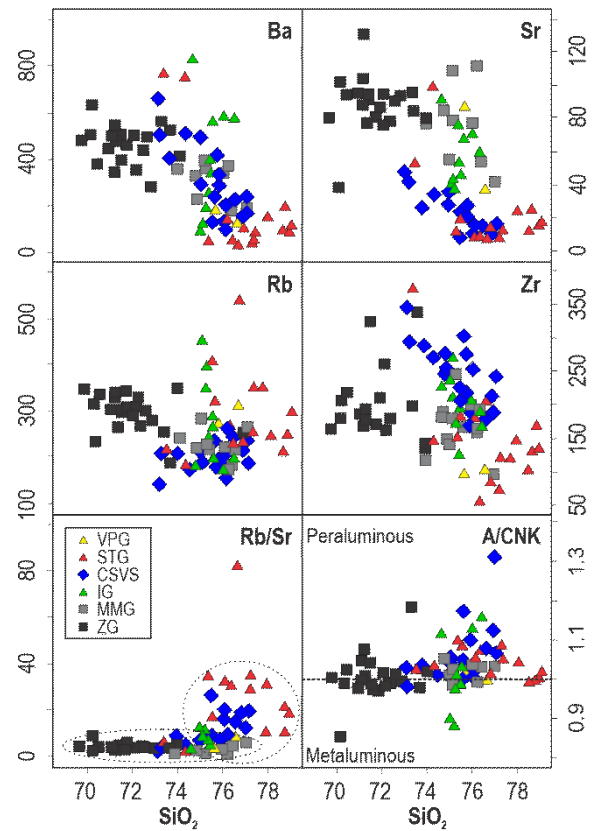
Contrastingly, the granitic rocks from Area 1 (Zimbros Suite), that were emplaced in the late deformational phase of the Major Gercino Shear Zone, comprise less differentiated rocks as the Zimbros Granite, which shows a less evolved character with lower contents of  $\text{SiO}_2$  (70-74 wt. %), higher CaO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO and  $\text{FeO}_T$  and an alignment with the trends formed by rocks from Area 2 (Fig. 4). The Morro dos Macacos Granite shows overlap with the granites and volcanic rocks from Area 2, frequently filling the gap between the least evolved Zimbros Granite and the rocks from Area 2. The Zimbros Suite granitic rocks are metaluminous to slightly peraluminous, with  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratios similar to those of Area 2 (between 1.4 and 2) and Fe# values higher than 0.84 (Fig. 12a).

Considering Rb, Ba, Sr and Zr (Fig. 5), the values overlap those found in Area 2, except for the higher Sr contents observed in the Zimbros Suite. The chondrite-normalised REE patterns for the Zimbros Suite overlap those formed by Area 2 rocks, although with a narrower range of values and more fractionation among the HREE group (Fig. 6b), but with identical LREE fractionation. The least prominent negative Eu anomalies  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N=0.28-0.43$  are observed and indicate less fractionation in this suite. Despite the absence of some trace elements in the

analysis carried out by Bitencourt (1996), the elements available yield an upper crust normalised spidergram with very similar patterns and less pronounced negative Ba and Sr anomalies in comparison to rocks from Area 2 (Fig 6d), which reinforces the least fractionated character of the rocks from the Zimbros Suite.

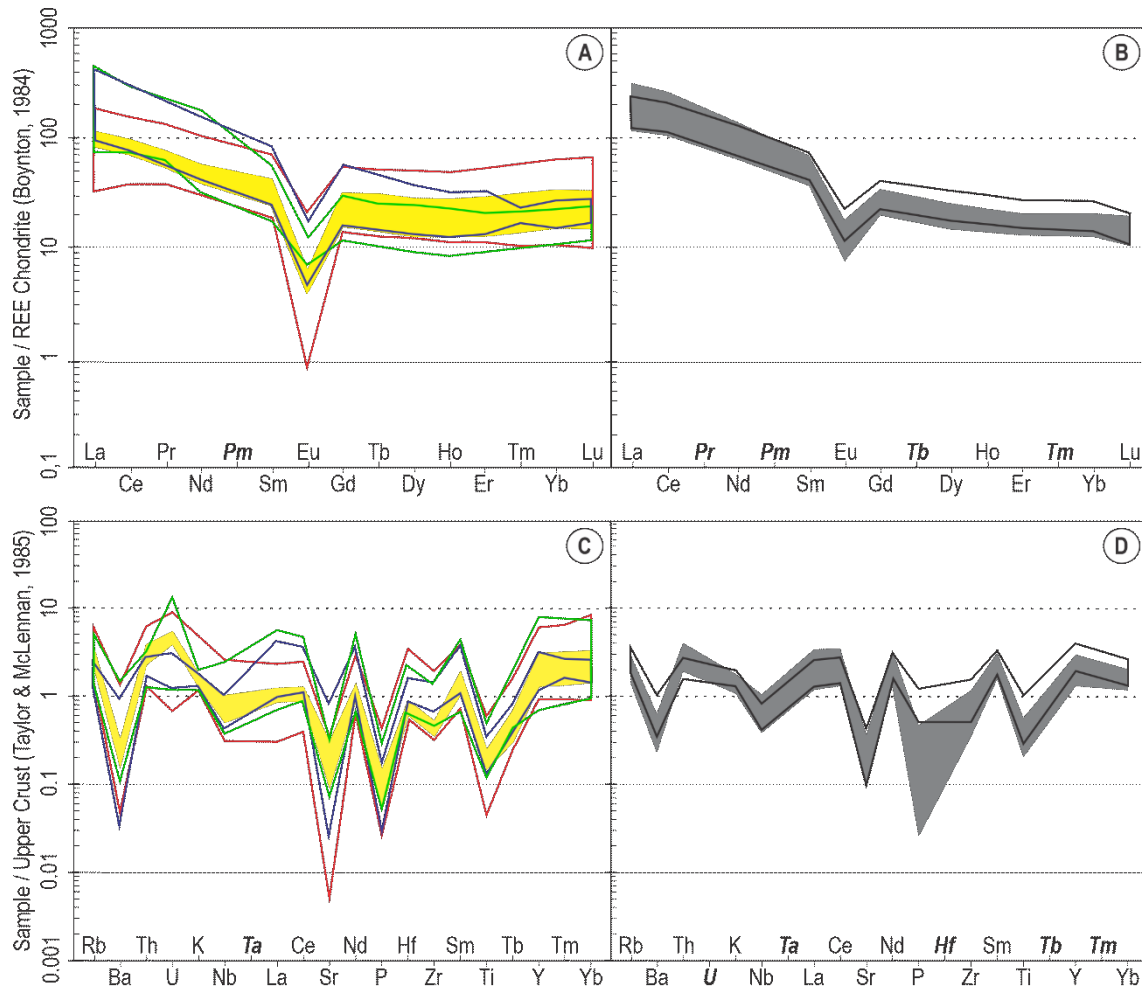


**Fig. 4.** Major element variation diagrams with  $\text{SiO}_2$  as differentiation index for the studied rocks. All data in wt. %.



**Fig. 5.** Trace element and A/CNK variation diagrams with  $\text{SiO}_2$  as differentiation index for the studied rocks.  $\text{SiO}_2$  values in wt. % and trace elements in ppm.





**Fig. 6.** Chondrite normalized REE patterns spidergram (Boynton, 1984). (a) for granites and volcanic rocks from Area 2 and (b) for granitic rocks from Zimbros Suite. Upper Crust normalized (Taylor and McLennan, 1985) spidergram. (c) for granites and volcanic rocks from Area 2 and (d) for granitic rocks from Zimbros Suite. The elements emphasized by bold-italic fonts are those not provided by the analysis carried out.

#### 4.2. Sr-Nd whole-rock isotopes

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  results and the ages used for the initial ratio calculations are presented in supplementary file B, together with the Sr-Nd isotope data from Chemale et al. (2012) and Corrêa (2016).

The units located far from the deformation sites of MGSZ (Area 2) show spurious calculated  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  values ranging from 0.592 to 0.702. Despite the absence of geological meaning, these systematic results indicate that those units were all affected by hydrothermal events which led to the opening of the Rb-Sr isotopic system. The data presented by Corrêa (2016) also showed anomalous values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  for the Ilha Granite and CSVS rhyolites, aside from two samples of the Ilha Granite which yield  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  of 0.708 and 0.710. Otherwise, the  $\text{ENd}_t$  values have a homogeneous behaviour with slightly negative values for all units, ranging from -4.39 to -6.77. The analysed samples of the Ilha Granite, as well as two samples of the Serra do Tabuleiro Granite, resulted in high  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ( $>0.18$ ), probably due to

extensive fractionation of minerals with high LREE/HREE ratios at the source, as monazite and allanite, yielding meaningless  $T_{DM}$  model ages. For this reason, these samples were not used for the construction of the  $\epsilon Nd_t$  vs  $Nd T_{DM}$  ages diagram. Instead, we present the  $\epsilon Nd_t$  and  $Nd T_{DM}$  model ages obtained by Corrêa (2016) for the Ilha Granite, which do not yield anomalous results as the other samples. The granites and volcanic rocks from Area 2 yielded Paleo to Mesoproterozoic  $Nd T_{DM}$  model ages ranging from 1302 to 1980 Ma, with the main cluster between 1571 and 1764 Ma (Fig. 7).

On the other hand, granitic rocks from the Zimbros Suite have  $^{87}Sr/^{86}Sr_i$  ratios ranging between 0.706 and 0.710 and  $\epsilon Nd_t$  values of -5.6 for the Zimbros Granite, -5.01 for the Morro dos Macacos Granite and -3.84 for the felsic dykes. The Zimbros Suite  $Nd T_{DM}$  model ages are strictly Mesoproterozoic, ranging from 1348 to 1565 Ma (Chemale et al., 2012).

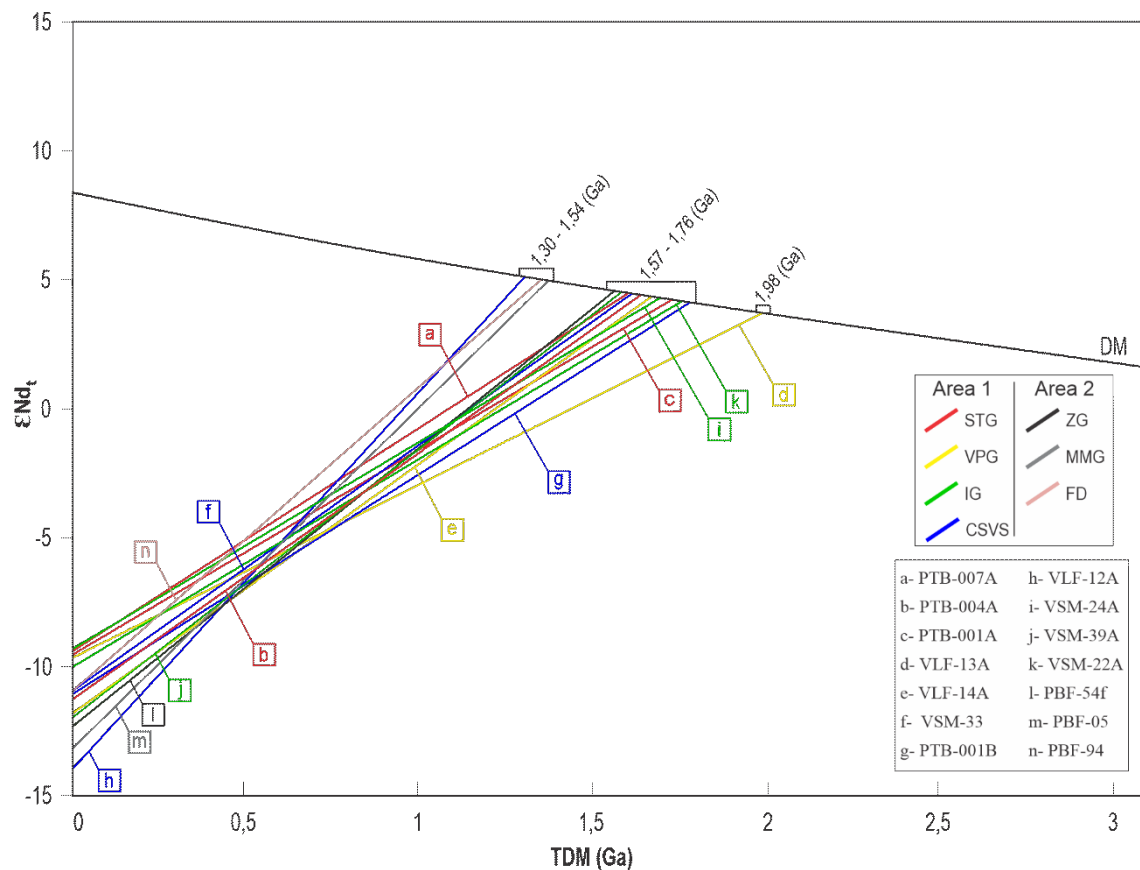


Fig. 7.  $\epsilon Nd_t$  vs Sm-Nd  $T_{DM}$  ages for the studied rocks. DM= depleted mantle curve from DePaolo (1981).

## 5. Zircon U-Pb and $\delta^{18}\text{O}$

Sample locations are presented in Fig. 3, whereas zircon crystals and spot locations are presented in Fig. 8. Geographic coordinates and analytical results are presented in supplementary files A and B, respectively.

### 5.1. U-Pb geochronology

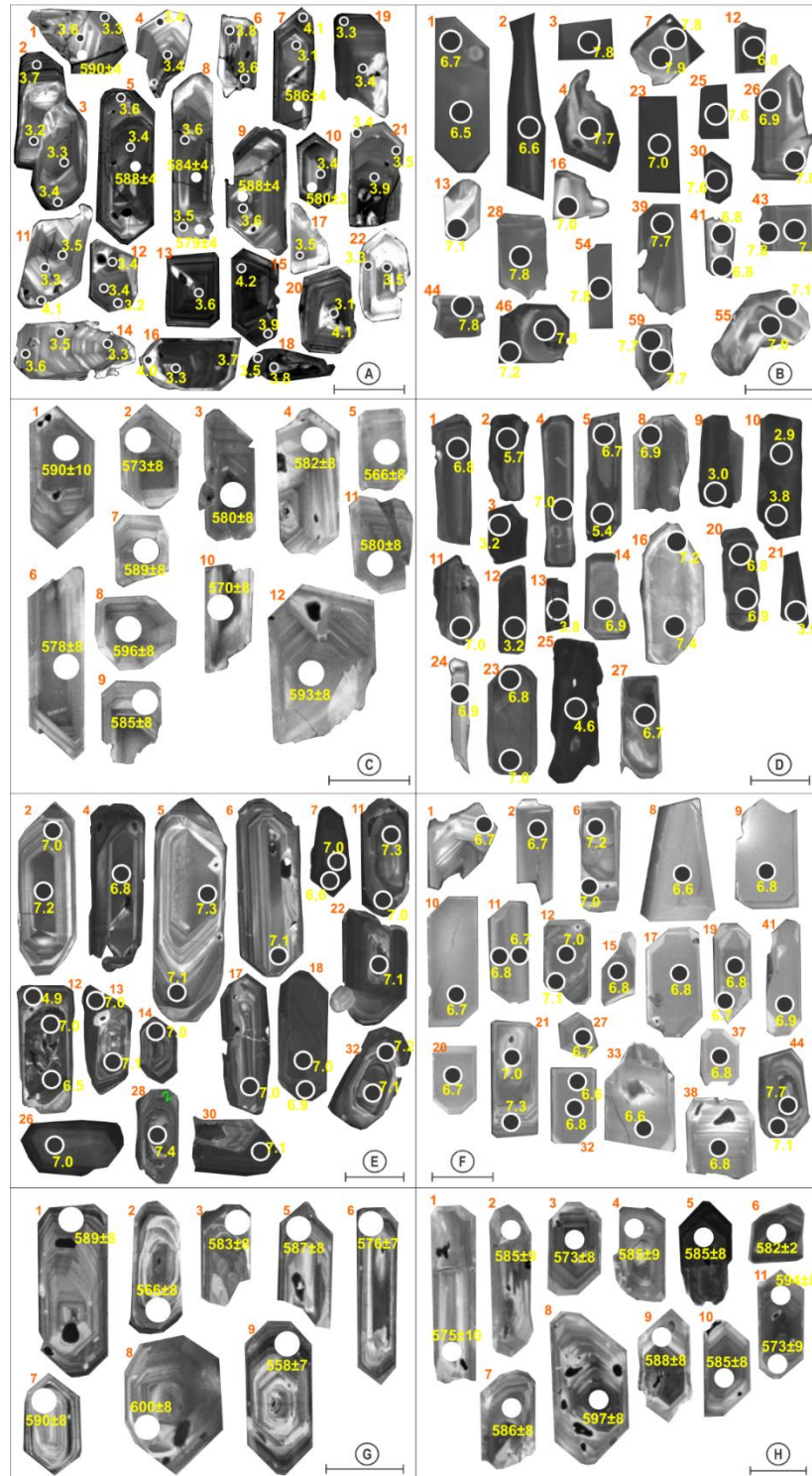
Sample REF-04U from the Ilha Granite is an equigranular leucosyenogranite of allotriomorphic texture with a few biotite aggregates. This sample's zircon crystals are 100 to 220  $\mu\text{m}$ , with dominantly bipyramidal dark crystals and, less commonly, light crystals with curved edges indicating resorption (Fig. 8a). Both groups show well-developed concentric oscillatory zoning and also localised convolute zoning. The dark crystals commonly show blurred zones, especially in the cores. Fractures are observed but were avoided during analysis. A total of seven spot concordant analyses were used for age calculation in this sample, resulting in a concordia age of  $584.5 \pm 1.4$  Ma (MSWD=2.5) (Fig. 9a).

Sample VLF-14A from the Vila da Penha Granite is a poorly-foliated, heterogranular biotite syenogranite with scarce hornblende and euhedral quartz. This sample's zircon crystals are long-shaped, euhedral to subhedral, ranging from 130 to 235  $\mu\text{m}$ , most with bipyramidal terminations (Fig. 8g). Concentric oscillatory zoning is often observed, sometimes associated with convolute zoning. Fractures are rarely observed and were avoided during analysis. A total of eight spot analyses were done, resulting in a concordia age of  $588.3 \pm 3.3$  Ma (MSWD=2.0) (Fig. 9b).

From the two selected samples of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, one is an ignimbrite (VLF-24A) correlated to the lapilli-tuff with high-crystal content (40-50% crystals and fragments of crystals) and eutaxitic structure described by Santos et al. (2019). These samples also have higher amounts of lithic fragments and fiammes. The other sample (VLF-12A) is a porphyritic rhyolite, with K-feldspar phenocrysts immersed in a devitrified quartz-feldspathic matrix that occurs as lava flows with a horizontal tabular shape. Zircon crystals from sample VLF-24A are elongated (85 to 250  $\mu\text{m}$ ) and show two distinct populations, one of bright colour wide crystals with well-developed oscillatory zoning and another of dark colour narrower crystals unzoned or with sector zoning (Fig. 8c-d). Twelve zircon spot analyses were performed on sample VLF-24A and yielded a concordia age of  $579.7 \pm 2.4$  Ma (MSWD=0.37) (Fig. 9d).

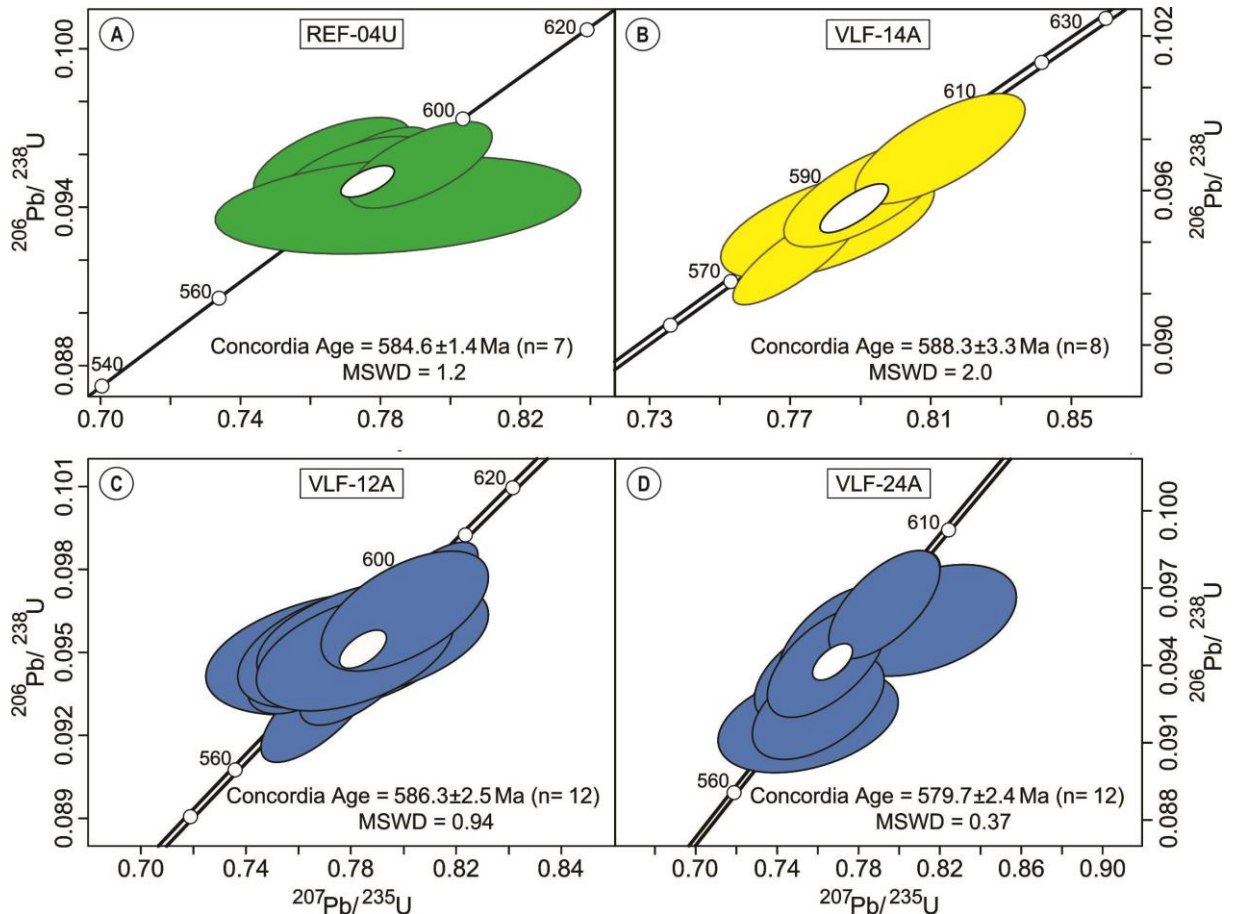
Unlike VLF-24A, sample VLF-12A has a predominance of bright colour zircon grains with well-developed oscillatory zoning with wider zones or patchy zonation that truncate sector

zones. On the other hand, dark-colour crystals are scarce and show wide oscillatory zoning (Fig. 8h). The size of zircon crystals from VLF-12A varies from 100 to 300  $\mu\text{m}$  for both dark and bright zircon grains. Twelve zircon spot analyses were performed on this sample, resulting in a concordia age of  $586.3 \pm 2.5$  Ma (MSWD=0.94) (Fig. 9c). All ages presented are interpreted as crystallisation ages.



(caption on next page)

**Fig. 8.** Cathodoluminescence images of zircon grains selected for O (black spots) and U-Pb (white spots) isotope analysis. (a) REF-04U – Ilha Granite; (b) VLF-07A – Ilha Granite; (c-d) VLF-24A – Cambirela Ignimbrite; (e) VLF-13A (G1) – Vila da Penha Granite; (f) VLF-13A (G2) – Vila da Penha Granite; (g) VLF-14A – Vila da Penha Granite; (h) VLF-12A – Cambirela Rhyolite. Scale bar is 100  $\mu\text{m}$ .



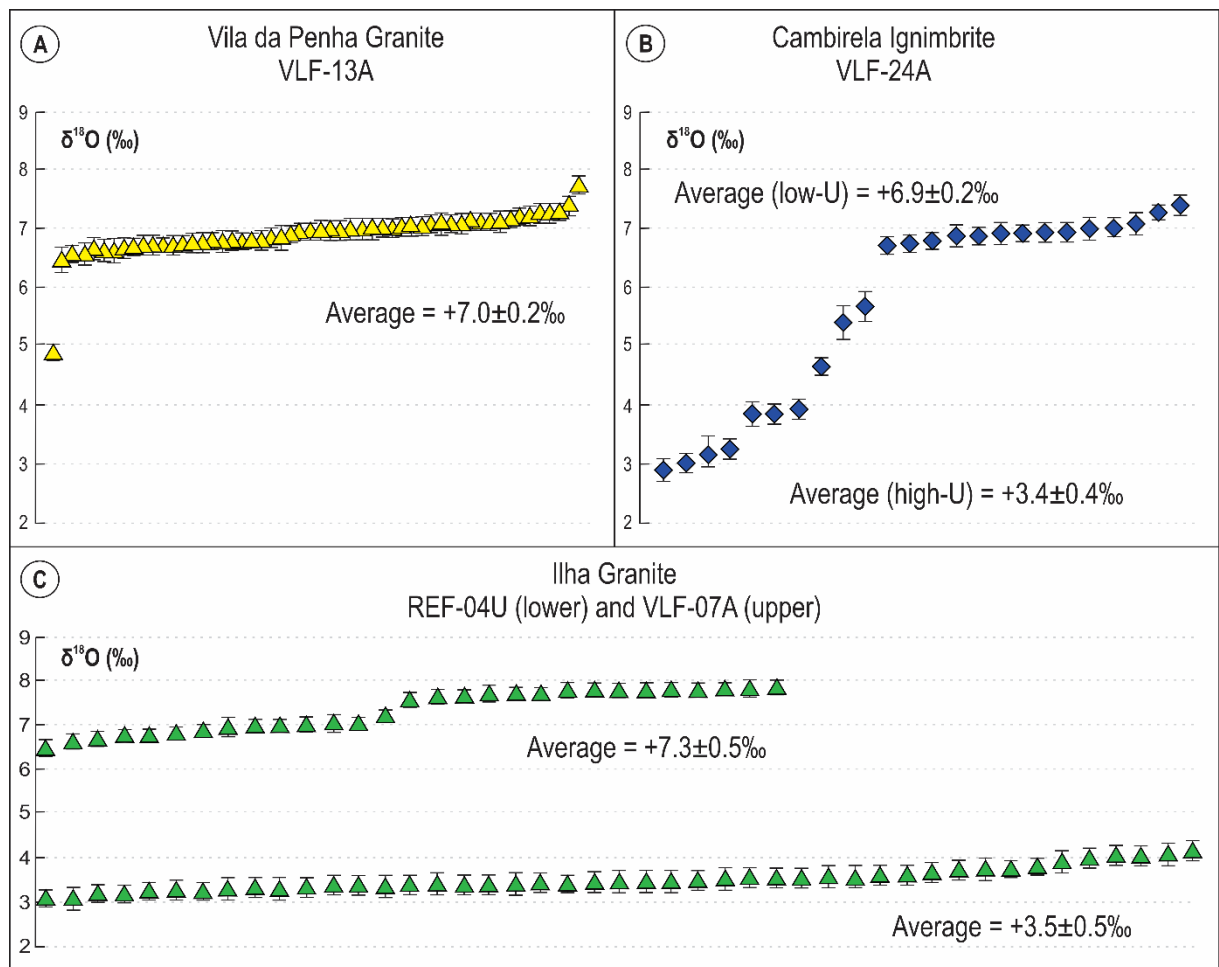
**Fig. 9.** Concordia plot for zircon data obtained from (a) REF-04U – Ilha Granite; (b) VLF-14A – Vila da Penha Granite; (c) VLF-12A – Cambirela Rhyolite (d) VLF-24A – Cambirela Ignimbrite.

## 5.2. Zircon $\delta^{18}\text{O}$

Oxygen isotope analyses in zircon crystals were carried out in the Ilha and Vila da Penha granites and Cambirela Ignimbrite. Images of the zircon crystals were analysed, and the results are shown in Figs. 8 and 10, respectively.

Results for sample VLF-13A (Vila da Penha Granite) are homogeneous, with  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})} = +7.0 \pm 0.2\text{‰}$ , similar to that of sample VLF-07a (Ilha Granite), which has a slightly larger spread of  $+7.3 \pm 0.5\text{‰}$ . In contrast, the other analysed sample from Ilha Granite (REF-04U) results in low- $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})}$  of  $+3.5 \pm 0.5\text{‰}$ , a signature similar to that of oceanic and meteoric water reservoirs (Troch et al., 2020). The ignimbrite from CSVS has a bimodal behaviour. One zircon population, of dark colour and high-uranium content yielded discordant

low values of  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})} +3.4 \pm 0.4\text{‰}$  and the other, of bright colour and low-uranium content, yielded concordant values of  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})} +6.9 \pm 0.2\text{‰}$ . The variations in  $\delta^{18}\text{O}$  results ( $+7.3\text{‰}$  to  $+3.4\text{‰}$ ), in association with intra-sample variations that are often wider than typical analytical uncertainties (i.e.  $> \pm 0.2\text{‰}$ ), indicate open-system magmatic processes as magma mixing or contamination, as well as the influence of surface water and hydrothermal processes. The dataset, taken together with other evidence, such as similar weakly negative  $\text{ENd}_t$  and the elemental geochemical data, points to the remelting of young calc-alkaline crustal material as a possible source for Area 2 rocks (Bindeman and Valley, 2001; Valley, 2003; Valley et al., 2005).



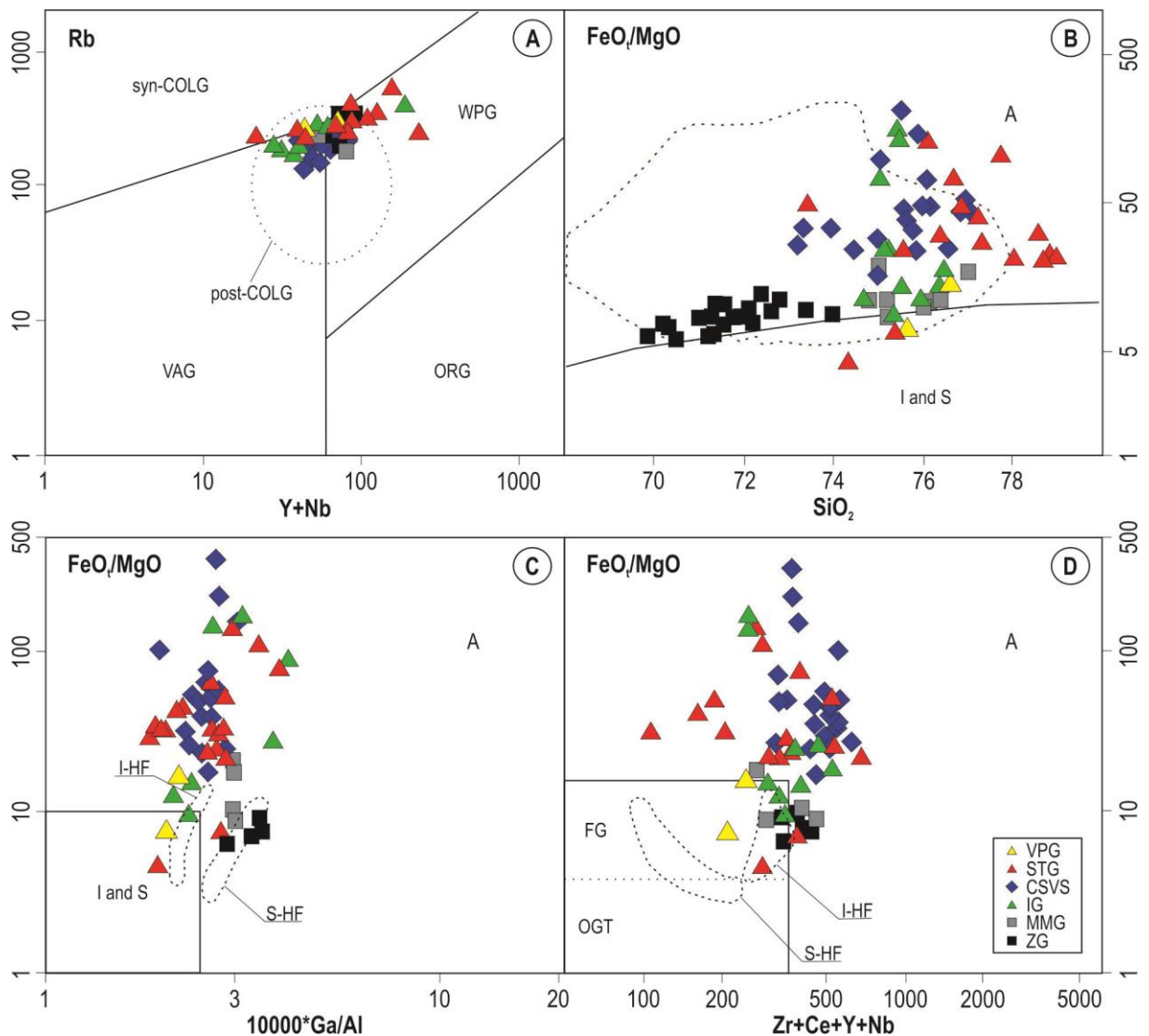
**Fig. 10.**  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})}$  results for zircon crystals from (a) Vila da Penha Granite; (b) Cambirela Ignimbrite and (c) Ilha Granite.



## 6. Discussion

### 6.1. Granite Typology

The non-peralkaline high-silica granitic magmatism (i.e. > 75 wt.% SiO<sub>2</sub>, anhydrous basis) has many geochemical similarities that hinder the distinction between A-type and highly-fractionated I-type granites (Bonin, 2007; Whalen et al., 1987; Wu et al., 2017). One of the main problems comes from the similar geochemical behaviour adopted by elements as calcium and alkalis in highly-fractionated rocks, leading to similar characteristics of both typologies. Therefore, the main parameters used for the discrimination of the studied rocks were the FeO<sub>T</sub>/MgO ratios, LILE and HFSE, in association with the petrographic features reported in the literature, as described below.

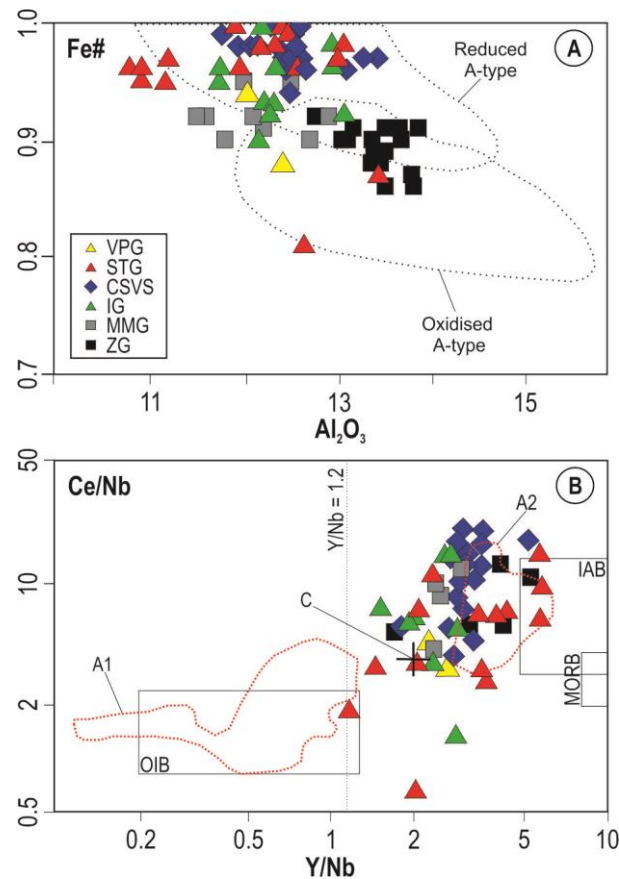


**Fig. 11.** Discrimination diagrams for tectonic environments and granite typology classification. (a) Tectonic discrimination diagram from Pearce et al. (1984); (b) SiO<sub>2</sub> vs FeO<sub>T</sub>/MgO (Eby, 1990). The dashed lines represent the A-type granitic samples analysed by Eby (1990); (c) and (d) A-type discriminant diagrams (Whalen et al., 1987). S-HF and I-HF represent highly fractionated S- and I-type granites. FG= fractionated felsic granites; OGT= unfractionated M-, I- and S-type granites.

The studied rocks are here interpreted as A-type granites due to their mineralogical and geochemical characteristics, such as early-formed quartz, late-crystallised biotite (except for the Vila da Penha Granite, which has early-formed biotite aggregates), low contents of CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and Sr (Figs. 4 and 5); Fe# > 0.9 (Fig. 12a) and/or (Zr + Ce + Nb + Y) > 340 ppm (Fig. 11d), plotting in the WPG field of Pearce *et al.* (1984) discrimination diagram (Fig. 11a); (La/Yb)<sub>N</sub> < 30, and pronounced Sr, Ba and Eu negative anomalies yielding seagull-pattern ETR patterns (Fig. 6). All those characteristics are associated with A-type granites, as suggested by Bonin (2007), Nardi and Bitencourt (2009 and references therein). The Y/Nb ratios higher than 1.2 classify those units as A<sub>2</sub>-type granites (Fig. 12b), a typology interpreted as derived from crustal sources (with variable degrees of mantle contribution), which is commonly emplaced at shallow levels of the crust and is often associated with post-collisional setting (Eby 1990, 1992). Similar to the samples analysed by Eby (1990), the studied rocks form a trend toward the average crustal ratios for Ce/Nb vs Y/Nb (Fig. 12b), pointing to the role of crustal sources in the genesis of these rocks, as also suggested by the weakly negative εNd<sub>t</sub> values. The reduced character shown by the high Fe# ratios (Fig. 12a) further indicates that the studied rocks are derived from quartz-feldspathic igneous sources with low-water content and also of reduced character. Alternatively, they may result from differentiated tholeiitic sources with the same characteristics. As for the Zimbros Granite, the more oxidised character (Fig. 12a) points to possibly deeper sources generated in more oxidising conditions and to major input of subduction-modified mantle material in its genesis (Dall'agnol and Oliveira, 2007).

More than the geochemical data, these rocks are interpreted as A-type post-collisional granites due to their geological setting since they are related to the late stages (ca.590 Ma) of an orogenic system and bear no relationship with the main deformation phases related to the transpressive regime that has controlled all prior high-K calc-alkaline and shoshonitic magmatism, in accordance to the previous interpretations of Bitencourt and Nardi (2000), Bitencourt *et al.* (2008) and Santos *et al.* (2019). In such a scenario, an extensional component has started to become important, as pointed out by the presence of normal faults (Zanini *et al.*, 1997) and the beginning of fissural volcanism (Santos *et al.*, 2019) in Area 2 and the emplacement of a dyke swarm in Area 1, thus creating favourable conditions for the genesis of a large volume of shallow-level A-type post-collisional granites and subvolcanic rocks.





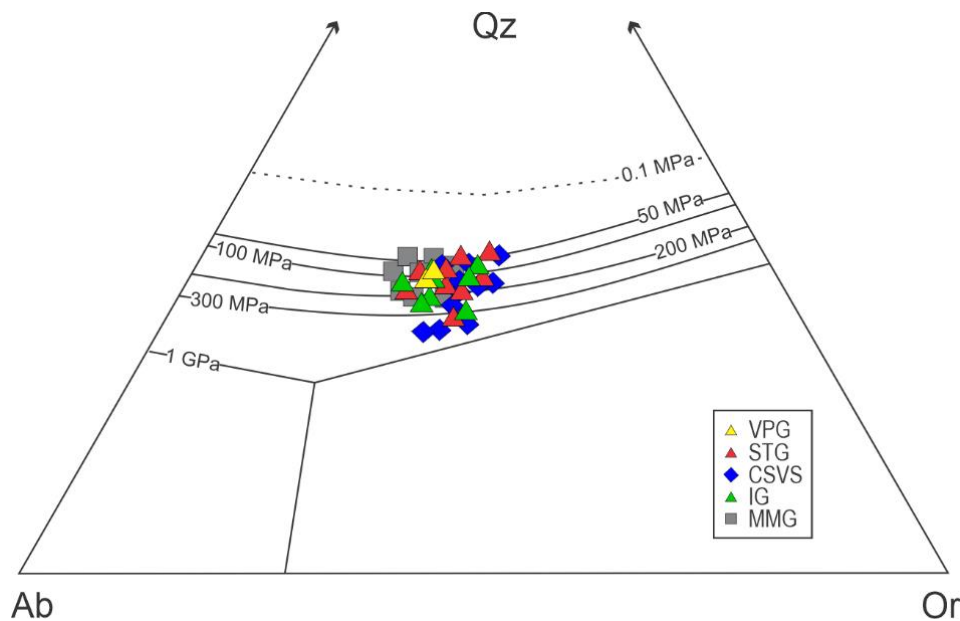
**Fig. 12.** (a) Discrimination diagram between oxidized and reduced A-type granites (Dall’agnol and Oliveira, 2007);  $Fe\# = FeO_T / (FeO_T + MgO)$ . (b) Y/Nb vs Ce/Nb diagram. The red dashed lines represent the A-type granitic samples analysed by Eby (1990); C = average crustal ratios (from Taylor and McLennan, 1985). Emphasis on the trend formation toward the average crustal ratios indicating a crescent participation of crustal material in analogous way to the A2-type samples analysed by Eby (1990).

## 6.2. Lithostatic Pressure and Temperature Estimation

The  $SiO_2$  content and crystallisation pressure are interdependent factors (Gualda and Ghiorso, 2013). For example, in a haplogranitic ternary system (i.e. Qz-Ab-Or), the decreasing pressure leads to the displacement of the quartz-alkali feldspar cotectic towards the quartz apex and to increasing of normative quartz compositions (Fig. 13), which makes high-silica granites intrinsically related to the shallow portions of the crust (Blundy and Cashman, 2001; Gualda and Ghiorso, 2013; Huber et al., 2019). Based on this interdependency, and considering that the studied granitic rocks have yielded highly differentiated compositions ( $SiO_2 > 74$  wt.%, anhydrous basis), close to the granitic minimum, a crystallisation pressure estimate based on the scheme proposed by Blundy and Cashman (2001) and Gualda and Ghiorso (2013) is presented.

The results were obtained from Qz, Ab and Or normative values from the geochemical data on an anhydrous basis, except for those of the Zimbros Granite, whose less evolved character does not fit the applied method. The results were then recalculated according to the

projection scheme proposed by Blundy and Cashman (2001) due to the presence of normative anorthite, which does not exceed 7% for the analysed samples. Nine samples yielded normative corundum higher than 1%, and the other four resulted in pressure estimates lower than 50 MPa. These were not presented with the results in Fig. 13 (see Blundy and Cashman (2001) for further details). The results indicate crystallisation under low-pressure conditions and are consistent with the geological features reported for these units (i.e. high-SiO<sub>2</sub>, synplutonic dykes and granitic xenoliths with sinuous contacts or partially assimilated borders; vugs and miarolitic cavities; micrographic and granophyric textures).

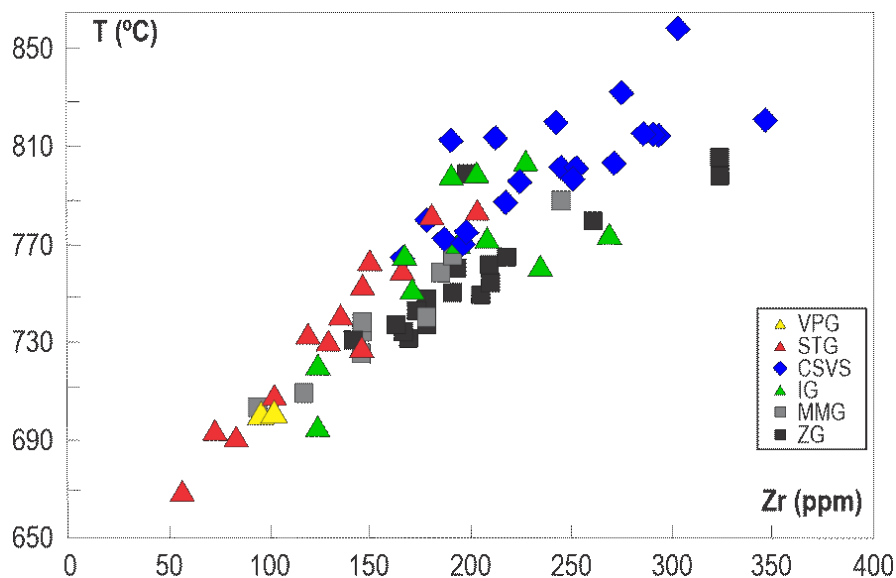


**Fig. 13.** Normative compositions for the studied rocks in the haplogranitic Ab-Qz-Or ternary system. Silica-feldspar cotectics from Blundy and Cashman (2001).

The temperature estimates were based on the model proposed by Boehnke et al. (2013) (see also Watson and Harrison, 1983, Hanchar and Watson, 2003, and Miller et al., 2003), which takes into account the zirconium saturation for silicic melts and its compositions (expressed by the M factor [= (K+Na+2\*Ca) / (Al\*Si)]) as the main parameters to estimate the temperature of granitic melts. However, some attention is necessary since zircon saturation thermometry could reflect the zircon saturation conditions at different stages of crystallisation of the granitic magma and, therefore, would not represent realistic melt temperatures (Miller et al., 2003; Siégel et al., 2018). Nevertheless, considering that the compositions of the studied Area 2 rocks are nearly eutectic and invariably saturated in Zr, but do not bear inherited or early-crystallised zircon crystals (see further discussion), they are suitable for constraining zircon saturation temperatures and accessing crystallisation conditions for the different studied units, at least for comparative purposes since it is important to stress out that the results reflect

temperatures lower than real liquidus temperatures (Siégel et al., 2018) and should not be interpreted as absolute melt temperatures.

The M factor for the granitic rocks is within the acceptable range, with values of 1.11 to 1.61, whereas the temperature estimates range from 670°C to 841°C. The volcanic CSVS equivalents yielded M values between 1.01 and 1.46 and higher temperatures ranging from 764°C to 858°C, which is expected since volcanic rocks represent compositions closer to that of the original melt when compared to plutonic rocks. The contrasting behaviour between Pedras Grandes and Cambirela Suites is noteworthy since the former yields lower temperatures (670-785°C) and Zr contents, whereas the latter shows higher temperatures (696-858°C) and higher Zr contents. The Zimbros Suite granitic units yield a narrower temperature range from 703 °C to 805 °C and a variable zirconium content overlapping all other units (Fig. 14).



(1999), Bachmann and Bergantz (2004, 2008a, 2008b), Bachmann et al. (2007), among many others.

The field relations reported for Area 2 granitic and volcanic rocks by Zanini et al. (1997), Bitencourt et al. (2008), Santos et al. (2019) and in this study, such as "hot" contacts relations as partially resorbed xenoliths of the granites in the volcanic rocks, as well as dykes and aplo-pegmatitic veins with diffuse or interactive contacts with the granitic hosts, added to the similar petrographic features, elemental and Nd isotope signatures and U-Pb zircon ages attest to common sources and evolutionary processes for those units and highlight the contemporary and comagmatic character of this magmatism as the connection between plutonic and volcanic rocks.

The large volume and great compositional/faciological variation reported for those granitic rocks (Bitencourt et al., 2008; Zanini et al., 1997), associated with U-Pb zircon ages of all units that yield a large time span (ca. 15 Ma), denotes the poly-intrusive and long-lived character of these magmatic reservoirs. Moreover, the presence of monotonous, crystal-poor rhyolites ( $586.3 \pm 2.5$  Ma) and of ignimbrites ( $579.7 \pm 2.4$  Ma) with large faciological diversity and abrupt variations of the crystal and lithic fragment contents (Santos et al., 2019) reflect different stages of mush maturity in accordance to the mush model proposed by Bachmann and Bergantz (2004, 2008b) and Hildreth (2004). The geochronological results for the volcanic rocks further indicate that the CSVS volcanism had a wide period of activity and multiple extraction episodes, with the earlier crystal-poor rhyolites representing the less mature stages of the mush and the later-crystallised ignimbrites representing the more mature stages, with the abrupt faciological variations reflecting the chemical heterogeneities of a long-lived magma chamber (Bachmann and Bergantz, 2008a). The variable U-Th contents observed in CL images and in zircon crystal analyses, added to the bimodal  $\delta^{18}\text{O}$  signatures ( $+3.4 \pm 0.4\text{‰}$  and  $+6.9 \pm 0.2\text{‰}$ ) and the associated wide intra-sample variations indicate the co-eruption of distinct melts for the generation of these volcanic rocks and support the hypothesis of interaction of the volcanic units with distinct granitic magma chambers.

#### 6.4. Late-orogenic magmatism of the Florianópolis Batholith as a shallow-level system

The studied granitic rocks from Area 2 show shallow-level crystallisation features as intergrowth textures like graphic or micrographic textures, besides vugs and miarolitic cavities, whereas the link between volcanic and plutonic rocks is suggested by the field relations with the granitic hosts, as addressed before. The geochemical data also support the interpretation of shallow-level crystallisation since rocks with such high silica contents can only be generated at

shallow crustal levels, where pressure is sufficiently low (< 500 MPa) to allow the operation of processes that originate such differentiated rocks (Gualda and Ghiorso 2013; Huber *et al.* 2019). The classification of the studied magmatism as A<sub>2</sub>-type and the characteristics associated with this typology (i.e. seagull-shaped REE with strong depletion in Eu and Sr, high LILE and HFSE and high Fe# values) are also indicative of shallow magmatic reservoirs, as granites with these characteristics are rare in the lower crust and occur mostly at sub-volcanic levels (Bonin, 2007). The low  $\delta^{18}\text{O}$  values of  $3.5 \pm 0.5\text{‰}$  and  $3.4 \pm 0.4\text{‰}$  from the Ilha Granite and Cambirela Ignimbrite, respectively, also corroborate shallow-level sources and emplacement since such values are commonly associated with the roof zones of large shallow magma chambers, where the circulation of meteoric fluids is capable of generating such depletion in  $^{18}\text{O}$  isotopes (Bindeman and Valley, 2001) and supports the proposal of a shallow-level plutono-volcanic system for those units.

Area 1 (Zimbros Suite) shares many of the shallow emplacement characteristics presented for the Area 2 units (i.e. intergrowth textures, high SiO<sub>2</sub> and Fe# content, A<sub>2</sub>-type classification, among others) and also has a considerable amount of associated (sub)volcanic rocks represented by a coeval bimodal dyke swarm, which attest to its shallow emplacement and indicate that a bimodal volcanic activity would have existed but is no longer preserved in the geological record. These characteristics, added to the ones presented by Bitencourt (1996) and Chemale *et al.* (2012), indicate that those rocks also represent a plutono-volcanic shallow-level system.

#### 6.5. Differences between the studied areas and the role of deformation on sources and evolutionary processes

Although both studied areas represent the late stages (~590 Ma) of magmatic activity in a post-collisional setting, mostly controlled by extensional tectonics, it is important to address some of their structural differences since they seem to play an important role in sources and evolutionary processes.

The different emplacement sites within and away from the MGSZ for Areas 1 and 2, respectively, seem to have played a major role in the already highlighted differences observed between the two studied areas. The Zimbros Granite, the only unit that was affected by the late phases of the MGSZ activity, is also the less evolved unit, with lower contents of SiO<sub>2</sub> and higher values for CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO<sub>T</sub> and Sr, whereas the Morro dos Macacos Granite, which was emplaced close, but outside the high strain zone, shares many geochemical characteristics with rocks from Area 2 (Figs. 4 e 5). These features reveal the important role of the MGSZ in channelising mantle material for the studied rocks from Area 1, as this lithospheric-scale structure has acted as the conduit for the ascension of mantle-derived magmas

(Bitencourt and Nardi, 2000), which are more abundant in the Zimbros Suite. Moreover, the Zimbros Suite shows evidence of successive mantle addition, as geochemical and Sr-Nd isotope data suggest the Zimbros Granite evolution by fractionation of mantle sources with minor crustal assimilation (Bitencourt and Nardi, 2000). Additional evidence of magma mingling is the abundance of mafic microgranular enclaves and the existence of synplutonic acidic, basic and composite dykes (Bitencourt, 1996). The composite dykes exhibit basic borders and felsic cores, commonly with magma mingling features, and are usually deformed (Bitencourt, 1996; Tomé et al., 2020). These features suggest recurrent mantle contribution during the Zimbros Suite evolution since they are registered at all emplacement stages of this Suite, from the least evolved Zimbros Granite to the late subvolcanic intrusions. The permanent recharging of the magmatic system, with mantle and crustal contribution at the same time, and the magmatic batches controlled by the intermittent movement of the shear zone is an effective mechanism to prevent extensive fractionation and enables the interplay of the mantle and crustal sources to be registered.

On the other hand, Area 2 granitic and volcanic rocks are emplaced far from relevant deformation sites, which is attested to by the massive to weakly-foliated character of the studied rocks from this area. Normal fault zones commonly control the contacts between units, and the volcanic event that generated the rhyolites and ignimbrites is attributed to fissural volcanism (Santos et al., 2019). All these features point to an extensional tectonic environment related to the collapse of the Dom Feliciano orogenic edifice, a scenario suitable for delamination, stretching of the crust and rising of the regional isotherms caused by mantle upwelling (Bitencourt and Nardi, 2000; Pluijm and Marshak, 2003). The Area 2 extensional tectonic setting and the consequent heat influx have contributed to enhancing crustal melting at shallow levels and the ascent of mantle material, as attested by the scarce occurrence of mafic microgranular enclaves in the granitic rocks. This tectonic environment also enables fractionation and melt segregation, as suggested by the highly evolved and fractionated character of Area 2 rocks and by the lack of inherited or early-crystallised zircons, even in such evolved (and thus, invariably saturated in Zr) magmas, indicating that those zircons were all retained in the fractionated phases (Miller et al., 2003, 2007) leading us to imply that the fractionation and segregation processes were extensive. Therefore, given the fractionation and the evidence of mantle contribution addressed before, it is hard to link the rocks from Area 2 with pure crustal sources. Still, if the mantle was ever an important source for those rocks, its signature is so diluted that it is difficult to track it back.

Furthermore, the geochemical data point to major crustal source contribution, as indicated by high Fe#, Ce/Nb and Y/Nb ratios and intermediate  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $\sim 7\%$ ), despite the weakly negative  $\epsilon\text{Ndt}$  similar to Area 1 and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of 0.708 e 0.710 (for the non-spurious results), pointing to contribution from both sources. Therefore, considering the complex picture drawn by the geological and geochemical data, we interpret the Area 2 rocks as generated by AFC processes, similar to Area 1 but with lesser amounts of mantle material. Such interpretation is based on elemental and isotopic data discussed before and on the fact that the emplacement of Area 2 rocks occurred in a tectonic setting that is suitable for melting of shallow crustal strata as for substantial fractional crystallisation, but also for mantle uprising that contributes not only with heat for partial melting processes, but as a minor source as well.

## 7. Final remarks

Area 1 and 2 granitic and (sub)volcanic rocks represent shallow-level plutono-volcanic associations related to the final stages (ca.590 Ma) of the Dom Feliciano Belt at its northern sector. These rocks were generated in a post-collisional setting and represent the late-orogenic magmatism of the Florianópolis Batholith. This interpretation is reinforced by the low- $\delta^{18}\text{O}$  signatures, as such depletions in  $^{18}\text{O}$  are often associated with extensional tectonic settings and testifies against interpretations of the Florianópolis Batholith as a magmatic arc, for low- $\delta^{18}\text{O}$  values are not registered in arc settings older than 90 Ma (Troch et al., 2020).

All rocks were emplaced under low-P (except for Zimbros Granite which pressure estimates were not possible to constrain) and high-T conditions resulting in a coeval high-silica, metaluminous to slightly peraluminous, mildly alkaline, high-K, reduced A<sub>2</sub>-type magmatism.

The rocks from areas 1 and 2 were generated by an interplay between mantle and crustal sources associated with AFC processes. The mantle contribution in Area 1 is most significant, as highlighted by geological, elemental and isotopic data. On the other hand, Area 2 rocks comprise a large volume of strongly fractionated granitic and volcanic rocks where crustal sources, although more evident in geochemical data, cannot rule out small mantle contribution, as attested by geological evidence, such as scarce mafic microgranular enclaves found in most of the granitic rocks.

The main differences between rocks from areas 1 and 2 are interpreted as related to the tectonic scenario, where the Major Gercino Shear Zone had an important role in controlling sources and evolution processes in Area1, thus favouring the ascent of mantle sources and the assimilation of crustal material trough the evolution of the Zimbros Suite. Otherwise, the rocks from Area 2 were emplaced far from the MGSZ deformational sites in an extensional setting

dominated by normal faults, where sources were mainly controlled by an uprising of the isotherms, which promoted crustal melting at shallow levels, with high meteoric water circulation, as attested by  $\delta^{18}\text{O}$  data.

The comagmatic and contemporary character of Ilha, Serra do Tabuleiro, and Vila da Penha granites and the Cambirela Silicic Volcanic Sequence rocks presented in this study, taken together with evidence of shallow-level emplacement, leads to the interpretation of these units as long-lived mushes and melts of a single shallow-level plutono-volcanic system. Therefore, a stratigraphic rearrangement is here proposed where the Serra do Tabuleiro and Vila da Penha Granites, together with the Ilha Granite and the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, should be regrouped into the Cambirela Plutono-volcanic Suite, a large unit that encompasses shallow-level plutono-volcanic coeval and comagmatic high-silica granites and volcanic (ignimbrites + rhyolites) rocks.

### **Acknowledgments**

This research received financial support from the Brazilian National Research Council (CNPq, Universal Program 404212/2016-6) granted to L.M. Florisbal. The paper is part of Lucas Vargas Moraes MSc thesis who received financial support by scholarship from Fundação de Amparo a Pesquisa e Inovação do Estado de Santa Catarina (FAPESC).



## References

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Neves, B.B., de, B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review* 17, 1–29.
- Annen, C., Blundy, J. D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47 (3), 505–539.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C., 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*. 285, 299–314.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45, 1565–1582.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008a. Rhyolites and the Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology* 49 (12), 2277–2285.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008b. The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements* 4, 17–21.
- Bachmann, O., Miller, C. F., de Silva, S. L. (2007). The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 1–23.
- Bailey, J.C. (1977). Fluorine in granitic rocks and melts: a review. *Chemical Geology* 19 (1), 1–42.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.P., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Brazilian Journal of Geology*. 43, 427–443
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Journal of the Geological Society* 294 (1), 239–256.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139, 195–221.
- Basei, M.A.S., Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, southern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*. 32 (4), 324–350.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South American Platform*. SBG, Rio de Janeiro, pp. 311–334.
- Battisti, M.A., Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Nardi, L.V.S., Konopásek, J., 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: a case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazilian *Journal of South America Earth Sciences*. 88, 253–274.

- Bindeman, I.N., Valley, J.W., 2001. Low- $^{18}\text{O}$  Rhyolites from Yellowstone: Magmatic Evolution Based on Analyses of Zircons and Individual Phenocrysts. *Journal of Petrology* (42).
- Bitencourt, M.F., 1996., Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Bitencourt, M.F., Bongiolo, E.M., Philipp, R.P., Morales, L.F.G., Rubert, R.R., Melo, C.L., Luft Jr., J.L., 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. *RS - Brasil* 1 (35), 109–136.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anai da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3–16.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 186–189.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73, 1–19.
- Blundy, J., and Cashman, K., 2001. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 631–650.
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., Schmitt, A.K., 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology* 351, 324–334.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97 (1–2), 1–29.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies, in: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry* 63–114.
- Buddington, A.F., 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin* 70, 671–748.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Excursion guidebook. Acta Geologica Leopoldensia* 42, 5–117.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22 (1), 184–199.
- Colón, D.P., Bindeman, I.N., Wotzlav, J.F., Christiansen, E.H., and Stern, R.A., 2018. Origins and evolution of rhyolitic magmas in the central Snake River Plain: Insights from coupled high-precision geochronology, oxygen isotope, and hafnium isotope analyses of zircon: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173 (2), 11–18.
- Corrêa, V. X., 2016. Geoquímica, Isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Master's Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C., 2007. Oxidised, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93 (3–4), 215–233.

- Dawson, P.B., Evans, J.R. Iyer, H.M., 1990. Teleseismic tomography of the compressional wave velocity structure beneath the Long Valley region. *Journal of Geophysical Research* 95, 11021–11050.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Konopasek, J., Martini, A., Andrade, P.H.S., Florisbal, L.M., Campos, R.S., 2020. Transpressive strain partitioning between the Major Gercino Shear Zone and the Tijucas Fold Belt, Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, southern Brazil. *Journal of Structural Geology* 136, 104058.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29 (1), 193–196.
- Dufek, J., Bergantz, G.W., 2005. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *Journal of Petrology* 46, 2167–2195.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115–134.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- 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 I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4), 351–374.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South America Earth Sciences* 5, 77–96.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012b. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal granites, southern Brazil. *Lithos* 153, 53–71.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012a. Space–time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LAMC ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216, 132–151
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980. O cráton do Rio de la Plata e o cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense, in: *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia* 5, 2879–2892.
- Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic diorites related to postcollisional brasiliano/pan-african mafic magmatism in the Vila Nova belt, southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519–534.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Jelinek, A.R., Santos, M.N., Borba, M.L., Justino, D., Bertotti, A.L., Alessandretti, L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina state, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research* 180, 156–182.
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., 2013. Low-pressure origin of high-silica rhyolites and granites. *Journal of Geology* 121, 537–545 (2013).

- Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgewater D., Nutman A., 1983. Sm-Nd studies of Archean metasediments and meta-volcanics from W Greenland and their implications for the Earth's early history, *Earth and Planetary Science Letters* 62, 263-272.
- Hanchar, J.M., Watson, E.B., 2003. Zircon saturation thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 89–112.
- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Betiollo, L., 2003. Prolonged paleoproterozoic magmatic participation in the neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Sciences* 16, 477–492.
- 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 no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, pp. 97–123.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V., 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina – descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia* 6, 93–112.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.W., 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências* 5, 257–266.
- Hildreth, W., (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, 169-198.
- Huber, C., Townsend, M., Degruyter, W., Bachmann, O., 2019. Optimal depth of subvolcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nature Geoscience*, 12(9), 762–768.
- Lipman, P.W., (2007). Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere* 3, 1-29.
- Ludwig, K.R., 2012. User's Manual for Isoplot Version 3.75e4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center. Special Publication 5.
- Manning, D.A.C., 1981. The Effect of Fluorine on Liquidus Phase Relationships in the System Qz-Ab-Or with Excess Water at 1 kb. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 76, 206-215.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274–275, 39–52.
- Martini, A., 2019. Migmatitos e a geração de granitos no Complexo Camboriú, SC: controle estrutural, condições de fusão da crosta e gênese do granito Itapema. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2015. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite. *Precambrian Res.* 261, 25–39.
- Miller, C. F. Miller, J. S., 2002. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA. *Lithos* 61, 209–224.

- Miller, C.F., Meschter McDowell, S., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31, 529-532.
- Miller, D.S. Smith, R.B., 1999. P and S velocity structure of the Yellowstone volcanic field from local earthquake and controlled source tomography. *Journal of Geophysical Research* 104, 15105–15121.
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1–4), 282–299.
- Moraes, L.V., 2019. Petrografia e geoquímica elemental do Granito Serra do Tabuleiro na região de Paulo Lopes, SC. Undergraduate Thesis, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.
- Nardi L. V. S., Bitencourt, M. F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. 50 Anos de Geologia, in: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, pp. 125-141.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47 (6), 1493–1503.
- Ondrejka, M., Uher, P., Putiš, M., Kohút, M., Broska, I., Larionov, A., Bojar, A. V., Sobocký, T., 2021. Permian A-type granites of the Western Carpathians and Transdanubian regions: products of the Pangea supercontinent breakup. *International Journal of Earth Sciences* 110(6), 2133–2155.
- 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.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society* 166, 1075–1084.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Wildner, W., 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura* 36 (3), 183–193.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Mc Reath, I., Campos Neto, M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17, 688–703
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956-983.
- Peruchi, F.M., Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Padilha, D.F., Nardi, L.V.S., 2021. Ediacaran post-collisional K-rich granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: An example of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism. *Lithos* 402–403, 106341.
- Petford, N., Gallagher, K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters* 193 (3–4), 483–499.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Souza, E.R., Liz, J.D., Wild, F., Arend, S., Oliveira, A.S., Duarte, L.C., Rivera, C.B., Prado, M., 2004. Caracterização Litológica e

- Evolução Metamórfica da Porção ao Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 34 (1), 21–34.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S., 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano Belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean, in: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*. Springer, Heidelberg, pp. 243–265.
- Pistone, M., Taisne, B., Dobson, K. J., 2020. Editorial: Volumes, Timescales, and Frequency of Magmatic Processes in the Earth's Lithosphere. *Frontiers in Earth Science* 8, 1-4.
- Pluijijm, B.A., Marshak, S., 2003. *Earth Structure*, second ed. W.W. Norton & Company, Inc., London.
- Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira orogen of Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil, interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57, 237-268.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Laufer, A., 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences* 100, 355–378.
- Santos, E.A., Sommer, C.A., Waichel, B.L., Haag, M.B., 2019. Ediacaran post-collisional high-silica volcanism associated to the Florianópolis Batholith, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: lithofacies analysis and petrology. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102299.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Onoe, A.T., Souza, M.D., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP, Série Científica* 14(3), 3–18.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm–Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 315–336.
- Shand, S.J., 1943. *The eruptive rocks*. Second ed., John Wiley, New York.
- Siégel, C., Bryan, S.E., Allen, C.M., Gust, D.A., 2018. Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons. *Earth-Science Reviews* 176, 87–116.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649-667.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I. R., 2005. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): A case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos*, 82(3-4), 503–525.
- Smith, R.L., 1960. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin* 71, 795–842.
- Song, S.G., Wang, M.J., Wang, C., Niu, Y. L., 2015. Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective. *Science China Earth Sciences* 58(8), 1284–1304.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use Of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.

- Taylor, S.R., S.M. McLennan., 1985. *The Continental Crust: Its Composition And Evolution*, Blackwell, Malden.
- Tomazzoli, E.R., Pellerin, M., 2014. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. pp. 1.
- Tomé, C.R., Bitencourt, M.F., Raposo, M.I.B., Savian, J.F., 2020. Magnetic fabric data on interactive syntectonic magmas of contrasting composition in composite dikes from south Brazil. *Journal of Geodynamics* 138, 101754.
- Troch, J., Ellis, B.S., Harris, C., Bachmann, O., Bindeman, I.N., 2020. Low- $\delta^{18}\text{O}$  silicic magmas on Earth: A review. *Earth-Science Reviews* 208, 103299.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., Nowell, G.M., 1999. Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology* 40(6), 1011-1036.
- UFSC, 2018. Mapeamento geológico 1:25.000 de parte das folhas Paulo Lopes (SG-22-Z-D-V-4) e Imbituba (SH-22-XB-II-2), SC. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Valley, J. W., 2003. Oxygen Isotopes in Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1), 343–385.
- Valley, J.W., Lackey, J.S., Cavosie, A.J., Clechenko, C.C., Spicuzza, M.J., Basei, M.A.S., Wei, C.S., 2005. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150(6), 561–580.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
- Wu, F.Y., Liu, X.C., Ji, W.Q., Wang, J.M., Yang, L., 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences* 60 (7), 1201–1219.
- Zanini, L.F.P., Branco, P.M., Camozzato, E., Ramgrab, G.E., 1997. Programa de levantamentos básicos do Brasil. Folha Florianópolis/Lagoa. CPRM/MME, Brasília, pp. 223.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albarède F. 2011. Geoquímica uma introdução. Trad.: Dias F.R. São Paulo. Oficina de textos. 400 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher Ltda. 378 p. Almeida F.F.M., Leonardos O.H., Valença J. 1967. Granitic rocks of the North-East South South America. In: IUSGS/UNESCO Symposium. Recife. Spec. Publ. Recife. 41 p.
- Andrade P.H.S., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S. De Toni G.B. 2021. Intrusion of the Ediacaran multi-pulse Quatro Ilhas Granitoids under inclined transpression, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **112**: 103539.
- Babinski M., Chemale F., Scmus W.R.V., Hartmann, L.A., Silva L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*. **10(3)**: 263-274.
- Bachmann O., Bergantz G.W. 2004. On the origin of crystal-poor Rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*. **45 (8)**:1565-1586.
- Bachmann O., Bergantz G.W. 2008a. The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, Seattle. **4**:17-21, 2008a.
- Bachmann O., Bergantz G.W. 2008b. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology*. **49 (12)**:2277-2285.
- Bachmann O., Miller C.F., Silva S.L. 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of volcanology and geothermal research*. **167**, 23 p.
- Basei M.A.S. 1985. O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado, IGC/USP, São Paulo, 190p
- Basei M.A.S. 2000. Geologia e Modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Tese de Livre Docência, IGC/USP, São Paulo, 123 p.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M. dos 1990.0 batólito Paranaguá: proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal. Anais... Natal: SBG. v. 4, p. 1684-1699.
- Best, M. 2012. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2<sup>nd</sup> ed. Wiley. 452 p.
- Bindeman I.N., Valley J.W. 2001. Low-  $\delta^{18}\text{O}$  Rhyolites from Yellowstone: Magmatic Evolution Based on Analyses of Zircons and Individual Phenocrysts. *Journal of Petrology*. **42(8)**: 1491-1517.
- Bindeman, I.N., Brooks, C., McBirney, A., Taylor, H., 2008. The low- $\delta^{18}\text{O}$  late-stage ferrodiortite magmas in the Skaergaard Intrusion: Result of liquid immiscibility, thermal metamorphism, or meteoric water incorporation into magma? *Journal of Geology*. **116**: 571–586.



Bitencourt M. F., Bongioiolo E.M., Phillip R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, região de Garopaba – Paulo Lopes, SC. *Revista Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre. **35(1)**:109-136.

Bitencourt M. F., Nardi, L.V.S. 1993. Late to post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **65**: 3-16.

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* **73**: 1–19.

Bitencourt M.F. 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, IG-UFRGS, Porto Alegre, 310 p

Bitencourt M.F., Hackspacker, P.C., Nardi L.V.S. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina. In: SBG, II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Atas, 214-216. 1989

Bitencourt M.F., Nardi L.S.V. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Brazilian Journal of Geology*. **30**:186-189

Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., Schmitt, A.K. 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*. **351**: 324–334

Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*. **25**:261-270

Bonin B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*. **78**:1-24

Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*. **97**:1-29

Bonin B. Azzouni-sekkal A. Bussy F, Ferrag S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*. **45**: 48-7

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). **81(1)**, 99–114

Chemale F., Mallmann G., Bitencourt M.F., Kawashita K. 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*. **22 (1)**:184-189

Corrêa V.X. 2016 Geoquímica, isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC Brasil. Dissertação de Mestrado, IGC/USP, São Paulo, 219 p.

Dall'Agnol R. Oliveira D.C. 2007. Oxized, magnetite-series, rapakivi granites of Carajás Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93(3)**:215-233

Eby G. N. 1992 Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. **20**:641-644

Eby N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*. **26**:115-134

Faure G. 2004. *Isotopes: Principles and Applications*, Cambridge, John Wiley & Sons, Cambridge University Press, 928 p.

Florisbal L.M. 2011. *Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do Escudo Catarinense: Estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Igc-USP, São Paulo, 153 p.

Florisbal L.M., Janasi V.A, Bitencourt M.F., HEAMAN L.M. 2012. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*. **(216- 219)**:132-151. 2012.

Florisbal L.M., Janasi V.A., Bitencourt M.F., NARDI L.V.S., Conceição R.V. 2009. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*. **175** (1):135-148.

Fragoso Cesar A. R. S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Camboriú, SC. **5**:2879-2892.

Geraldes, M.,C. 2010. **Introdução à geocronologia**. Sociedade Brasileira de Geologia. 146 p

Gualda G.A.R e Ghiorso M.S. 2013 Low-pressure Origin of High-Silica Rhyolites and Granites. *The Journal of Geology*. **(121)**: 537-545.

Hanchar, J.M., Watson, E.B., 2003. Zircon saturation thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **53(1)**:89–112.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics: Geological Society of America Special Papers*. **19**:115-158.

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

Heilbron M., Pedrosa-Soares A. C., Campos-Neto, M. C., Silva. L. C., Trouw R. A. J., Janasi V. A. 2004. *Província Mantiqueira*. In: *Geologia do Continente Sul-Americano*. Manteco-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B.B. (org.). 613 p.

Huber C., Townsend M., Degruyter W. et al. Optimal depth of subvolcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nat. Geosci*. **12**, 762–768 (2019).

Janasi V.A., Bitencourt M.F., Martins L.M., Shaulis B., Stern R. 2015. Low- $\delta^{18}\text{O}$  shallow-level Neoproterozoic A-type granites from the Florianópolis Batholith, South Brazil. In: Hutton Symposium on Granites and related rocks, Florianópolis, Brasil.

Lange M. B. S. 2016. Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica da Suíte Cambirela no sul da ilha de Santa Catarina. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 80 p.

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

Lipman P. W. 1984. The roots of ash-flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*. **89**:8801–8841.

Loiselle M.C., Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. In: Annual Meetings of the Geological Society of America and Associates Societies. **11**:468.

Ludwig, K.R., 2012. User's Manual for Isoplot Version 3.75e4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center. Special Publication 5.

Mantovani M.S.M., Hawkesworth C.J., Basei M.A.S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, (17): 263-268.

Martini A., Bitencourt M.F., Weinberg R.F., De Toni G.B., Nardi L.V.S. 2019. From migmatite to magma – crustal melting and generation of granite in the Camboriú Complex, south Brazil. *Lithos* (340-341): 270-286, 2019.

Miller D. S., Smith R. B. 1999. P and S velocity structure of the Yellowstone volcanic field from local earthquake and controlled source tomography. *Journal of Geophysical Research*. **104**(15):105-121.

Miller, C.F., Meschter McDowell, S., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* **31**:529-532.

Moraes L.V. 2019. Petrografia e geoquímica elemental do Granito Serra do Tabuleiro na região de Paulo Lopes, SC. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 101 p.

Nardi L. V. S., Bitencourt, M. F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. 50 Anos de Geologia. Roberto Iannuzzi e José Carlos Frantz (ed.). Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, Porto Alegre, 125-141.

Nardi L. V. S., BITENCOURT, M. F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogy*. **47**:1287-1298.

Passarelli C. R., Basei M. A. S. 1995. Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). *Boletim IG-USP. Série Científica*. **26**:99-113.

Passarelli C. R., Basei M. A. S., Reath I. M., Campos Neto M. C. 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*. **17**:688-703.

Passarelli C.R., Basei M.A.S., Siga O., Neto M.D.C.C. 2011. Heterogeneity in syn-tectonic granitoids emplaced in a major shear zone, Southern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*. **32(4)**:369-378.

Pearce J.A. Harris N.B.W. Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **(25)**: 956-982.

Peruchi F.M. Florisbal L.M. Bitencourt M.F. Padilha D.F. Nardi L.V.S. 2021. Ediacaran post-collisional K-rich granitic magmatism within the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: An example of prolonged magmatism and differentiation under active transcurrent tectonism. *Lithos* **(402-403)** 22 p.

Philipp R. P., Pimentel M. M., Chemale F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*. **46**:83-104.

Ramos R.C. Koester E. Vieira, D.T. Porcher C.C. Gezatt J.N. Silveira R.L. 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, **(86)**: 38-53.

Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical Press. 384 p.

Santos E. A., Sommer C. A., Waichel B. L., Haag M. B. 2019. Ediacaran post-collisional high-silica volcanism associated to the Florianópolis Batholith, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: lithofacies analysis and petrology. *Journal of South America Earth Sciences*. **96**: 102299.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **67**: 315–336.

Silva L.C., Dias A.A. 1981. *Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil*. DNPM/CPRM. Porto Alegre. 282 p.

Silva L.C., McNaughton N. J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher J.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*. **136 (3-4)**:203-240.

Smith R.L. 1960. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin* **(71)**:795–842.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use Of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*. **36**: 359-362.

Tomazzoli, E.R., Pellerin, M. 2014. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. pp. 1.

Troch, J., Ellis, B.S., Harris, C., Bachmann, O., Bindeman, I.N., 2020. Low- $\delta^{18}\text{O}$  silicic magmas on Earth: A review. *Earth-Science Reviews* **208**: 103299.

UFRGS. 1999. Mapeamento Geológico de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre, 1999. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, IG-UFRGS, Escala 1:25.000.

UFSC. 2018. Mapeamento geológico de parte das folhas Paulo Lopes (SG-22-Z-D-V-4) e Imbituba (SH-22-XB-II-2), SC. Florianópolis. Disciplina de Mapeamento Geológico I. GCN-UFSC. Escala 1:25.000

Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. **64**:295–304.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **95**: 407-419.

Zanini L.F.P., Branco P.M., Camozzato E. Ramgrab G.E. 1997. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folhas Florianópolis (SH.22-Z-D-V) e Lagoa (SH.22-Z-D-VI), Escala 1:100,000. CPRM, Brasília, 252p.

***APÊNDICE A – ARQUIVOS SUPLEMENTARES DO ARTIGO***

Links para acesso aos arquivos suplementares do artigo ‘ **Elemental and isotopic (Sr-Nd-O) geochemistry and U-Pb zircon geochronology of late-stage post-collisional magmatism in the northern segment of the Dom Feliciano Belt** ’, submetido ao periódico Lithos:

[Arquivo suplementar A](#): identificação, coordenadas geográficas e análises realizadas nas amostras coletadas; análises geoquímicas elementais em rocha total e resultados das estimativas de pressão e temperatura de saturação em zircão.

[Arquivo suplementar B](#): análises Sr-Nd em rocha total; análises U-Pb via SIMS e SHRIMP e resultados das análises de  $\delta^{18}\text{O}$ .

## *ANEXO A – CARTA DE CIÊNCIA DA SUBMISSÃO DO ARTIGO*

25/07/2022 01:43

Gmail - Acknowledgement of receipt of your submitted article



Lucas Moraes &lt;lucasvvmoraes@gmail.com&gt;

---

### Acknowledgement of receipt of your submitted article

---

em@editorialmanager.com &lt;em@editorialmanager.com&gt;

24 de julho de 2022 19:06

Responder a: support@elsevier.com

Para: Lucas Vargas Moraes &lt;lucasvvmoraes@gmail.com&gt;

Re:Elemental and isotopic (Sr-Nd- O) geochemistry and U-Pb zircon geochronology of late-stage post-collisional magmatism in the northern segment of the Dom Feliciano Belt  
 by Lucas Vargas Moraes; Luana Moreira Florisbal; Valdecir de Assis Janasi; Maria de Fátima Bitencourt; Lucilene Martins; Larry M. Heaman; Barry Shaulis; Richard Stern  
 Regular Article

Dear BSc Moraes,

Your submission entitled "Elemental and isotopic (Sr-Nd- O) geochemistry and U-Pb zircon geochronology of late-stage post-collisional magmatism in the northern segment of the Dom Feliciano Belt" (Regular Article) has been received by Lithos.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://www.editorialmanager.com/lithos/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management  
LITHOS

#AU\_LITHOS#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/lithos/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.



## PARECER SOBRE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO DE MESTRADO

Título: IDADES U-PB, FONTES E PROCESSOS EVOLUTIVOS DO  
MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL TARDIO DO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS-  
SC

Discente: Lucas Vargas Moraes

Orientador(a): Luana Moreira Florisbal

Coorientador(a):

Examinador(a): Pedro Oyhantçabal

Parecer:

Aprovado sem alterações.

Aprovado com alterações. Prazo de 60( ) 90( ) dias para as correções.

Reprovado.

### ANÁLISE

La tesis de maestría de Lucas Vargas Moraes titulada “*Idades U-Pb, fontes e processos evolutivos do magmatismo pós-colisional tardio do Batólito Florianópolis-SC*” aporta datos novedosos y de alta calidad sobre ese magmatismo. La tesis comprende una muy buena revisión del marco teórico y el significado significado de la geoquímica elemental e isotópica en rocas magmáticas félsicas volcánicas y plutónicas, evidenciando que Lucas Vargas Moraes posee un importante dominio del tema.

La tesis de Lucas integra datos nuevos con los provenientes de una exhaustiva revisión de los ya publicados sobre estas unidades magmáticas, y realiza un muy correcto análisis, discusión e interpretación de los mismos. En consecuencia, las conclusiones a las que arriba están adecuadamente soportadas por los datos presentados y discutidos.





Los aspectos formales de la tesis son muy correctos. La organización es adecuada, las figuras y los gráficos son claros, los antecedentes están correctamente considerados y la discusión y las conclusiones son consistentes con los resultados. La presentación oral fue muy clara y se respondieron adecuadamente las preguntas de los examinadores, mostrando profundidad de conocimientos.

La investigación realizada es de alta calidad, lo que le permitió elaborar un manuscrito, titulado “*Elemental and isotopic (Sr-Nd-O) geochemistry and U-Pb zircon geochronology of late-stage post-collisional magmatism in the northern segment of the Dom Feliciano Belt*”, que ya ha sido enviado para su consideración por la revista Lithos, que seguramente resultará en una publicación destacada.

Se concluye que el trabajo realizado por Lucas Vargas Moraes cumple más que satisfactoriamente con los requisitos de una tesis de maestría, la que debe considerarse aprobada.

Assinatura:

Data: 04/08/2022



## PARECER SOBRE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO DE MESTRADO

Título: IDADES U-PB, FONTES E PROCESSOS EVOLUTIVOS DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL TARDIO DO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS-SC

Discente: Lucas Vargas Moraes

Orientador(a): Luana Moreira Florisbal

Coorientador(a):

Examinador(a): Carlos Augusto Sommer

Parecer:

- ( X ) Aprovado sem alterações.  
( ) Aprovado com alterações. Prazo de 60( ) 90( ) dias para as correções.  
( ) Reprovado.

### ANÁLISE

A dissertação de mestrado do Sr. Lucas Vargas Moraes, intitulada “IDADES U-PB, FONTES E PROCESSOS EVOLUTIVOS DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL TARDIO DO BATÓLITO FLORIANÓPOLIS-SC” tem como objetivos principais estabelecer o intervalo temporal de ocorrência do magmatismo tardio do Batólito Florianópolis, investigando suas fontes e processo evolutivos relacionados e investigar a ligação entre rochas graníticas e (sub)vulcânicas e o potencial destas associações representarem sistemas magmáticos rasos.

A dissertação está estruturada seguindo as normas do PPGEIO da UFSC, no qual um artigo foi submetido a periódico científico indexado e corresponde ao capítulo principal do trabalho. A obra é complementada por uma parte introdutória, constituída de Introdução, Estado da Arte, Materiais e métodos e uma parte final, composta por adendos/anexos.

Em termos formais, a dissertação está muito bem organizada, apresenta uma redação correta e todas as figuras e tabelas são pertinentes e editadas com uma resolução adequada. Os capítulos introdutórios são claros e bem desenvolvidos e apresentam todas as informações requeridas formalmente para uma dissertação de mestrado. Isso permite uma leitura dinâmica e preparatória para os capítulos principais da tese que são os artigos científicos.



O artigo científico “*Elemental and isotopic (Sr-Nd-O) geochemistry and U-Pb zircon geochronology of late-stage post-collisional magmatism in the northern segment of the Dom Feliciano Belt*” foi submetido a revista LITHOS e constitui o capítulo principal da dissertação. O artigo tem como objetivos os próprios da dissertação e traz um excelente volume de dados estruturais, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Os resultados e interpretações são corretos e deixam pouquíssima margem para imprecisões e discussões, demonstrando que todos os objetivos propostos foram atingidos.

Em síntese, pode-se constatar através desta obra científica que o Sr. Lucas Vargas Moraes atingiu plenamente todos os objetivos propostos para uma dissertação de mestrado que é o de utilizar diferentes técnicas e métodos na resolução de problemas geológicos.

A abordagem do tema foi muito bem desenvolvida e será uma excelente contribuição científica, possibilitando um avanço na compreensão sobre a evolução do conhecimento sobre o magmatismo granítico pós-colisional do Neoproterozoico no Sul do Brasil.

Face a esta análise, sou de parecer positivo e considero a dissertação em análise plenamente aprovada.

Assinatura:

Data: 04/08/2022



## PARECER SOBRE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO DE MESTRADO

Título: Idades U-Pb, fontes e processos evolutivos do magmatismo pós-colisional tardio do Batólito Florianópolis-SC

Discente: Lucas Vargas Moraes

Orientador(a): Luana Moreira Florisbal

Coorientador(a):

Examinador(a): Lauro Valentim Stoll Nardi

Parecer: Dissertação de elevada qualidade, atingindo plenamente os objetivos de Mestrado. Aprovada.

Aprovado sem alterações.

Aprovado com alterações. Prazo de 60( ) 90( ) dias para as correções.

Reprovado.

### ANÁLISE

**Tema e título:** Tema atual, de grande relevância para a construção de modelos geotectônicos de evolução crustal, bem expresso no título da dissertação e do trabalho submetido.

**Citação** “Equipped with his five senses, man explores the universe around him and calls the adventure science.” – Edwin Powell Hubble

Mas sem o pensamento racional não haveria conhecimento!

#### **Capítulos introdutórios:**

Entre os objetivos poderia ter sido incluída a discussão do ambiente tectônico, que aliás, foi discutida com muita coerência.

p. 20 Esta utilização dos isótopos baseada neste princípio só vale para os pesados.

p. 22 E como seria a variação dos isótopos de O, na cunha do manto ou no manto enriquecido?

p. 28 No contexto geológico regional caberia referência aos magmatismos de mesma idade que o estudado, no Rio Grande do Sul, com vulcanismo e granitos do tipo A descritos por Nardi & Bonin 1991, Sommer et al. (diversos trabalhos), Wildner et al., 2000, 2002), Gastal et al. (vários trabalhos), entre outros. Estas associações foram identificadas com o período pós-colisional da orogênese Brasileira-Pan-Africana por Nardi & Bitencourt (1993). Creio que esta correlação fortaleceria a conclusão de que o ambiente é pós-colisional.



### **Ilustrações:**

De modo geral muito apropriadas e bem feitas.

Fig 5. No meu entendimento, esta figura é super simplificada e pode induzir à interpretações equivocadas. A subducção pré colisional é caracterizada por magmatismo toleítico baixo-K, e progride para cálcio alcalino ,médio e alto-K com o enriquecimento progressivo da cunha do manto em elementos litófilos e água. O estágio colisional é marcado pelo magmatismo crustal, e no pós-colisional são predominantes o magmatismo subalcalino, toleítico ou cálcio-alcalino, médio e alto-K, o shoshonítico, e finalmente o alcalino sódico. Claro que esta é uma sequência ideal que nem sempre será observada.

### **Citações bibliográficas:**

De modo geral atuais e muito relevantes.

### **Trabalho submetido:**

O artigo é de ótima qualidade, com boas discussões, amplo espectro de dados e conclusões relevantes e consistentes.

### Comentários:

p. 41 Eu prefiro me referir a esse magmatismo como subalcalino médio-alto K, já que pode ser toleítico médio-alto K com muita assimilação crustal, como vários autores têm sugerido. Isto me parece muito importante diante da imortal polêmica arco versus pós-colisional, para este evento de c.a. 630-580Ma no sul do Brasil e Uruguai. Além disso, os termos *calc-alkaline* e *calc-alkalic* (este usado por Frost em vários trabalhos) são usados de maneira equivocada pela maioria dos autores.

p. 43 Figura 2 sobreposta a parte do texto.

p. 47 T sat zircão granito Ilha: corrigir.

p. 48 Theses é o plural de thesis.

p. 49 Valores da razão  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  superiores a 0,9 são comuns e até diagnósticos de granitoides da série alcalina saturada em sílica, que constituem um dos grupos dos chamados tipo A conforme Nardi & Bitencourt (2009).

p. 50 Elevados conteúdos de F são típicos de granitos do tipo A, assim como as mesopertitas, principalmente daqueles da série alcalina.

p. 57 “*The dataset, taken together with other evidence, such as similar weakly negative  $\epsilon Nd_t$  and the elemental geochemical data, points to the remelting of young calc-alkaline crustal material as a possible source for Area 2 rocks...*”

Por que remelting of young calc-alkaline crustal material?

p. 59 “*More than the geochemical data, these rocks are interpreted as A-type post-collisional granites due to their geological setting since they are related to the late stages (ca.590 Ma) of an orogenic system and bear no relationship with the main deformation phases related to the transpressive regime that has controlled all prior high-K calc-alkaline and shoshonitic magmatism, in accordance to the previous interpretations of Bitencourt and Nardi (2000), Bitencourt et al. (2008) and Santos et al. (2019).*”



I would write: More relevant than the geochemical data to the interpretation of these rocks as A-type post-collisional rocks was their geological setting since ....”

Mas, este me parece um excelente argumento, negligenciado em muitos trabalhos. É a evidência do contexto!

p. 62 Os intervalos de T para cada corpo são bastante elevados. Qual o significado destes intervalos tendo-se em conta que o valor medido corresponde a temperatura de saturação do zircão? Eu creio que tomar a média dos valores de M e Zr, ou a moda, representaria melhor o conteúdo de Zr no magma inicial, e assim uma temperatura entre a liquidus e a solidus do sistema.

O artigo é de ótima qualidade, com boas discussões, amplo espectro de dados e conclusões relevantes e consistentes.

**Parecer final:** Dissertação de elevada qualidade, atingindo plenamente os objetivos de Mestrado. Aprovada.

Lauro Valentim Stoll Nardi

4 de agosto de 2022

Assinatura:

Data: