

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

**ESTUDO INTEGRADO DO GRANITO CORRE-MAR, SC. GEOLOGIA
ESTRUTURAL, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

AMÓS MARTINI

Orientadores: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt e Prof. Dr. Lauro
Valentim Stoll Nardi

VOLUME I

Porto Alegre

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

**ESTUDO INTEGRADO DO GRANITO CORRE-MAR, SC. GEOLOGIA
ESTRUTURAL, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

AMÓS MARTINI

ORIENTADORES: Prof^a. Dr^a. MARIA DE FÁTIMA BITENCOURT E Prof. Dr.
LAURO VALENTIM STOLL NARDI

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Edinei Koester – Departamento de Geologia- Instituto de
Geociências- Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Roberto Weinberg – Monash University – Austrália

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros – Departamento de Geologia –
Universidade Federal do Paraná

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

Porto Alegre – 2014

Dedico este trabalho à minha família, Pai, Mãe e Mano, por todo apoio, amor e aprendizados infinitos.

*“O que há de mais constante é a mudança”
Niyorah Olivace*

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a todos aqueles que acreditaram em mim, para que esta dissertação de mestrado fosse concluída com êxito. Agradeço ao meu pai, Romeu Ruben Martini, por ser meu maior exemplo e me ensinar de uma maneira muito simples e tranquila quais são os caminhos a serem seguidos na vida, seja no dia-a-dia, seja no ambiente acadêmico, e também na admiração e respeito pela música. Agradeço minha mãe, pelo apoio incondicional, e por sempre me passar os melhores conselhos, sobre tudo na vida. Ao meu irmão Geólogo Matias Martini, motivo de muito orgulho para mim, frente à sua força e coragem, independente das provações e dificuldades que a vida possa nos apresentar. Amo muito vocês. Agradeço também minha Avó Ermelinda, Vó Elma (Mutter), meus primos Tobi, Lei, Rosi, Amandinha, Cami, Pepa, Tamara, aos tios Jaime, Marli, Ernani, Isolda, Avelino, Hilda, e a todos os familiares do Novo Xingu!

Agradeço muitíssimo aos meus orientadores, Maria de Fátima Bitencourt, Lauro Nardi e Luana Florisbal. Ao Lauro, por ser um grande exemplo de pessoa e cientista! Obrigado pelas discussões fascinantes sobre a petrogênese das rochas, e pela humildade incondicional, mesmo sendo realmente um druida das rochas. À Fátima, também por ser uma grande pessoa, e uma grande orientadora, e por me ajudar a organizar as tantas ideias e devaneios sobre o Granito Corre-mar, e da Geologia como um todo. Obrigado LUA! Por me confiar uma área tão linda para trabalhar esses anos, e também pela pessoa incrível que tu és, por ter me ajudado tanto no corre final dos artigos, e por ter me ensinado tanta coisa, não só sobre geologia, mas sobre a vida!

Agradeço aos meus irmãos de rocha sintectônicos do CAEG, Jepeto, Guga, Gregory, Fera, Daniboy, Fontana, Pirita, Jesus, Dóda, Álden, Vé, Téfi, Paulista, Camilinha, Nati Inazaki, Isa, Leleco, Tremepé, Arvorezinha, Sandro, Alemão Marco, Mury, Tiaguinho, Laurinha, Castor, Max, Renan, Caxopinha, Marina, Falha, PANCA, Joazinho, Muca, entre outros porque certamente esqueci vários. De São Paulo, Chava, Sheila, Oncinha, Rabicó, Fungah, Fiona, Clo, Quenga, Rafa, Pará. Bueno, a todos amigos do Brasil e mundo afora que a geologia me proporcionou.

Um agradecimento especial a Eduardo Fontana, pelas visionárias conversas sobre ciência, em todos os fractais!

Aos motoristas do IGEO, Claudinho, Jarson, Adalto, Armando, Paulão, pela grande irmandade, respeito e companheirismo em todas jornadas de campo por esse mundão afora!

Agradeço também aos meus irmãos da música, Marquinhos, Catatau, Saulo, Wico, Doile, Vicente, Luciano, Sansão, Casanova, Tig, Gordinho, Zóio, Butiá, See a, Fyah, Mateus, entre muitos outros por partilharmos dessa arte libertadora e indispensável para uma vida de gratidão.

Um obrigado, pela verdade, que encontro ocasionalmente, principalmente nos momentos de solidão com a natureza, por me dar a oportunidade de viver, num mundo tão abençoado que é o nosso planeta terra, e um universo tão incomensurável que é o nosso. Obrigado a geologia por me dar oportunidade de estudar as belezas naturais, e por me despertar um amor tão grande pela natureza, damos graças a PACHAMAMMA!

RESUMO

O estágio pós-colisional Neoproterozoico no sul do Brasil é marcado por intenso magmatismo granítico controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes, relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). O CCSb controlou a ascensão e o posicionamento de magmas crustais e mantélicos. Neste contexto, O Granito Corre-mar (GCM) representa uma pequena intrusão posicionado em uma zona de baixa deformação localizada entre dois importantes segmentos do CCSb: as Zonas de Cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó. O GCM possui um diagnóstico par de foliações subvertical que forma um par S-C sinistral, presente em todas as intrusões, independentemente do tamanho, e foi posicionado em um sistema conjugado, onde um cisalhamento sinistral de direção NNE, e uma extensão na direção NW-SE, gerando espaço ao longo da direção NE. Deformação de estado sólido associada ao cisalhamento NNE é atestado por microestruturas como recristalização de feldspatos e caudas de recristalização assimétricas. A abertura é atribuída à dinâmica regional destal transcorrente das zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, sendo que o posicionamento foi controlado essencialmente pela componente de extensão NW-SE. A idade de cristalização em zircão U-Pb LA-MC-ICP-MS do GCM de 615 ± 4 Ma, muito próxima a outros granitos regionais, como as idades de 611 Ma do Granito Serra dos Macacos (GSM) e de 620 Ma do Granito Rio Pequeno (GRP) sugere que esses três corpos graníticos são sincrônicos. As fortes feições de deformação presentes no GCM, diferentemente dos granitos Neoproterozoicos próximos, demonstra que o espaço, mais do que o tempo, pode explicar a diferença dos padrões estruturais identificados no GCM. Assinaturas geoquímicas e de isótopos de Sr-Nd, como caráter levemente peraluminoso, altos conteúdos de K, altas razões de ETRL/ETRP, moderados conteúdos de Rb, Nb, Zr e ETR em relação à SiO_2 , juntamente com baixas razões de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ e valores de ϵNd_t fortemente negativos, indicam que o GCM é derivado de fontes crustais antigas, possivelmente relacionadas à rochas quartzo-feldspáticas ortognáissicas Paleoproterozoicas do Complexo Camboriú. A relação das idades das heranças Arqueanas a Paleoproterozoicas do GCM com as idades dos eventos de migmatização identificados no Complexo Camboriú, além da relação das idades de cristalização de ~615-611 Ma dos granitos crustais da área com o último evento de migmatização em 640-610, reforça a conexão genética entre eles. As idades TDM paleoproterozoicas, as assinaturas geoquímicas e isotópicas, a cristalização e as idades de heranças do GCM e do GSM atestam que eles representam pulsos graníticos contemporâneos e comagmáticos, com uma conexão genética com o evento de migmatização Neoproterozoico do Complexo Camboriú.

Palavras-chave: U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão, magmatismo pós-colisional, granito sintectônico Neoproterozoico, Cinturão Dom Feliciano, granito alto-K.

ABSTRACT

The Neoproterozoic post-collisional stage in south Brazil is marked by intense granitic magmatism controlled by transcurrent shear zones all related to the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB). The SBSB controls the ascent and emplacement of crustal and mantle magmas. In such scenario, the Corre-mar Granite (CMG), represent a small intrusion emplaced in a low strain zone located between two important segments of the SBSB: the Major Gercino and Itajaí-Perimbó Shear Zones. The CMG have a diagnostic subvertical foliation pair that form a sinistral S-C pair, present in all intrusions regardless of their size, and was emplaced within a conjugate system, where sinistral NNE shearing and NW-SE extension were both active, generating space along the NE direction. Solid state deformation associated to the NNE shearing is attested by microstructures as feldspar recrystallization and asymmetric recrystallization tails. The opening is attributed to the regional dextral transcurrent dynamics of the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones and magma emplacement was essentially conditioned by the NW extension component. The zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS crystallization age of CMG at 615 ± 4 Ma, very close to other regional granites, as the 611 Ma Serra dos Macacos (SMG) and 620 Ma Rio Pequeno Granite (RPG) points these three granitic bodies as quite synchronous. The strong deformation features present in the CMG, as opposed to the other nearby Neoproterozoic granites (RPG and SMG) demonstrate that space, rather than time, must be called upon to explain the difference in the structural patterns identified in the CMG. Geochemical and Sr-Nd isotopic signatures, as slight peraluminous character, high-K contents, high LREE/HREE ratios, moderate Rb, Nb, Zr, and REE contents to regular SiO_2 , together with low $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ and the strongly negative ϵNd_t values indicate that the CMG is derived from old crustal sources possibly related to the Paleoproterozoic Camboriú Complex quartz-feldspathic ortho-gneissic rocks. The match of the Archean to Paleoproterozoic inheritance ages of the CMG with the migmatization event ages identified in the Camboriú Complex and moreover the match of the crystallization ages of ~615-611 Ma of the crustal-derived granites with the last migmatization event at 640-610 Ma reinforces the genetic link between them. The Paleoproterozoic TDM ages, the geochemical and isotopic signatures, the crystallization and inheritance ages resemblance of the CMG and the SMG attest that they represent comagmatic and contemporaneous granitic pulses with a genetic connection with the Neoproterozoic migmatization event in the Camboriu Complex.

Key-words: Zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS, post-collisional magmatism, Neoproterozoic syntectonic granite, Dom Feliciano Belt, high-K granite.

Sumário

CAPÍTULO I - Introdução	4
CAPÍTULO II – O estado da Arte	7
Zonas de Cisalhamento e magmatismo granítico	7
O estágio pós-colisional e fontes do magmatismo	8
O ambiente pós-colisional neoproterozoico no Cinturão Dom Feliciano.....	10
CAPÍTULO III – Materiais e Métodos	13
Trabalho de Campo.....	13
Petrografia e análise microestrutural	14
Litoquímica.....	15
Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total	15
Geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	16
CAPÍTULO IV – Artigo 1 (sibmetido à revista Geologia USP – Série Científica	19
CAPÍTULO V – Artigo 2 (submetido à revista Precambrian Research.....	47
CAPÍTULO VI - Conclusões	83
CAPÍTULO VII- Referências Bibliográficas	87

CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

A relação do magmatismo com a tectônica no sul do Brasil durante o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano vem sendo cada vez mais estudada nas últimas décadas (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000, 2004; Philipp et al., 2002; Weinberg et al., 2004; Peternell et al., 2010; Florisbal et al., 2012 a,b,c, entre outros). Porém, os processos químicos e físicos presentes na interação de magmas com a tectônica durante o estágio pós-colisional, assim como os diferentes registros estruturais, geoquímicos e isotópicos gerados nesse ambiente, ainda são motivos de diversos debates. Utilizando em conjunto as ferramentas de mapeamento geológico, geologia estrutural de detalhe, geoquímica elemental e isotópica, e geocronologia, são apresentados novos dados sobre a região de Itapema-Camboriú, no estado de Santa Catarina, mais especificamente sobre o Granito Corre-mar (GCM) (UFRGS, 2000a). Esses dados propõe uma contribuição para o entendimento da evolução petrológica e estrutural dos magmas graníticos no ambiente pós-colisional.

O Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan-africano é representado no sul do Brasil por ambientes de arco e colisionais, com expressivo magmatismo granítico associado. O período pós-colisional, com idades aproximadas entre 650 e 580 Ma, é marcado por intenso magmatismo ao longo de grandes zonas de cisalhamento, que constituem o Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSb) (Bitencourt e Nardi 2000). Na região de estudo, localizada na porção norte do Escudo Catarinense, próxima a marcantes zonas de cisalhamento regionais, ocorrem granitoides sintectônicos à essas zonas, caracterizados por foliações magmáticas e miloníticas de alto ângulo, associadas com lineações de estiramento com baixos caimentos, indicando que sua cristalização foi condicionada pelos esforços impostos pelas zonas de cisalhamento transcorrentes, que podem persistir após a rocha atingir a curva *solidus*, dando origem a partir daí à texturas e estruturas no estágio *sub-solidus* i.e. após a cristalização total do corpo.

Nessa interação do magmatismo com a tectônica, fontes diversas podem estar envolvidas na formação dos magmas, visto que zonas de cisalhamento transcorrentes podem ser translitosféricas, e frequentemente controlam a evolução de magmas graníticos. Portanto, as zonas de cisalhamento podem fundir por decompressão adiabática diferentes níveis da crosta, porções heterogêneas desta, e até mesmo o manto. Essas fusões, podem ainda carregar, nas suas

características geoquímicas e isotópicas, registros de processos ocorridos durante ou antes da colisão, dando origem a uma ampla variedade de características geoquímicas e isotópicas nas rochas geradas.

As relações de campo, feições de micro-escala, dados petrológicos e geocronológicos indicam que o GCM é correlacionável aos eventos de cisalhamento transcorrente do CCSb. Esses dados estão aqui apresentados na forma de mapas, croquis de detalhe, estereogramas, fotografias e fotomicrografias, diagramas de caracterização geoquímica e ambientes tectônicos, geoquímica isotópica e geocronologia. Utilizando essas ferramentas de forma integrada, foi elaborado um modelo para a gênese do Granito Corre-mar. O modelo visa elucidar os processos de deformação aos quais esse granito foi submetido durante seu posicionamento, bem como suas prováveis fontes e relações genéticas com outros granitoides e rochas metamórficas e migmatíticas ocorrentes na área.

Esta dissertação apresenta os resultados obtidos, dispostos em seis capítulos. O capítulo II, intitulado Estado da Arte, propõe uma contextualização do assunto, revisando alguns conceitos, que abrangem as ideias de zonas de cisalhamento e magmatismo granítico, fontes do magmatismo no estágio pós-colisional, além de uma breve explicação e contextualização do ambiente pós-colisional no Cinturão Dom Feliciano. No capítulo III são apresentadas as metodologias e técnicas utilizadas durante o desenvolvimento do trabalho.

A principal parte da dissertação, os capítulos IV e V, consiste na apresentação de dois artigos científicos submetidos, elaborados pelo autor e seus orientadores. O primeiro artigo, capítulo IV, intitulado “Caracterização cinemática de uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NNE marcada na evolução de seu magmatismo granítico sintectônico - região de Camboriú, SC”. Este artigo, submetido à revista Série Científica da USP, foi bastante focado na parte de geologia estrutural, caracterizando em diversas escalas as estruturas presentes em uma zona de cisalhamento transcorrente, registrada no Granito Corre-mar. Com esse artigo, pode-se sugerir o caráter sintectônico do GCM a uma zona de cisalhamento do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. O segundo artigo, capítulo V, intitulado “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”, foi submetido à revista Precambrian research, e possui um estudo integrado de diversas ferramentas. Nesse artigo um enfoque mais amplo foi usado; Além da geologia estrutural foram utilizadas técnicas

de petrologia, geoquímica de elementos maiores menores e traço, geoquímica isotópica e geocronologia, afim de investigar mais a fundo as fontes e processos envolvidos durante a gênese do Granito Corre-mar, além de obter uma idade confiável para este granito. O capítulo VI apresenta as principais conclusões da dissertação, e o Capítulo VII encerra o trabalho, com as referências bibliográficas

CAPÍTULO II O ESTADO DA ARTE

Zonas de Cisalhamento e magmatismo granítico

A crosta continental é composta majoritariamente por rochas de composição granítica. As estruturas observadas nessas rochas, bem como sua composição geoquímica, são o registro de antigos processos geológicos. Durante uma orogênese, temos a sobreposição de eventos geológicos, e a geração de diversos tipos de rocha, onde os granitoides muitas vezes são o único registro passível de observação de uma orogênese, devido à erosão e o retrabalhamento da crosta com o passar do tempo geológico, resultando na preservação apenas das rochas mais profundas, que comumente são rochas granitoides e seus correspondentes metamórficos. Assim sendo, o estudo dessas rochas é de extrema importância para o entendimento da evolução de um determinado segmento crustal, e sua contextualização dentro dos ciclos orogênicos. Com o avanço dos estudos de rochas granitoides e zonas de cisalhamento, a relação destas com a tectônica fica cada vez mais evidente. Diversos trabalhos (Vigneresse e Tikoff, 1999; Vigneresse e Clemens, 2000; Heilbron et al., 2004; Weinberg et al., 2004; Bitencourt e Nardi, 2004; Passarelli et al, 2010; Florisbal, 2011), discutem essa relação muito próxima entre magmatismo e tectônica, principalmente em ambientes transcorrentes pós-colisionais; Heilbron et al. (2004) por exemplo, coloca que os eventos colisionais evoluem para um sistema de zonas de cisalhamento transpressivas de alto ângulo que cortam orógenos anteriores consolidados, e o estágio pós-colisional é marcado por extensivo magmatismo ao longo de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes. Weinberg et al. (2004) postula que nas zonas de cisalhamento pontos tríplexes desenvolvem-se em uma zona extensional de baixa-média pressão, produzida por mudanças nas propriedades reológicas das rochas relacionadas ao cisalhamento, atuando como atratores de magmas ascendentes, possibilitando a ascensão e posicionamento de plútons. Bitencourt e Nardi (2000) colocam que os magmas podem utilizar as zonas de cisalhamento como condutos para ascensão e posicionamento desses líquidos, podendo inclusive trazer magmas mantélicos, tendo em vista o caráter translitosférico de determinadas zonas e cinturões de

cisalhamento. Segundo Florisbal (2011), nesses ambientes de construção de montanhas, é muito comum a ocorrência de magmatismo granítico sintectônico, que tem sua geração, ascensão e posicionamento relacionados a determinados tipos de estruturas, sejam essas de caráter extensional ou compressional. Essa relação temporal entre a tectônica e a geração de magmas é refletida nas relações de contato ou de corte, de escalas pequenas e locais, entre duas intrusões, bem como pela evolução das tramas relacionadas ao resfriamento progressivo de líquidos magmáticos. Vigneresse e Tikoff (1999) discutem a relação de interdependência da tectônica com a migração de magmas na crosta; juntamente com a variação da porcentagem de cristais presentes em um líquido magmático, seja durante a cristalização, ou fusão, a tectônica exerce uma influência direta na mudança das propriedades físicas e químicas dos magmas, controlando a segregação e os padrões de fluxo destes durante a migração na crosta.

O estágio pós-colisional e fontes do magmatismo

O estágio pós-colisional ainda é visto por muitos como apenas uma “fase de relaxamento” após a colisão. Entretanto grandes volumes de magma são produzidos durante este período. A colisão *strictu sensu*, que seria o período de máxima convergência, não é favorável para a ascensão de magmas; já o período que se segue, em um ambiente intra-placa, é caracterizado por um magmatismo amplamente distribuído. Corpos magmáticos intrusivos gerados durante a fase de subducção, numa margem de placa, sofrerão metamorfismo durante a inevitável colisão subsequente, e, portanto, serão distintos dos corpos magmáticos relacionados ao período pós-colisional (Liègeois, 1998). O mesmo autor coloca que a forma como entendemos o magmatismo dessa fase, depende do sentido dado para a expressão “pós-colisional”; O prefixo pós- indica que o período é mais jovem do que a colisão, mas ainda é relacionada a esta. Muitos autores consideram a colisão como o grande impacto inicial entre duas ou mais placas continentais, caracterizadas por grandes thrusts e metamorfismo de alta pressão. Isso diferencia o evento colisional propriamente dito, do longo período de convergência de placas que ocorre após o fechamento do oceano. Neste sentido, o período pós-colisional começa geralmente em um ambiente intracontinental (com o oceano já fechado), mas ainda com grandes movimentos de blocos ao longo de zonas de cisalhamento

regionais, impedindo a sua assimilação a um ambiente intra-placa. O Tibet e o sudeste Asiático são exemplos atuais de um cenário pós-colisional: eles são afetados por grandes movimentos horizontais, e a colisão com a Índia representada pelos thrusts antigos. O cenário intra-placa irá começar nessa região com o fim desses movimentos, assim que a área como um todo adquirir um único polo de rotação e constituir uma só placa, onde passarão a predominar os movimentos extensionais. Essa transição do pós-colisional para o período intra-placa marca, portanto, o fim do período orogênico. O início do período intra-placa poderia ser considerado então, como “pós-orogênico” (Liegeois, 1998).

O estágio pós-colisional pode ser considerado, portanto, um ambiente transicional entre a fase colisional propriamente dita, e a fase intra-placa, ou pós orogênica. Pearce et al. (1996) propõe a inclusão do campo pós-colisional em seus diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Pearce et al, 1984). Nesse diagrama, o campo do pós-colisional aparece sobreposto a 3 campos: ambiente de arco vulcânico, que seria a fase onde a subducção ainda estava ativa, precedendo a colisão dos dois continentes; ambiente sin-colisional, que seria a colisão propriamente dita; e ambiente intra-placa, que seria já após a colisão, entrando em um ambiente pós-orogênico. Logo, o estágio pós-colisional irá ter diferentes tipos de magmatismo; estes podem ser granitoides calci-alcálicos alto K, com componentes dioríticos subordinados, rochas de afinidade shoshonítica, sejam plutônicas ou vulcânicas, e magmatismo de afinidade sódico-alcálico saturado em sílica e associações de granitos peraluminosos conforme descrito por Liegeois (1998) e Harris et al.(1986).

Essa ampla variação dos tipos de magmatismo nesse ambiente tem relação direta com a grande variação de processos e ambientes envolvidos nessa fase da orogênese, que inclui, segundo Liegeois (1998) grandes movimentos ao longo de zonas de cisalhamento, colisões oblíquas, delaminação litosférica, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de rifts. Essa complexidade é ainda maior se levarmos em conta todas as possíveis fontes para o magmatismo pós-colisional que podem ser geradas durante: (i) a subducção que precede o período da colisão; (ii) durante a colisão propriamente dita, e (iii) se a fonte se encontra na crosta ou no manto litosférico/astenosférico. Ainda, essa fonte comumente contém uma grande contribuição de componentes juvenis, ou do manto ou de novas crostas sejam de caráter ígneo ou sedimentar (Liegeois, 1998). Bitencourt & Nardi (2000) colocam uma grande contribuição para o entendimento da evolução do magmatismo pós-

colisional, mostrando que os possíveis efeitos do cisalhamento em escala crustal na gênese de magmas não são restritos à fusão da crosta inferior; o cisalhamento pode facilitar a fusão parcial do manto por decompressão adiabática, levando à uma concentração de voláteis no manto litosférico previamente metassomatizado, corroborando assim as teorias de Liegeois (1998) sobre a grande variedade de potenciais fontes geradoras de magmas no estágio pós-colisional.

O ambiente pós-colisional neoproterozoico no Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (CDF), no sul do Brasil e Uruguai, foi formado durante o ciclo Brasileiro/Pan-Africano envolvendo subducção de crosta oceânica levando à colisão continental. Rochas Arqueanas e Paleoproterozoicas de fácies granulito, são encontradas nas partes oeste e norte dessas áreas de escudo, enquanto sequências metamórficas supracrustais predominam no domínio central. O pico da colisão nesse cinturão se deu em ca. 650 Ma, de acordo com dados obtidos em terrenos metamórficos de alto grau, no sul do Brasil (Gross et al., 2006; Martil, 2010; Philipp et al., 2009) e Uruguai (Gross et al., 2009). A estrutura relacionada a esse período colisional é preservada em orto- e paragneisses com bandamentos de baixo ângulo de mergulho associado a uma forte lineação de estiramento. Exposições dessas rochas são encontradas principalmente em diversos *roof pendants* nos granitoides mais novos do domínio leste.

A parte leste do CDF compreende uma área granítica alongada segundo um trend NE, exposta descontinuamente por ca. 1400km, do Estado de Santa Catarina até o Uruguai. Do norte para o sul, três segmentos são reconhecidos, como Batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá. Magmatismo granítico ao longo desse cinturão é reconhecido de 650 a 580 Ma (Chemale et al., 2012; Florisbal et al., 2012a,b), em sucessivos pulsos, controlados principalmente por tectônica transcorrente.

Alguns autores (Fernandes et al., 1992; Silva et al., 2005) interpretam essa área como registro de um antigo arco magmático, ou como uma zona de sutura (Basei et al., 2000, 2005). Entretanto, muitos estudos detalhados (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000, 2004; Garavaglia et al., 2002; Oyhantçabal et al., 2007, 2010; Florisbal

et al, 2012 a,b,c, Peternell et al., 2010) sugerem que essa área seja um ambiente pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Aqueles autores sugerem que o ambiente pós-colisional no CDF é marcado por uma importante tectônica de caráter transcorrente, que teve um importante papel na geração, ascensão e posicionamento de uma série de magmas, de composição principalmente granítica, mas com contribuições mantélicas subordinadas. Esse sistema de cisalhamento transcorrente foi definido por Bitencourt e Nardi (2000) como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Esse cinturão é uma megaestrutura que se estende desde Santa Catarina até o Uruguai, compreendendo diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior parte dessas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário. O CCSb, durante o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro, controlou sucessivas etapas de magmatismo plutônico entre 650 e 580 Ma. Segundo Bitencourt e Nardi (2000), este magmatismo abrange granitoides subalcalinos alto-K e leucogranitos peraluminosos, precoces em relação à tectônica transcorrente, que evoluem para granitoides de afinidade shoshonítica e, finalmente, alcalinos sódicos de caráter tardi- a pós-transcorrente. São frequentes contribuições de magmas básicos sincrônicos, representados por enclaves máficos micro-granulares, diques sin-plutônicos e componentes máficos em sistemas de *co-mingling* (Florisbal et al. 2009).

O CCSB tem como principais zonas de cisalhamento, em Santa Catarina, a zona de Cisalhamento Major Gercino, no Rio Grande do Sul, a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, e, no Uruguai, a zona de cisalhamento Sierra Ballena. Essas megaestruturas, juntamente com zonas de cisalhamento de menor escala, de orientações e cinemáticas variáveis, atuam frequentemente de forma conjugada, em sistemas de compensação de movimentos sintéticos e antitéticos. Esses movimentos desencadeiam mudanças nas condições de pressão e reologia da crosta, criando caminhos para ascensão de magmas, e localmente gerando fusões por decompressão. Durante a ascensão, uma série de processos físico-químicos ocorre na interação do magma com as tensões oriundas das zonas de cisalhamento, que são refletidas no formato dos corpos intrusivos, em suas relações de contato com as encaixantes, em indicadores cinemáticos e feições de recristalização/deformação, além de gerar rochas com assinaturas geoquímicas e isotópicas peculiares.

Embora o magmatismo pós-colisional ao longo desse cinturão seja bastante estudado, estudos de detalhe ainda são raros, e é imprescindível que estudos desse tipo tenham uma abordagem integrada, para que se possam gerar modelos confiáveis que contribuam com o entendimento da relação tectônica/magmatismo, durante o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano no sul do Brasil.

CAPÍTULO III MATERIAIS E MÉTODOS

O Granito Corre-mar foi definido em 2000, durante o mapeamento 1:25000 realizado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e, desde então, poucos trabalhos foram realizados na região, existindo uma carência, principalmente de trabalhos de detalhamento estrutural de meso- e micro-escala. Com o objetivo de esclarecer as relações do GCM com o contexto local e regional, a área vem sendo estudada desde o ano de 2011, sendo utilizada uma abordagem integrada no estudo, utilizando geologia estrutural (macro, meso e micro-escala) geoquímica elemental, geoquímica isotópica e geocronologia. Neste capítulo são apresentadas as técnicas utilizadas em campo e em laboratório durante o desenvolvimento da dissertação.

Trabalho de Campo

A etapa de trabalho de campo foi realizado em duas etapas, uma em 2011 e outra em 2012, em que primeiramente foram visitados afloramentos-chave, já conhecidos e descritos em trabalhos anteriores como UFRGS (2000a); Peternell et al. (2010); Rivera et al. (2004). Após esse reconhecimento inicial, foi realizada a busca por outros afloramentos chave, principalmente nos costões, entre as praias da Ilhota e Estaleiro, assim como alguns afloramentos para oeste, adentrando o continente. Afloramentos com boas exposições das relações foram selecionados para um detalhamento estrutural, que foi feito através da descrição dos afloramentos, confecção de croquis em folhas A3 a fim de evitar distorções nas dimensões das estruturas, tomada de fotografias de feições representativas, e medidas das estruturas como foliações, lineações e orientação dos corpos, que posteriormente foram tratados utilizando o software Stereo32. Os croquis foram digitalizados com auxílio do software CorelDraw X5. Nos outros afloramentos, priorizando amostras sem alteração, foi realizada a coleta de amostras para análise química de rocha total, e, dentre esses, foram selecionadas cuidadosamente amostras para realizar as análises isotópicas e geocronológicas. No total foram descritos 35 pontos, sendo 24 com análises geoquímicas de rocha total, 4 com análises isotópicas e 1 com análises geocronológicas.

Petrografia e análise microestrutural

Nessa etapa do trabalho, a petrografia foi utilizada para identificação das principais fases minerais através de estimativa modal visual. As rochas foram então classificadas e nomeadas de acordo com Streckeisen (1976). Na etapa de análise microestrutural, foram determinadas as relações de contato entre os minerais, texturas, microestruturas e sua relação com a deformação. Uma abordagem específica foi usada em cada uma das fases minerais mais importantes da rocha

Quartzo: Grãos precoces ou tardios, feições de deformação intracristalina, tipos de extinção, subgrãos, feições e tipo de recristalização (rotação de subgrão (RSG), migração do limite do grão (MLG)).

Plagioclásio: Teor de Anortita (An), determinado pelo método da seção alfa proposto por Hibbard (1995), forma e zanação dos cristais, tipos de maclas (maclas originais e de deformação). Feições de deformação, rúptil e dúctil, e recristalização.

Feldspato potássico: Forma dos cristais, formação de pertitas (porcentagem entre fase sódica e fase potássica de cada cristal e morfologia das pertitas). Feições de deformação rúptil e dúctil, e recristalização.

Biotita: Cor de absorção máxima (ng), tipos de inclusões, feições de deformação rúptil e dúctil.

Na petrografia, foram também tomadas fotomicrografias em luz natural e polarizada, de feições microestruturais, e confeccionados fotomosaicos para melhor visualização e entendimento das microestruturas em uma escala relativamente maior.

No total, foram descritas e analisadas 50 lâminas, sendo 46 do GCM e 4 do GI, que foram estudadas em lupa de mesa Micronal, e em microscópio de luz transmitida Zeiss, equipado com lentes de aumento de 2,5, 10 e 50x.

Litoquímica

Os estudos geoquímicos foram realizados a fim de classificar as rochas e investigar sua gênese através do estudo do comportamento dos elementos traços e terras raras.

Para realização destes estudos, as amostras foram preparadas no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS, envolvendo as seguintes etapas: (i) lavagem das amostras, (ii) moagem das amostras em prensa hidráulica, (iii) moagem das amostras em moinho de bolas, (iv) redução da granulometria das amostras em gral de ágata até a obtenção da fração pó, (v) pesagem de 10 g de amostra em balança analítica com quatro casas decimais de precisão, (vi) acondicionamento e envio das amostras para análise por ICP-MS para elementos traço e fluorescência de raios-X para elementos maiores, no *Activation Laboratories*, Canadá.

No método de análise por ICP-MS, a amostra é nebulizada e injetada no centro de um plasma de argônio, mantido pela interação de um campo de radiofrequência que ioniza o gás argônio. A amostra então ionizada é direcionada para o interior de um espectrômetro de massa quadrupolo. Atinge normalmente temperaturas da ordem de 10.000 K, o que permite uma completa atomização dos elementos, minimizando desta maneira os efeitos de interferência química. O espectro emitido é constituído principalmente de linhas de átomos ionizados, resultando daí os limites de detecção mais baixos que os de outros métodos de análise.

Os dados foram tratados no software GCDKit, e gerados gráficos de classificação geoquímica e ambientes tectônicos.

Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

O estudo das razões isotópicas Sr-Nd foi utilizado para o detalhamento da investigação da gênese do Granito Corre-mar, visando uma melhor caracterização de suas fontes.

As 4 amostras de geoquímica isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total foram realizadas no Centro de Estudos Geocronológicos (CePeGeo) da Universidade de São Paulo, via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), utilizando-se um

espectrômetro VG354 em um detector Faraday único, segundo a metodologia apresentada por Torquato e Kawashita (1994), Sato *et al.* (1995) e Souza. (2009). Para o cálculo das razões iniciais, foram empregadas correções para as idades de cristalização dos plútons e razões Rb/Sr e Sm/Nd elementais obtidas por fluorescência de raios-X e ICP-MS, respectivamente. Para análises $^{84}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ foi adicionado *spike* à fração contendo o Sr previamente extraído. Todas as análises isotópicas foram conduzidas em Espectrômetro de Massa VG 354 e Finnigan MAT 262. As razões normalizadoras são $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e as constantes utilizadas conforme Steiger e Jäger (1978) e De Paolo (1981) para Sr e Nd, respectivamente.

Geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS

A geocronologia através do método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS foi utilizada para obter uma idade confiável para o Granito Corre-mar, visto que este já foi datado anteriormente, porém foram obtidas idades pouco precisas e confiáveis. Com um rigoroso controle de campo, foram coletadas amostras que apresentassem o mínimo de contaminação e interação com xenólitos. As análises pontuais em zircão revelaram, além da idade magmática, heranças que quando avaliadas em conjunto com as idades modelos Sm-Nd, colaboraram na investigação das fontes envolvidas na gênese desta rocha.

A preparação das amostras a serem utilizadas nos estudos de geocronologia U-Pb em zircão foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do CePeGeo-USP, com exceção da etapa de separação mineral, realizada no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS:

Separação mineral

A separação dos cristais de zircão a serem datados foi feita primeiramente passando as amostras já fragmentadas e pulverizadas em bateia manual; após a bateia as amostras foram secadas em estufa, e processadas no separador magnético Frantz, modelo L-1; Quatro etapas de separação foram feitas, utilizando diferentes amperagens: 0,4A; 0,8A; 1,20A; e 1,80A, visando separar e descartar os

minerais pesados e magnéticos, de modo que no concentrado final restassem principalmente cristais de zircão.

Catação manual e montagem das pastilhas em resina

Após a etapa de separação mineral obtêm-se os concentrados de minerais pesados e não magnéticos onde se encontra a maior parte dos cristais de zircão. Contudo, esta fração não é ainda composta apenas de cristais de zircão, mas contém comumente apatita, alguns sulfetos e outros minerais. Procede-se então a catação manual em lupa Olympus® com utilização de pequenas agulhas para separação dos cristais de zircão. Feito isso, segue-se uma etapa de seleção dos cristais a serem utilizados no estudo. São selecionados cristais de diferentes populações, priorizando os cristais sem fraturas, feições de metamictização ou inclusões. Após a seleção de aproximadamente cem cristais por amostra, estes são capturados com auxílio de uma micropipeta e colocados em uma lamínula. Estes cristais serão então capturados com auxílio de uma agulha fina e dispostos em linha em uma fita dupla face.

Após a disposição dos cristais na fita dupla face a mesma foi encaminhada para impregnação de resina Epoxi em moldes redondos de aproximadamente 2,5 cm de diâmetro.

Quando seca a resina, esta seção é polida até que a face dos cristais a serem analisados seja atingida. A seguir, as mesmas são metalizadas com película de carbono para que sejam imageadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Imageamento das seções polidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV)

As imagens de elétrons retro-espalhados (BSE – *back scattering images*) são de extrema importância na realização de estudos geocronológicos pontuais U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS, pois permitem uma melhor visualização das diversas estruturas internas, como zonações, zonas de reabsorção e fraturas, bem como o planejamento e otimização dos pontos a serem analisados no laser. São imageados grupos de três a cinco cristais e detalhes são realizados em cristais que mostram

estruturas internas importantes. Os cristais selecionados são representativos das diferentes populações encontradas na amostra e todas as características físicas como forma, hábito, geometria das zonações, entre outros, foram minuciosamente documentados para auxiliar não só na escolha dos locais onde foram alocados os pontos, mas também para auxílio na interpretação dos dados obtidos. O MEV também foi utilizado para a identificação dos diminutos cristais de badeleíta nas rochas básicas a serem estudadas pelo método U-Pb. Dado que os cristais têm em média 10-25 μ m, com raros cristais com 100 μ m, esta metodologia foi essencial para selecionar as três amostras que seriam utilizadas para os estudos geocronológicos U-Pb nas rochas básicas. Neste caso foram efetuadas não apenas imagens BSE, mas também análises semi-quantitativas de microanálise química elementar (EDS). Todas as imagens foram obtidas no Centro de Microscopia Eletrônica (CEM) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em um MEV JSM 5800, sob a supervisão da técnica Karina Marckmann.

Datações U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS

As datações U-Pb em zircão, para idades de cristalização e idades de heranças, foram feitas na amostra CA-04a, utilizando o sistema de LA-MC-ICP-MS (Multi-collector-ICP-MS com sistema de laser ablation acoplado, utilizando spot de 30 μ m. Maiores detalhes sobre essa metodologia constam no trabalho de Sato et al. (2010).

Para cálculo das idades e representação dos dados em diagramas concórdia utilizou-se o Software Isoplot® (Ludwig, 1993).

CAPÍTULO IV

ARTIGO 1

Manuscrito submetido à revista Geologia USP – Série Científica

**Caracterização cinemática de uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NNE
marcada na evolução de seu magmatismo granítico sintectônico - região de Camboriú,
SC**

RESUMO

O Granito Corre-Mar (GCM) localiza-se na região de Itapema-Camboriú, SC, extremo nordeste do Cinturão Dom Feliciano. Uma zona de cisalhamento subvertical de direção NNE controla seu posicionamento, gerando-se um par S-C subvertical com cinemática sinistral. A foliação S (magmática), de direção NE-SW, é dada principalmente pela orientação de feldspatos e xenólitos, enquanto a foliação C (cisalhamento), de direção NNE-SSW é marcada pelo estiramento dos cristais e formação de caudas de recristalização assimétricas nos feldspatos. Nas rochas encaixantes, próximo aos contatos, desenvolvem-se zonas de deformação de baixa temperatura paralelas à foliação C local do GCM. Os corpos do GCM têm uma sistemática variação na espessura, onde zonas mais largas mostram as foliações menos desenvolvidas. Microestruturas indicativas de deformação progressiva em temperatura decrescente são representadas por subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez no quartzo e textura granoblástica em K-feldspato, as quais são superpostas por estruturas de mais baixa temperatura, como recristalização fina do quartzo, selamento de fraturas dos cristais maiores de feldspato por material da matriz finamente recristalizada e neoformação de grãos finos ao redor dos cristais de feldspato. A integração dos dados estruturais e petrológicos indica que o GCM se posicionou quando a zona de cisalhamento NNE estava ativa, e a sua geometria indica uma componente de abertura na direção NE, típica de regime transtrativo. A estrutura transtrativa é compatível com sua posição em zona de baixa deformação transcorrente do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, situada entre as zonas de mais alta deformação representada pela zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, ativas no estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil.

Palavras chave: Zona de cisalhamento transcorrente; Magmatismo granítico; Sintectônico.

ABSTRACT

The Corre-Mar Granite (GCM) is located in the region of Itapema-Camboriu, SC, northeastern part of Dom Feliciano Belt. A subvertical NNE-trending shear zone controls its emplacement, and a subvertical S-C fabric is generated with sinistral shear sense. The S-planes (magmatic) strike NE-SW and are marked mainly by the orientation of feldspar crystals and xenoliths, while the C-planes (shearing), strike NNE-SSW, marked by mineral stretching, tails of asymmetric recrystallization in feldspars, and inflection of the structures previously oriented along S. Low-temperature deformation zones parallel to the GCM local C-foliation, best developed near the contacts with the host rocks, do not extend more than a few meters into the country rocks. The GCM bodies have a systematic variation in thickness,

where wider zones show the least developed foliations. Microstructures indicative progressive deformation under decreasing temperature are represented by chessboard-pattern subgrains in quartz, and, granoblastic K-feldspar grains. These are overprinted by lower temperature microstructures, such as fine-grained recrystallized quartz, frequently by bulging, sealing of fractures in larger K-feldspar grains by the finely recrystallized matrix, and neoformation of fine grains around the feldspar crystals. The integration of structural and petrological data indicate that the GCM was positioned when the NNE-trending shear zone was active, and its geometry indicates an opening component along the NE direction, typical of transtensional regimes. The transtensional structure is compatible with its positioning in a low-strain zone of the Southern Brazilian Shear Belt, situated between the higher strain zones represented by the Major Gercino and Itajai shear zones, both active in the post-collisional stages of Brasiliano Cycle in southern Brazil.

Key-words: Transcurrent shear zone; Granitic magmatism; Syntectonic.

INTRODUÇÃO

A evolução do magmatismo granítico no sul do Brasil está diretamente ligada ao Ciclo Brasiliano. As relações temporais entre o magmatismo e a atividade tectônica regional podem ser refletidas em diversas escalas, assim como na evolução das estruturas relacionadas ao resfriamento progressivo dos magmas (Floribal et al., 2012b). A ascensão, o posicionamento e o tipo de deformação dos magmas graníticos podem variar muito de acordo com o ambiente tectônico do magmatismo.

Este trabalho propõe a investigação de uma zona de cisalhamento de direção NNE-SSW entre os municípios de Itapema e Balneário Camboriú, litoral norte de Santa Catarina, e sua possível relação com os granitoides ocorrentes na região, visando a contribuir com os trabalhos anteriores elaborados nessa área (Basei et al., 2000, 2008; Silva et al., 2005; Peternell et al., 2010), em que ficaram abertas questões estruturais e principalmente estratigráficas de algumas unidades ocorrentes na área. Os dados são aqui apresentados na forma de croquis de detalhe confeccionados a partir de croquis de campo e fotografias, estereogramas de foliações e lineações, fotografias e fotomosaicos de feições estruturais na escala meso- e microscópica, com o objetivo de investigar a relação das estruturas do GCM com as zonas de cisalhamento transcorrentes da região, e, em maior escala, com os eventos transcorrentes do Cinturão Dom Feliciano.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Uma grande massa de rochas graníticas compreende a parte leste do Cinturão Dom Feliciano (CDF), que se estende desde o Uruguai até Santa Catarina, subdividida em Batólito Pelotas, no Escudo Sul-rio-grandense, Batólito Florianópolis, no Escudo Catarinense (EC) e Batólito Aiguá no Uruguai. Esse magmatismo foi controlado pelo Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Figura 1A), definido por Bitencourt e Nardi (2000) como uma megaestrutura que compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior parte dessas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário. O CCSb, durante o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro, controlou sucessivas etapas de magmatismo plutônico entre 650 e 580 Ma (Bitencourt e Nardi, 2000). A porção oeste do CDF mostra rochas metamórficas de fácies granulito arqueanas e paleoproterozóicas, relacionadas aos crátons Rio de La Plata (Almeida et al., 1973) e Luís Alves (Hartmann et al., 2003).

A figura 1b dá ênfase ao Escudo Catarinense, porção norte do Cinturão Dom Feliciano, que compreende, na parte sul, uma massa de granitoides pouco deformados; na parte norte, têm-se rochas do Complexo Granulítico Santa Catarina (Hartmann et al., 1979), do Complexo Camboriú (CC) (Chemale et al., 1995) e pelo Granito Itapema (GI) (Bitencourt e Nardi, 2004); rochas supracrustais do Complexo Brusque, cuja idade de deposição ainda é discutida (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011), além das zonas de cisalhamento regionais Major Gercino (ZCMG) definida por Bitencourt et al. (1989a), e Itajaí-Perimbó (ZCIP) definida por Silva (1991). Ambas têm direção NE e cinemática dextral, além de zonas conjugadas de menor escala com direção NS a NNE-SSW e cinemática sinistral. Diversos estudos na área (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000; Florisbal, 2011; Peternell et al., 2010, entre outros) mostram que a tectônica controlou o posicionamento de magmas graníticos, gerando rochas fortemente foliadas e deformadas, sendo muitas vezes confundidas com rochas metamórficas. Florisbal et al. (2012a) obtiveram idades de cristalização entre 625 e 609 Ma (U-Pb LA-ICP-MS em zircão) para granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes na área.

A área de estudo é uma região de aproximadamente 12 km², focada principalmente em uma zona de cisalhamento de direção NNE-SSW, localizada entre a ZCMG e ZCIP (retângulo vermelho na Figura 1B). A área compreende rochas do Complexo Camboriú e do Granito Itapema intrudidas pelo Granito Corre-mar (GCM), Granito Serra dos Macacos (GSM) (UFRGS, 2000a) e Granito Rio Pequeno (GRP) (Peternell et al., 2010).

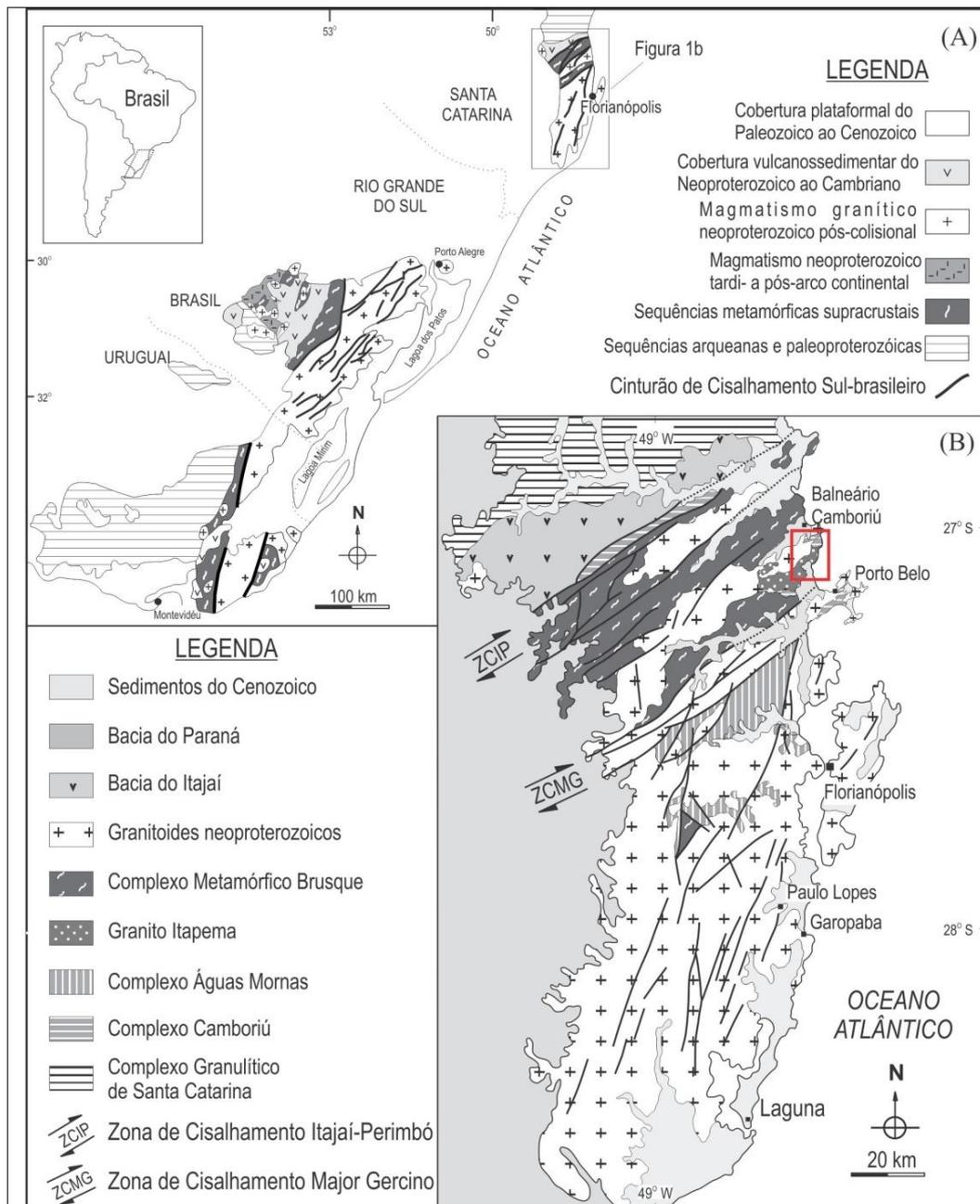


Figura 1 – (A) Situação da área de estudo no contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai e (B) no Escudo Catarinense com suas principais unidades geológicas e traços tectônicos; área de estudo indicada pelo retângulo. Modificado de Bitencourt e Nardi (2004).

Segundo UFRGS (2000a), Lopes (2008) e Peterzell et al. (2010), o Complexo Camboriú compreende rochas bandadas a finamente laminadas, incluindo principalmente hornblenda-biotita ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com corpos decimétricos a métricos de anfibolito subordinados. Orto- e paragnaisses muitas vezes são migmatíticos, com leucossomas trondjemíticos a leucograníticos. A principal foliação do CC é formada pelo alinhamento de feldspatos, biotita (raramente anfibólio) e por lentes de

agregados de quartzo e plagioclásio. Essa foliação é paralela ao bandamento e tem mergulhos variáveis tanto para NW quanto para SE (Peternell et al., 2010). Basei et al. (2013), apresenta novos dados sobre o CC, mostrando, através de datações U/Pb e isótopos de Hf, que este teve uma acreção juvenil, restrita ao Arqueano, seguida de diversos retabalhamentos intracrustais, que começaram no Paleo-mesoarqueano (3,3 a 3,0 Ga), continuaram por meio de eventos no Neoarqueano e Paleoproterozoico, terminando no Neoproterozoico (de 0,64 a 0,61 Ga).

O Granito Itapema foi originalmente definido por Bitencourt e Nardi (2004) e compreende hornblenda-biotita granodioritos a biotita monzogranitos e leucogranitos equigranulares finos, sendo todos os termos ricos em xenólitos (Rivera et. al., 2004). Um bandamento de fluxo (S_0) bem desenvolvido é encontrado em todas as suas variedades, conforme descrito por Bitencourt e Nardi (2004). Paralela à estratificação ígnea, desenvolve-se uma foliação magmática, e geralmente mergulha com baixo ângulo para SE e NW, (Peternell et al., 2010). O GI foi datado em 2.02 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão) por Hartmann et al. (2003), sendo interpretada como idade de cristalização. No trabalho de Basei et al. (2013), a unidade referida como Diatexito Ponta do Cabeço parece tratar-se do próprio Granito Itapema definido por Bitencourt e Nardi (2004). Aquele autor obteve a idade de 637 ± 21 Ma (U/Pb SHRIMP em zircão) para esta unidade, interpretando-a como idade da fusão neoproterozóica do CC que deu origem ao Granito Itapema, segundo os dados apresentados por Basei et al. (2013).

O Granito Rio Pequeno, estudado por Florisbal et al. (2012c), compreende rochas porfíricas de composição monzogranítica, raramente sienogranítica ou granodiorítica, com megacristais de feldspato imersos em uma matriz média a grossa contendo biotita como a principal fase máfica, e anfibólio nas fácies menos diferenciadas. Os mesmos autores obtiveram a idade de cristalização de 622 ± 15 Ma (U-Pb LA-ICP-MS em zircão).

O Granito Serra dos Macacos compreende biotita sieno- a monzogranitos com muscovita, fracamente foliados, de textura predominantemente equigranular fina a média, com fenocristais esparsos de feldspatos de 1 cm de tamanho. Sua idade de cristalização é 611 ± 9 Ma (U-Pb LA-ICP-MS em zircão) obtida por Florisbal et al. (2012a); O GSM e o GRP possuem características estruturais semelhantes, ambos com foliação magmática, praticamente sem deformação de estado sólido, de direção NE-SW e mergulhos de alto ângulo para NW e SE (Peternell et al., 2010).

Em mapas topográficos antigos, o local hoje conhecido como Ponta do Corre-mar, onde foi definida a seção tipo do Granito Corre-mar (UFRGS, 2000a) consta como “Ponta do Cabeço”. Isso gerou discussões a respeito da rocha ocorrente nesse local. Basei et al. (2013)

defende que a única unidade ocorrente nesse local é a que este autor chama de Diatexito Ponta do Cabeço, cortado por injeções graníticas tardias, que parecem corresponder ao Granito Corre-mar, sendo ambos colocados na mesma unidade. No presente trabalho serão apresentados dados de campo que possibilitam a individualização dessas unidades, Granito Itapema e Granito Corre-mar, que indicam que este se posicionou quando o GI já estava cristalizado, tornando incoerente a colocação de ambos dentro da mesma unidade estratigráfica. A idade do GCM ainda é tema de discussões, já que nas tentativas de datação feitas até hoje foram obtidas isócronas imprecisas. Basei et al. (2000) obteve, através do método U/Pb em zircão, um diagrama concórdia, pouco definido, com intercepto inferior em 583 ± 26 Ma, e intercepto superior em 2804 ± 130 Ma. Este autor interpreta o intercepto inferior como idade de fusão parcial dos gnaisses encaixantes e cristalização do granito, enquanto o superior interpreta como herança crustal. Silva et al. (2002) obteve uma datação U/Pb SHRIMP, porém também controversa, com um intercepto superior em 2174 ± 22 Ma, e inferior em 868 ± 330 Ma. Este autor, comparando esses dados interpreta a idade de 2174 ± 22 Ma como idade de cristalização, e a de 583 ± 26 Ma como crescimento hidrotermal do zircão. Entretanto, essas idades não são muito confiáveis, por não haver uma concórdia bem definida, dando margem a diferentes interpretações.

GEOLOGIA DO GRANITO CORRE-MAR

O Granito Corre-mar é um biotita monzogranito de textura heterogranular fina a média, localmente milonítico. Compreende corpos alongados de no máximo 2,5 km², apófises de até 100 m de espessura e injeções centimétricas a métricas. Sua principal característica é a presença constante de duas foliações, uma magmática (S) e outra de cisalhamento (C), que formam uma estrutura tipo S-C, presente em todas as suas ocorrências. É comum a presença de xenólitos centimétricos a métricos de gnaisses e anfibólitos do Complexo Camboriú, assim como xenólitos e megaxenólitos do Granito Itapema. Diversas feições, desde macro- a microescala, sugerem que o GCM foi submetido a tensões diferenciais durante e após sua cristalização.

Estruturas de macroescala

O alongamento preferencial dos corpos do GCM tem direção variável entre os azimutes 045 a 065, assim com suas apófises e injeções nas rochas do CC e do GI (Figura 2). A foliação magmática (S) tem direção paralela aos contatos e ao alongamento dos corpos.

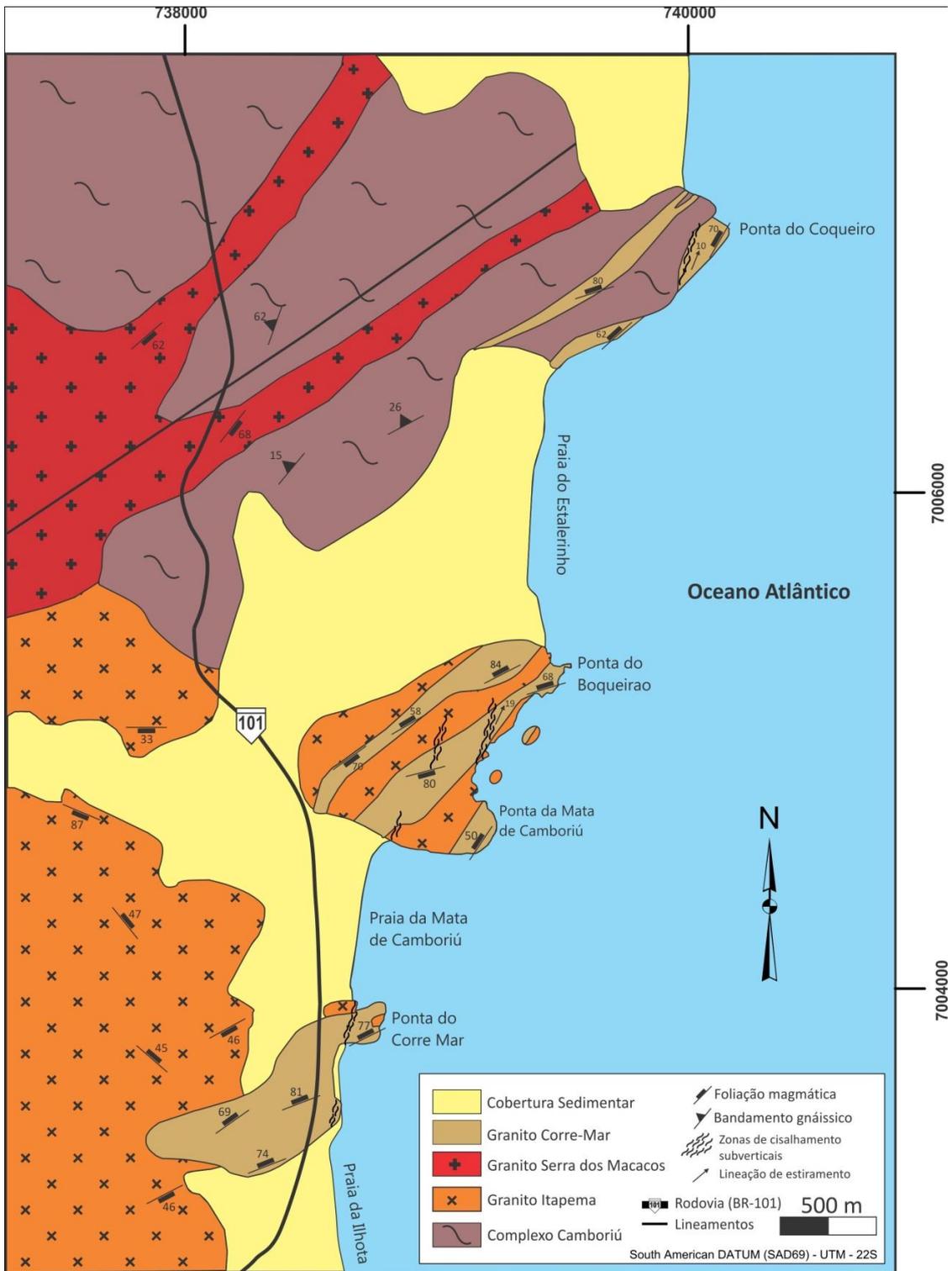


Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo.
Modificado de Florisbal et. al. (2011).

Estruturas de mesoescala

A foliação magmática (S) do GCM possui direção preferencial NE-SW com mergulhos acentuados ora para SE, ora para NW, enquanto a foliação de cisalhamento (C) possui direção preferencial NNE-SSW com mergulhos subverticais ora para ESE, ora para WNW. No plano da foliação C, desenvolve-se uma lineação de estiramento marcada principalmente por cristais de plagioclásio e K-feldspato, com baixo ângulo de caimento. As atitudes dessas estruturas estão representadas na Figura 3, e no croqui mostrado na Figura 4.

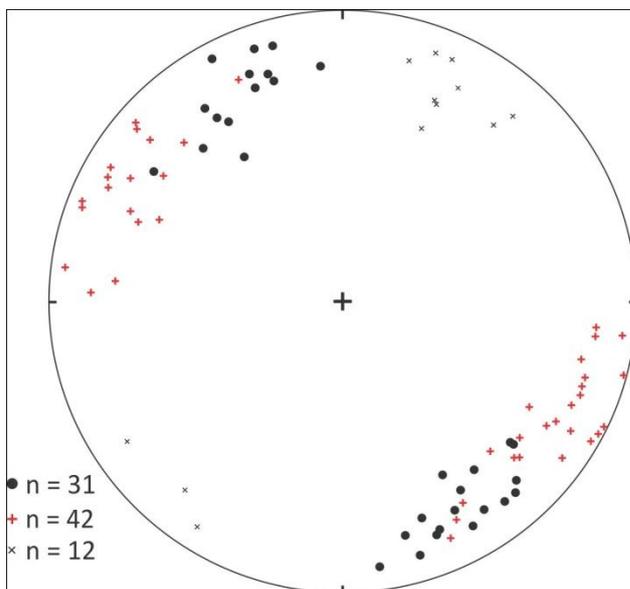


Figura 3 – Representação estereográfica (hemisfério inferior) das estruturas do GCM. Círculos pretos – polos da foliação S; cruz vermelha – polos da foliação C; x preto – Lineação de estiramento.

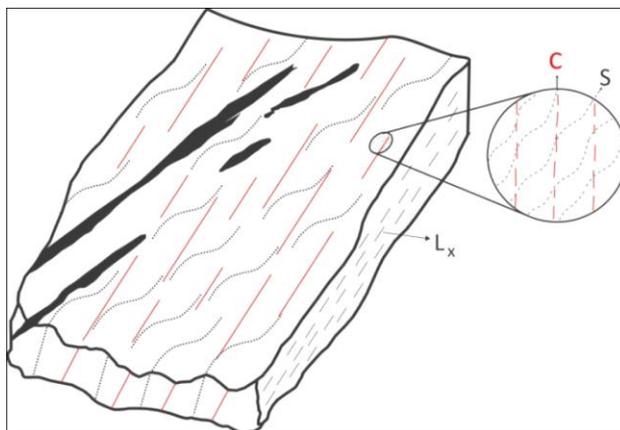


Figura 4 – Arranjo estrutural típico do GCM, com a foliação C penetrativa, e a foliação S subordinada e truncada, formando um par S-C, com o desenvolvimento de um lineação de estiramento (L_x) no plano da foliação C.

A foliação S é marcada pela orientação de cristais de 0,5 a 1 cm de comprimento de plagioclásio e K-feldspato bem formados, orientação de agregados centimétricos de biotita e orientação de xenólitos centimétricos a métricos de gnaisses e anfibolitos do CC (Figuras 5A e 5B). Localmente, desenvolve-se uma estratificação composicional paralela à S, dada pela segregação de pegmatitos e aplitos durante a cristalização, que tende a estar sempre paralela ou sub-paralela aos contatos do GCM.

A foliação C é marcada pelo estiramento e deslocamento dos xenólitos do CC anteriormente orientados na S, ora desenvolvendo *schlieren*, caudas de recristalização assimétricas (Figura 5C), que sugerem deformação não-coaxial, nos cristais de K-feldspato e plagioclásio, e inflexão das biotitas da S para C que tornam o par S-C evidente.

Localizadamente, refletindo a heterogeneidade da deformação, ocorrem zonas de alto *strain*, que geram estiramento dos cristais de plagioclásio e K-feldspato e cominuição e recristalização intensa dos cristais de quartzo. Nessas zonas, observa-se a diminuição do ângulo entre a foliação magmática e a de cisalhamento. Alguns cristais de feldspatos resistem à deformação, gerando uma textura porfiroclástica, com matriz fina e porfiroclastos de até 0,5 cm (Figura 5D).

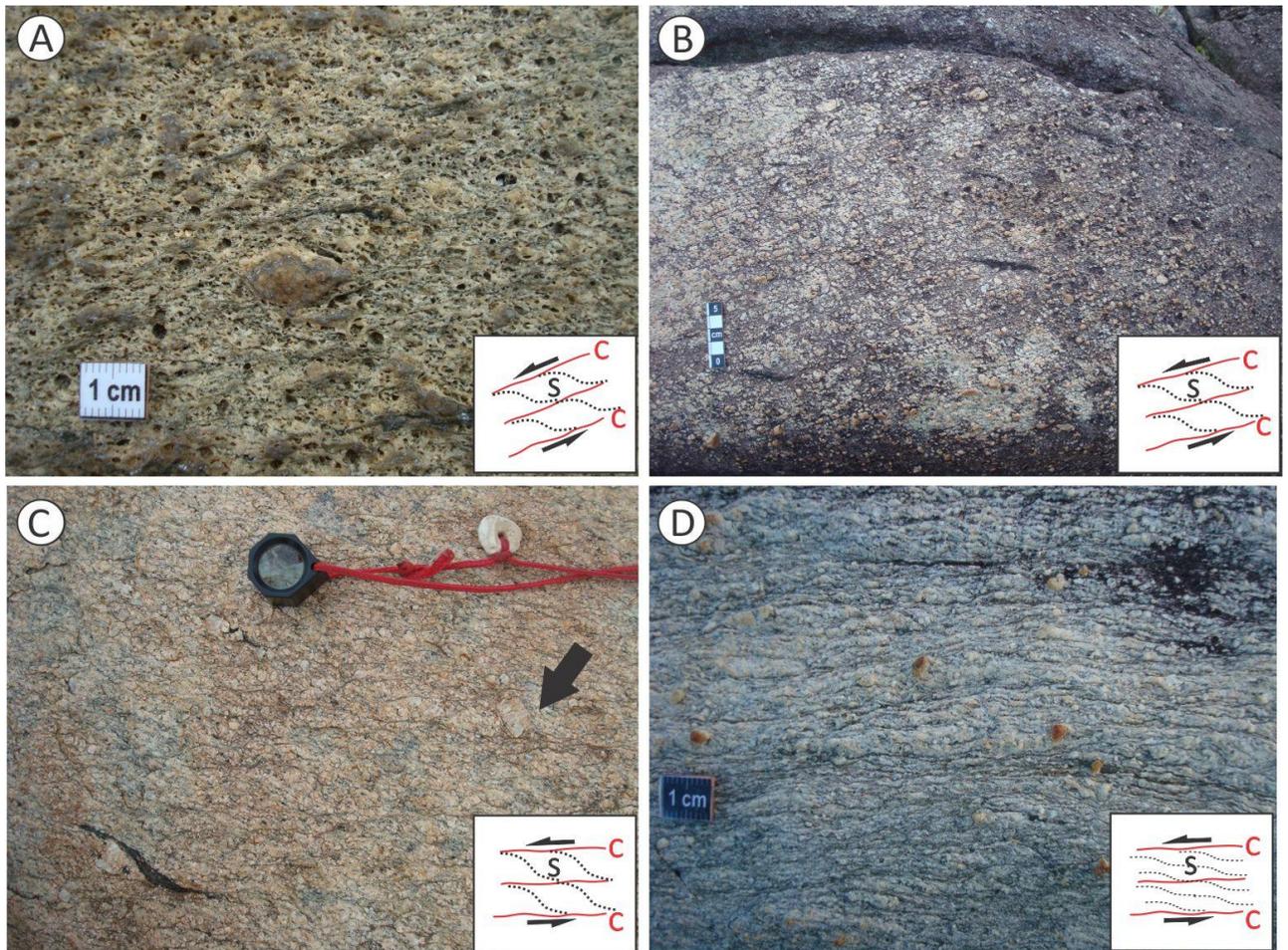


Figura 5 – Aspectos gerais das foliações do GCM, com a relação angular S-C. (A) Foliações S-C ressaltadas pela erosão diferencial, com um feldspato potássico (centro) orientado na S e deformado pelo cisalhamento ao longo da C, marcada por biotitas orientadas; (B) Xenólitos de gnaiss orientados na S; (C) xenólito de gnaiss orientado na S e deformado pelo cisalhamento ao longo da C (embaixo à esquerda) e um feldspato potássico com cauda assimétrica formada pela C (seta); (D) Textura porfiroclástica em zona de alta deformação, com o par S-C tendendo a se paralelizar.

discretas zonas de deformação de baixa temperatura (ZDBT) marcadas pela intensa cominuição dos cristais, concentradas em zonas estreitas, paralelas à foliação C local do GCM, mostrando uma continuidade das injeções para as encaixantes. As zonas de deformação de baixa temperatura têm sua ocorrência estritamente limitada às proximidades dos contatos com o GCM e não se estendem mais do que alguns metros para dentro das encaixantes (Figuras 6A e 6B).

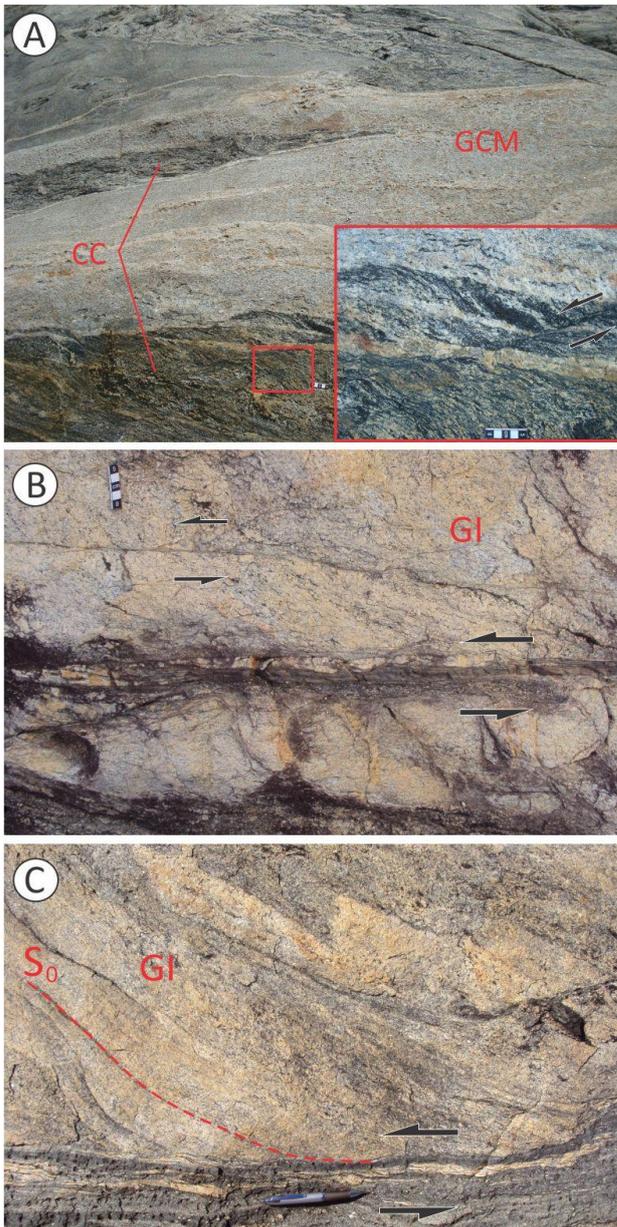


Figura 6 – Feições de deformação nas rochas encaixantes do GCM. (A) Injeção do GCM em gnaisse do CC (detalhe em vermelho - zoom da parte destacada mostrando o bandamento gnáissico deslocado por uma ZDBT, concordante com a foliação C local do GCM); (B) ZDBT afetando o GI; (C) Bandamento de fluxo (S_0) do GI, sendo arrastada para uma ZDBT.

Em alguns contatos do Granito Corre-mar com o Granito Itapema se desenvolvem zonas de alta deformação que geram arrasto da foliação primária do GI encaixante para dentro das ZDBT (Figura 6C). Estas zonas têm até 3m de largura e geram uma complexa obliteração dos limites dessas duas unidades, ficando difícil distinguí-las. Próximo a esses contatos, observam-se xenólitos, injeções pegmatíticas e cristais das duas unidades com formato sigmoidal, por vezes dobrados, todos indicando sentido de movimento sinistral. As ZDBT são bem desenvolvidas perto desses contatos, se dissipando poucos metros para o interior do GI.

Injeções pegmatíticas e aplíticas encontram-se dobradas, com eixos subverticais e planos axiais paralelos à foliação C. Frequentemente ocorrem dobras cuja geometria indica movimento sinistral (Figuras 7A e 7B). O exemplo da Figura 7C mostra uma injeção preenchendo fraturas extensionais com direção WSW-ENE, que ajudam a reconstruir o campo tensional atuante no momento da ruptura do *mush*, indicando também uma cinemática sinistral. Localmente ocorrem séries de dobras fechadas (Figura 7D), com a C como plano axial.

O Granito Corre-mar mostra um padrão sistemático de bifurcação em várias escalas, contornando grandes xenólitos do Granito Itapema e do Complexo Camboriú. Em diversos afloramentos, além da componente sinistral é notável uma componente trativa, controlando o posicionamento do GCM, evidenciada por uma variação na espessura dos seus corpos e injeções, onde as zonas mais largas encontram-se pouco deformadas, com as foliações e lineações pouco desenvolvidas.

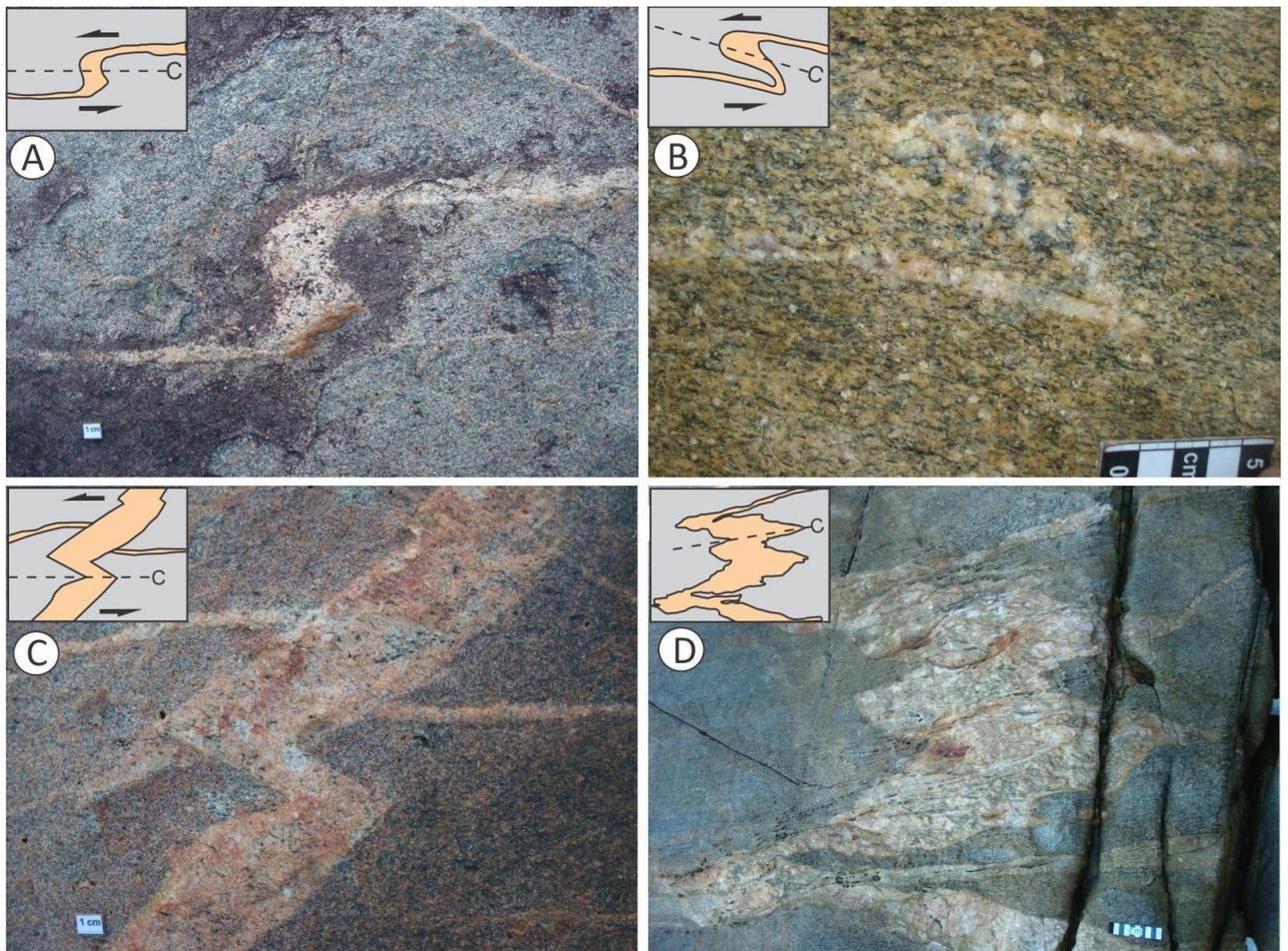


Figura 7 – Injeções aplíticas e pegmatíticas dobradas com respectivos croquis interpretativos. (A) Injeção aplítica com dobra em S aberta; (B) injeção aplítica com dobra em S fechada; (C) injeção preenchendo fraturas extensionais; (D) séries de dobras fechadas a isoclinais em injeção aplítica;

Nos locais onde o Granito Corre-mar é intrusivo nas rochas do Complexo Camboriú, ocorrem xenólitos de gnaiss e anfibolito, muitas vezes angulosos e com contatos retos, aparentemente sem interação com o magma do GCM. Porém, localmente xenólitos alongados são orientados e parcialmente assimilados (Figura 8A). Em alguns, o granito penetra no bandamento gnáissico, aproveitando a estrutura pré-existente, como no detalhe da Figura 8A. Alguns xenólitos centimétricos a decimétricos são deformados e estirados ao longo da foliação C, gerando um formato assimétrico que indica movimento sinistral (Figura 8B). É frequente também a ocorrência desses xenólitos muito estirados concordantes com a foliação C, formando *schlieren*, que são muitas vezes confundidos com agregados de biotita do próprio GCM (Figura 8C).

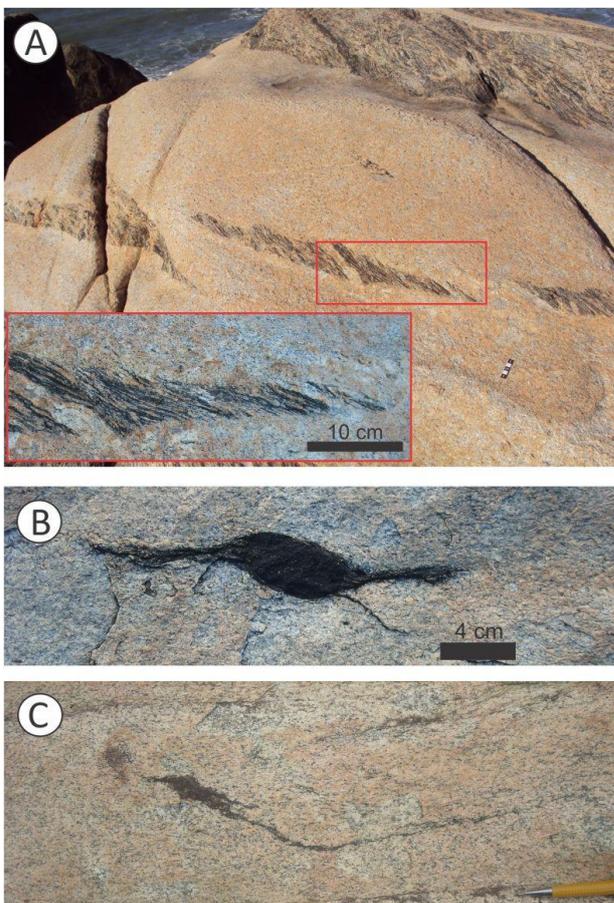


Figura 8 – (A) Xenólito alongado de gnaiss do CC em injeção do GCM; retângulo vermelho: detalhe da foto a mostrando o xenólito parcialmente assimilado pelo magma granítico; (B) xenólito de anfibolito estirado pelo cisalhamento ao longo da foliação C assimetricamente, mostrando movimento sinistral; (C) xenólito estirado e desagregado, formando *schlieren*;

O contato entre o Granito Corre-mar e o Granito Itapema é melhor exemplificado na seção tipo do GCM, onde o croqui da Figura 9 mostra diversas relações geométricas e estratigráficas entre ele e sua encaixante. Na figura, observa-se uma zona de contato

intensamente cisalhada entre o GI e o GCM, paralela à foliação C do GCM. Essa zona mostra uma intercalação dos dois granitos, com diversos indicadores cinemáticos, como xenólitos com formato sigmoide, inflexão da foliação do GI e formato de injeções centimétricas do GCM, indicando um sentido de movimento sinistral. Essa zona de contato mostra também uma componente de abertura (parte norte da figura) onde os xenólitos aparecem menos deformados e a foliação pouco afetada (quadro na parte superior direita). A foliação do GI é arrastada e tende a se paralelizar com a zona. Na porção noroeste do croqui ocorrem as ZDBT, com a mesma orientação da zona de contato e da foliação C do GCM, que se restringem às proximidades dos contatos com as injeções do GCM. Na parte leste da figura, a foliação C do GCM mostra um comportamento penetrativo e homogêneo da rocha, e a foliação S se torna mais desenvolvida e menos espaçada em direção ao contato.

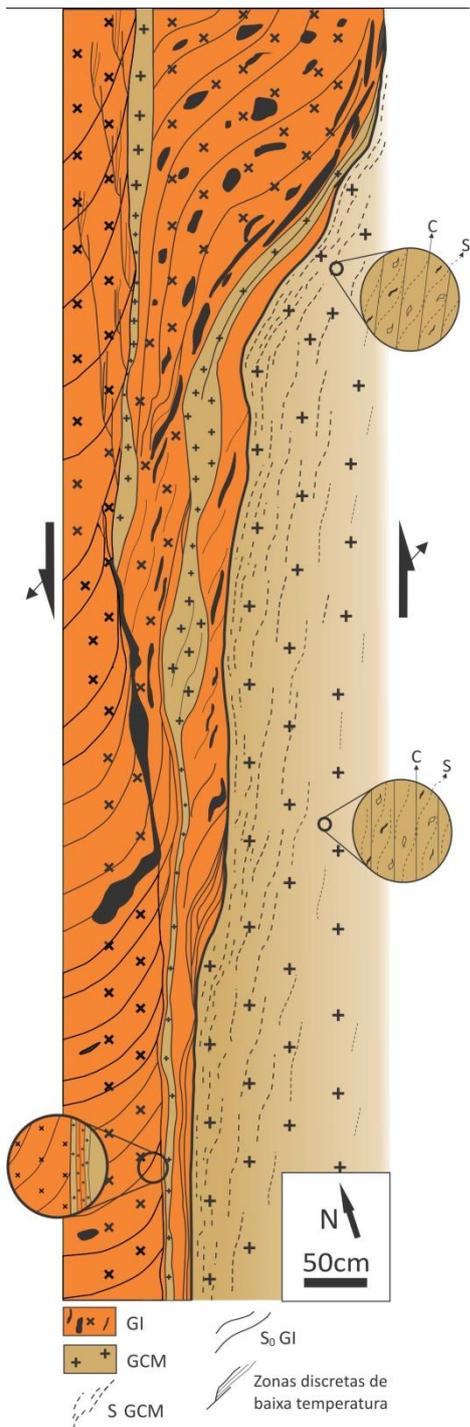


Figura 9 – Relações de contato entre o GCM e sua encaixante (Granito Itapema) na seção-tipo.

Petrografia e Microestruturas

O GCM compreende biotita monzogranitos de textura heterogranular a seriada fina a média, sendo biotita o principal mineral varietal, aparecendo muscovita em menor quantidade nos termos mais diferenciados. Os minerais acessórios são alanita, titanita e zircão. O índice de cor (M') é de cerca de 5, mas pode chegar a 10 nos termos menos diferenciados. O par S-C é nítido em escala microscópica, dado especialmente pela orientação das micas. A S é marcada pela orientação de cristais de até 1 cm de feldspatos, e agregados de biotita e muscovita. Já a foliação C é marcada pela inflexão das micas da S para a C, estiramento e quebra dos cristais de feldspato, acompanhado frequentemente de formação de subgrãos e recristalização localizada, principalmente por rotação de subgrão (RSG). O cisalhamento ao longo dos planos C gera caudas de recristalização nos feldspatos, formando caudas assimétricas que indicam cinemática sinistral.

Tanto o quartzo como os feldspatos têm extinção ondulante, que é sempre mais desenvolvida no quartzo. É notável a sobreposição de estruturas rúpteis nas estruturas dúcteis, como grãos finamente recristalizados, comumente por *bulging*, nas bordas de grãos de feldspato de textura granoblástica média a grossa, e quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez. Essas microestruturas de mais alta temperatura comumente aparecem fraturadas, com preenchimento pela matriz ígnea. Devido à heterogeneidade da deformação, zonas de mais alto *strain* geram considerável cominuição dos cristais de quartzo e feldspatos, dando origem a uma textura porfiroclástica e a estruturas do tipo manto/núcleo (Passchier e Trouw, 2005) (Figura 10).

O *K-feldspato* preserva ainda algumas faces retas. A extinção ondulante evolui muitas vezes para subgrãos nas bordas dos cristais, e eventualmente ocorre rotação dos subgrãos e formação de novos cristais. Localmente, os cristais têm textura granoblástica poligonal média a grossa que indica terem sido formados em temperaturas da ordem de 650°C (Yund e Tullis, 1991; Vidal et al., 1980) (Figura 11a). A presença de macla xadrez é comum, assim como pertitas em chama e ambas são distribuídas heterogeneamente nos cristais (Figura 11b). Debat et al. (1978) e Passchier (1982a) definem a pertita em chama como uma feição comum em rochas submetidas a altas tensões diferenciais na fácies xisto verde, especialmente em zonas de cisalhamento e tendem a formar-se das bordas para o centro dos cristais, onde a tensão e a instabilidade do cristal tendem a ser maiores.

O *plagioclásio* (An_{10-19}) tem forma arredondada, com raras faces retas. É comumente zonado, e a zonação é acentuada pela alteração diferencial dos núcleos dos cristais. É comum a ocorrência de maclas encurvadas (Figura 11c) e *kink-bands* nas maclas polissintéticas. Apresentam frequentemente macla tectônica (Figura 11c) e, assim como o K-feldspato, os

cristais de plagioclásio apresentam extinção ondulante, subgrãos e, localizadamente, recristalização por RSG (Figura 11c), que indica temperaturas acima de 600°C (Olsen e Kohlstedt, 1985; Yund e Tullis 1991; Jensen e Starkey 1985).

O *quartzo* ocorre principalmente como agregados intersticiais, e em menor quantidade como inclusões globulares de até 1 mm nos feldspatos. É bastante comum a ocorrência de grãos recristalizados por RSG e por migração de limite de grão (MLG) (Figura 11d). Frequentemente ocorrem antigos cristais maiores com as bordas intensamente recristalizados principalmente por RSG (Figura 11e). Em zonas de mais alta deformação, ocorre quartzo fitado, principalmente entre cristais de feldspato. Localizadamente, relictos de quartzo com 2 conjuntos ortogonais de subgrãos indicam a ativação de dois sistemas de deslizamento neste mineral, que, segundo Kruhl (1996) só é possível em temperaturas superiores a 650°C, em condições de pressão normal (Figura 11f).

A *biotita* ocorre tanto em agregados quanto cristais individuais, que marcam a foliação S e sofrem inflexão no sentido anti-horário para a foliação C, condizente com a deformação sinistral verificada no GCM. São comuns micas finas neoformadas nas bordas dos cristais de K-feldspato e plagioclásio. A biotita possui cor castanha a castanha esverdeada para ng e comumente apresenta microestruturas do tipo *mica-fish* com movimento sinistral.

Alanita euédrica é comum no GCM, tendo frequentemente bordas de *epidoto*. *Zircão* ocorre como inclusões principalmente na biotita. *Titanita* bem formada aparece como acessório subordinado.

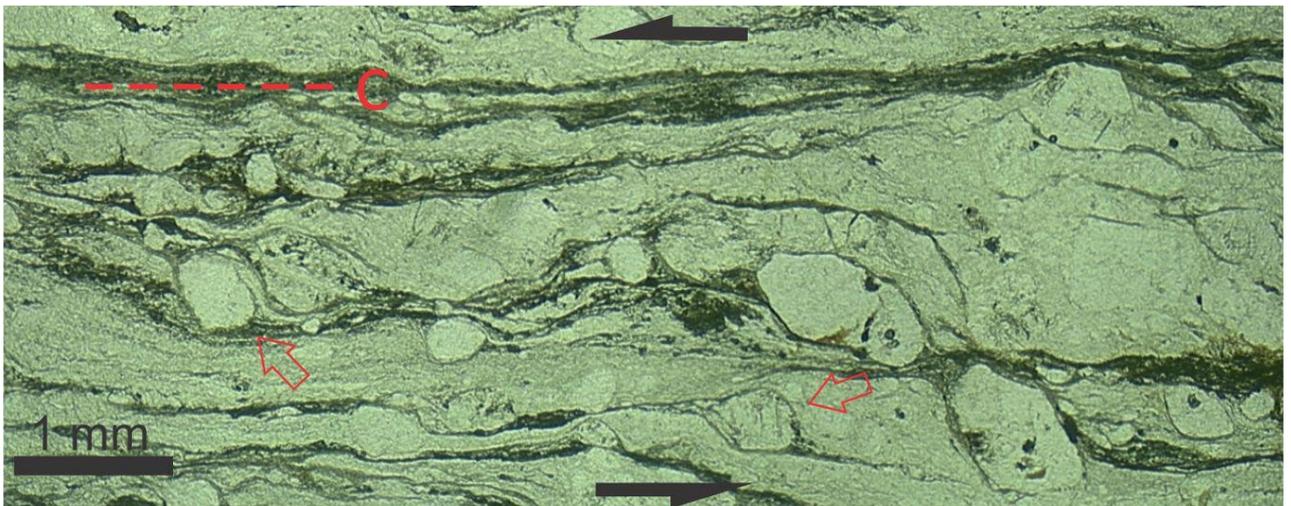


Figura 10 – Zona de milonitos do GCM, com estruturas do tipo manto/núcleo indicando deformação sinistral (setas vermelhas). (Nicóis paralelos).

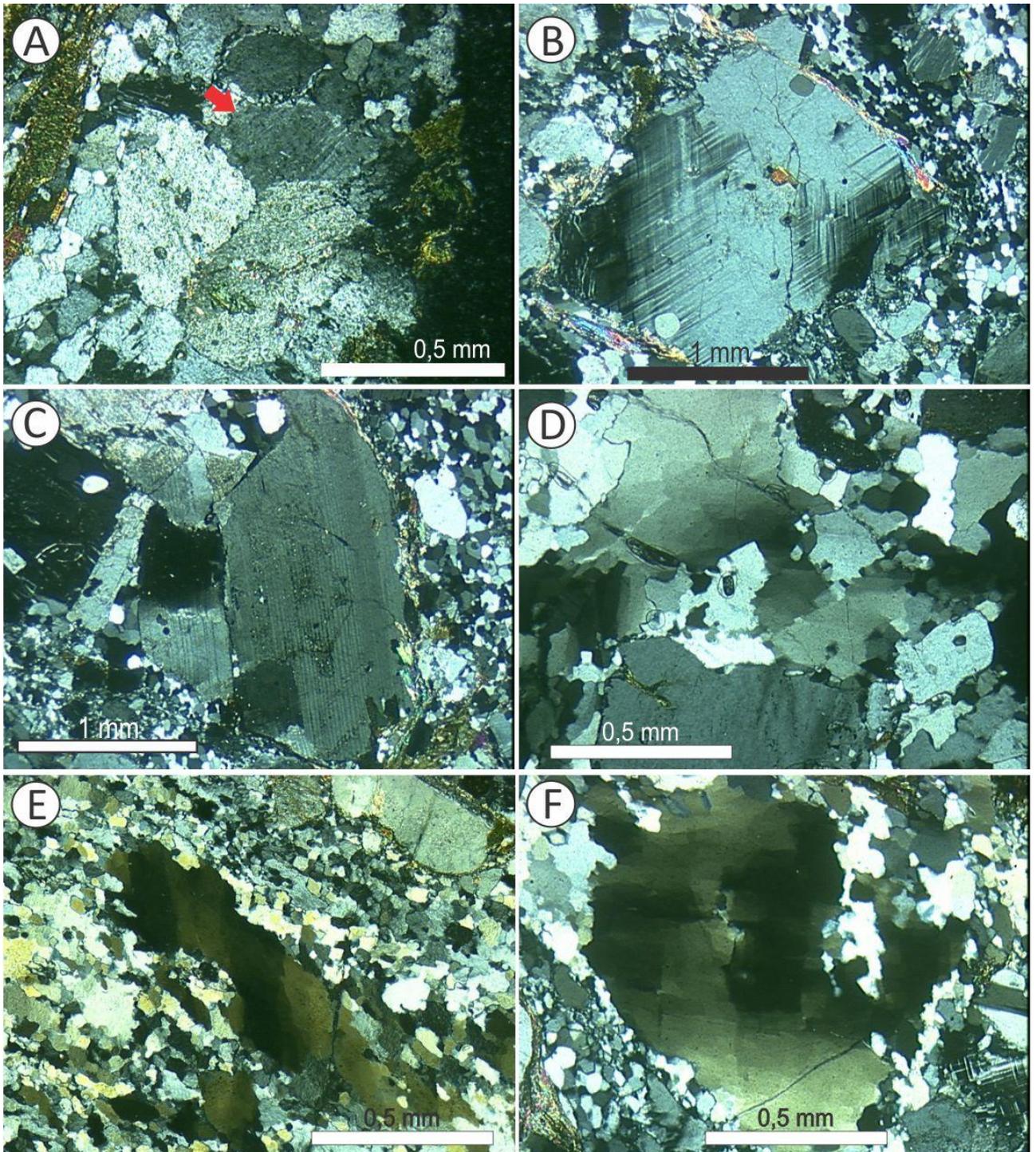


Figura 11– Feições petrográficas e microestruturais do GCM (Nicóis cruzados). (A) Textura granoblástica com contatos a 120° , e contatos poligonais (seta vermelha) em cristais de K-feldspato; (B) Cristal de K-feldspato da mostrando a dupla macla distribuída heterogeneamente no cristal e pertita em chama (borda inferior esquerda do cristal); (C) Cristal de plagioclásio com recristalização por RSG (embaixo e à esquerda); (D) Cristais de quartzo com extinção ondulante, subgrãos, recristalização por RSG e subordinadamente MLG; (E) Cristal relicto de quartzo com as bordas recristalizadas principalmente por RSG; (F) Cristal relicto de quartzo mostrando padrão tabuleiro de xadrez, com as bordas recristalizadas por RSG (acima à direita).

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

As estruturas de macro- a microescala observadas no Granito Corre-mar apontam para uma evolução controlada por tectônica transcorrente associada ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, conforme interpretado por Peternell et al. (2010). O fato de haver uma zona de cisalhamento subvertical de direção NNE-SSW, com cinemática de transtação sinistral, controlando a intrusão do Granito Corre-mar, permite interpretá-la como uma zona subordinada às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, ambas de direção NE-SW (Figura 12). Esta zona funcionou como uma componente antitética do regime regional dextral relacionado às zonas de cisalhamento regionais Major Gercino e Itajaí-Perimbó, resultando em uma componente de abertura. Casos semelhantes a esse, onde ocorrem zonas antitéticas com componentes de abertura, são descritos na província Borborema (Weinberg et al., 2004). A relação próxima dessa zona de cisalhamento com o magmatismo do GCM explica as estruturas de deformação com indicadores cinemáticos sinistrais, como dobras de cisalhamento, xenólitos estirados e caudas de recristalização assimétricas, assim como as zonas de abertura encontradas no GCM.

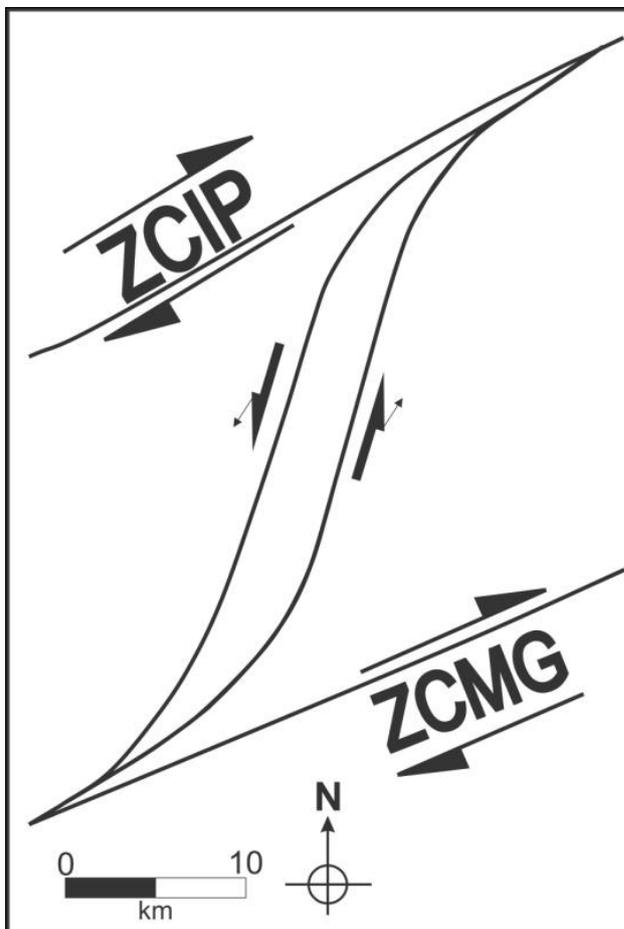


Figura 12 – Representação hipotética do posicionamento da zona de cisalhamento que afeta o GCM, em relação às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, indicando uma transtação sinistral.

O par S-C do Granito Corre-mar esteve ativo durante seu posicionamento, porém a foliação C persistiu após o estágio magmático e, com o resfriamento do magma, gerou estruturas cada vez mais rúpteis até equilibrar-se com a temperatura da encaixante, o que indica que o posicionamento do GCM se deu em um nível crustal não muito profundo.

As zonas de deformação de baixa temperatura encontradas no Complexo Camboriú e no Granito Itapema próximo aos contatos com o GCM representam o efeito da mesma deformação que afetou ductilmente o GCM, gerando a foliação C, porém com mais baixa temperatura pelo fato de as encaixantes já estarem frias. No momento da intrusão do GCM, a deformação se concentrou preferencialmente no magma, resultando em uma deformação limitada das encaixantes, em condição dúctil-rúptil.

Feições de deformação de alta temperatura, como com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez no quartzo, e textura granoblástica poligonal grossa no K-feldspato, ainda que localmente, indicam que o sistema sofreu deformação em temperaturas da ordem de 650°C (Vidal et al., 1980; Mainprice et al., 1986; Yund e Tullis, 1991; Kruhl, 1996), compatíveis com as da fácies anfibolito superior e com a temperatura solidus de composições graníticas. Pelo fato de esta deformação ser de alta temperatura e, dada a preservação de estruturas e texturas típicas de rochas ígneas, como cristais de plagioclásio zonados e cristais de quartzo reliquiais grandes e ausência de minerais metamórficos, conclui-se que esta deformação é de caráter magmático e que a mesma se dá durante ou logo após a cristalização.

Sobreposta à essas microestruturas de temperatura relativamente alta, ocorre uma recristalização fina, bem desenvolvida e distribuída homogeneamente no GCM, sugestiva de um evento de deformação de baixa temperatura. Feições que atestam o caráter de baixa temperatura, como geração de micas finas neoformadas; recristalização fina do quartzo, comumente com *bulging*; selamento de fraturas dos cristais maiores de feldspato por material fino da matriz finamente recristalizada e neoformação de grãos finos ao redor dos cristais de K-feldspato de maior tamanho são indicativos de deformação em temperaturas ordem de 300°C, bem abaixo da solidus, compatíveis com as da fácies xisto verde. Esse retrabalhamento das microestruturas compatíveis com a fácies anfibolito superior pelas compatíveis com a fácies xistos verdes, sugere que estas são a evolução do evento de alta

temperatura, representando desta forma que a progressão do rebaixamento da temperatura da zona de cisalhamento é controlada pelo resfriamento do magma.

Assim, a integração entre geologia estrutural de detalhe e da petrologia permite afirmar que o magmatismo do Granito Corre-mar é sintectônico a uma zona de cisalhamento sinistral, com componente de abertura, relacionada às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, semelhante aos granitos Serra dos Macacos e Rio Pequeno (Peternell et al., 2010). Estes mostram assinaturas geoquímicas que sugerem uma fonte comum ao GCM (Martini, 2011), marcando desse modo um magmatismo sintectônico aos eventos de cisalhamento transcorrente do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, que representa o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, A.E.M.; Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basin and Margins* (v. 1, 411-446). New York: Plenum

Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de La Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In; Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 311-334.

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 of London*, 294, 239-256.

Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Dunyi, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriu Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. *VII South American*

Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI. Brasília : CD-ROM.

Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 32, 324-350.

Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., 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(3), 427-443.

Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino-Santa Catarina. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 214-216. Natal: SBG.

Bitencourt, M.F. e Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65(1), 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.

Chemale, 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 Geol. Leop*, 42, 5-117.

Debat, P., Soula, J.C., Kubin, L., Vidal, J.L., 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, Southern France. *Lithos*, 11, 133-145.

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 (Doutorado). São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, USP, 153pp.

- Florisbal, L.M.F., 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 LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216, 132-151.
- Florisbal, L.M.F., 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.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012c. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences. Journal of South American Earth Science*, 39, 24-43.
- 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 American Earth Science*, 16, 477-492.
- Hartmann, L.A., Silva L.C., Orlandi F°, V., 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina – Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leop.*, 6, 93-112.
- Jensen, L.N., Starkey, J., 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *Journal of Structural Geology*, 7, 527-541.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 581-589.
- Lopes, A.P., 2008. *Geologia do Complexo Camboriú (SC)*. Tese (Doutorado), São Paulo, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP, 102pp.
- Martini, A., 2011. *Geologia Estrutural e Petrologia do Granito Corre-mar, região de Balneário Camboriú, SC*. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, UFRGS, 70pp.
- Olsen, T.S., Kohlstedt, D.L., 1985. Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, 111, 107-131.

Passchier C.W., 1982a. Mylonitic Deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrennes, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte. *Paper of Guadalupe Geological Survey* 1(16), 1-173.

Passchier, C.W. e Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 366p.

Peternell, M., Bitencourt, M.F, Kruhl, J.H., Stüb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 738-750.

Rivera, C. B. ; Bitencourt, M. F.; Nardi, L. V. S. 2004. Integração de Parâmetros Físicos do Magma e Composição Química dos Minerais na Petrogênese do Granito Itapema. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3), 361-372.

Silva, L.C., 1991. O Cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21, 60-73.

Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: províncias Borborema, Mantiqueira Merdional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 529-544.

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, 503-525.

UFRGS 2000a. Mapeamento Geológico 1:25000 de parte das folhas Camboriú (MI2894/2) e Itajaí (2882/4), SC. Porto Alegre, 7 vol., trabalho de Graduação do curso de geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vidal, J.L., Kubin, L., Debat, P., Sousa, J.L., 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar grains in orthogneiss from Montagne Noir, Occitania. *Lithos*, 13, 247-257.

Weinberg, R., Sial, A.N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, 32, 377-380.

Yund, R.A., Tullis, J., 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contribution to Mineral Petrology*, 108, 346-355.

Confirmação da submissão do artigo para a revista Geologia USP – Série Científica

25/11/2014

Submissões Ativas



Geologia USP. Série Científica

[PÁGINA INICIAL](#) [SOBRE](#) [PÁGINA DO USUÁRIO](#) [NOTÍCIAS](#)

[Página inicial](#) > [Usuário](#) > [Autor](#) > [Submissões Ativas](#)

Submissões Ativas

ATIVO		ARQUIVO				
ID	MM-DD ENVIADO	SEÇÃO	AUTORES	TÍTULO	SITUAÇÃO	
140	08-08	ART	Martini	CARACTERIZAÇÃO CINEMÁTICA DE UMA ZONA DE CISCALHAMENTO...	EM AVALIAÇÃO: RÓDADA 2	

1 a 1 de 1 itens

Iniciar nova submissão
[CLIQUE AQUI](#) para iniciar os cinco passos do processo de submissão.

Apontamentos

TODOS		NOVO		PUBLICADO		IGNORADO				
DATA DE INCLUSÃO	HITS	URL	TÍTULO	SITUAÇÃO	AÇÃO					
<i>Não há apontamentos.</i>										

ISSN: 1519-874X

USUÁRIO

Logado como:
martini

[Meus periódicos](#)
[Perfil](#)
[Sair do sistema](#)

NOTIFICAÇÕES

[Visualizar \(7 nova\(s\)\)](#)
[Gerendar](#)

AUTOR

Submissões
[Ativo \(1\)](#)
[Arquivo \(1\)](#)
[Nova submissão](#)

IDIOMA

Português (Brasil) ▼

CAPÍTULO V ARTIGO 2

Manuscrito submetido à Revista Precambrian Research

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

Amós Martini ^a, Maria de Fátima Bitencourt^b, Lauro V. S. Nardi ^b, Luana Moreira Florisbal ^c

^a Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

^b Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

^c Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brazil

Corresponding author:

Amós Martini

Address: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

Phone: +55 51 33086371; +55 51 85595068;

E-mail: amosmartini@gmail.com

Abstract

The Neoproterozoic post-collisional stage in south Brazil is marked by intense granitic magmatism controlled by transcurrent shear zones all related to the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB). The SBSB controls the ascent and emplacement of crustal and mantle magmas. In such scenario, the Corre-mar Granite (CMG), represent a small intrusion emplaced in a low strain zone located between two important segments of the SBSB: the Major Gercino and Itajaí-Perimbó Shear Zones. The CMG have a diagnostic subvertical foliation pair that

form a sinistral S-C pair, present in all intrusions regardless of their size, and was emplaced within a conjugate system, where sinistral NNE shearing and NW-SE extension were both active, generating space along the NE direction. Solid state deformation associated to the NNE shearing is attested by microstructures as feldspar recrystallization and asymmetric recrystallization tails. The opening is attributed to the regional dextral transcurrent dynamics of the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones and magma emplacement was essentially conditioned by the NW extension component. The zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS crystallization age of CMG at 615 ± 4 Ma, very close to other regional granites, as the 611 Ma Serra dos Macacos (SMG) and 620 Ma Rio Pequeno Granite (RPG) points these three granitic bodies as quite synchronous. The strong deformation features present in the CMG, as opposed to the other nearby Neoproterozoic granites (RPG and SMG) demonstrate that space, rather than time, must be called upon to explain the difference in the structural patterns identified in the CMG. Geochemical and Sr-Nd isotopic signatures, as slight peraluminous character, high-K contents, high LREE/HREE ratios, moderate Rb, Nb, Zr, and REE contents to regular SiO_2 , together with low $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ and the strongly negative ϵNd_t values indicate that the CMG is derived from old crustal sources possibly related to the Paleoproterozoic Camboriú Complex quartz-feldspathic ortho-gneissic rocks. The match of the Archean to Paleoproterozoic inheritance ages of the CMG with the migmatization event ages identified in the Camboriú Complex and moreover the match of the crystallization ages of ~615-611 Ma of the crustal-derived granites with the last migmatization event at 640-610 Ma reinforces the genetic link between them. The Paleoproterozoic TDM ages, the geochemical and isotopic signatures, the crystallization and inheritance ages resemblance of the CMG and the SMG attest that they represent comagmatic and contemporaneous granitic pulses with a genetic connection with the Neoproterozoic migmatization event in the Camboriu Complex.

Key-words: Zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS, post-collisional magmatism, Neoproterozoic syntectonic granite, Dom Feliciano Belt, high-K granite.

1. Introduction

The Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay (Fig. 1a) was formed during the Brasiliano/Pan-African Cycle and involved subduction of oceanic crust, as well as continental collision. Archean to Paleoproterozoic granulite facies rocks related to the Rio de La Plata and Luis Alves cratons are found, respectively, in the western and northwestern part of these shield areas, while supracrustal metamorphic sequences are predominant in the central domain. Calc-alkaline, arc-type magmatism is described to the west,

between 800 and 700 Ma (Babinski et al., 1997; Silva, 1999), as well as in the central part, where continental arc magmatism of ca. 790 Ma is described by Martil et al. (2011).

The main continental collision has taken place at *ca.* 650 Ma, according to data obtained in high-grade metamorphic terranes from southern Brazil (Gross et al., 2006; Martil, 2010; Philipp et al., 2009) and Uruguay (Gross et al., 2009). The structure related to this collisional period is preserved in ortho- and paragneisses as gently-dipping gneissic banding bearing a strong stretching lineation. Exposures of these metamorphic rocks are mostly found in extensive roof pendants on the younger granitoids of the eastern domain.

The eastern part of the Dom Feliciano Belt features a NE-trending granitic area discontinuously exposed from the state of Santa Catarina to Uruguay for *ca.* 1400 km (Fig. 1a). From north to south, three segments are recognized, as Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths. Granitic magmatism along this belt is reported from 650 to 580Ma (Chemale et al., 2012, Florisbal et al., 2012a, b) in successive pulses, controlled mostly by transcurrent tectonics.

In some geotectonic models (e.g. Basei et al., 2005; Fernandes et al., 1992; Silva et al., 2005) this area would correspond to the roots of a Neoproterozoic magmatic arc. However, the increasing volume of structural and geochemical data obtained from these associations have led several authors to interpret them as post-collisional (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal et al., 2012a, b, c; Garavaglia et al., 2002; Oyhantçabal et al., 2007, 2009; among others). The granitic belt is presently interpreted as resulting from post-collisional magmatism along the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB; Bitencourt and Nardi, 2000), where granitic and coeval mafic rocks bear a close relationship with transcurrent tectonics. The SBSB was an important conduit for magma transport and emplacement. Its deep-reaching discontinuities are conceived by Bitencourt and Nardi (2000) as responsible for mantle decompression and for reactivation of pre-existing magmatic sources.

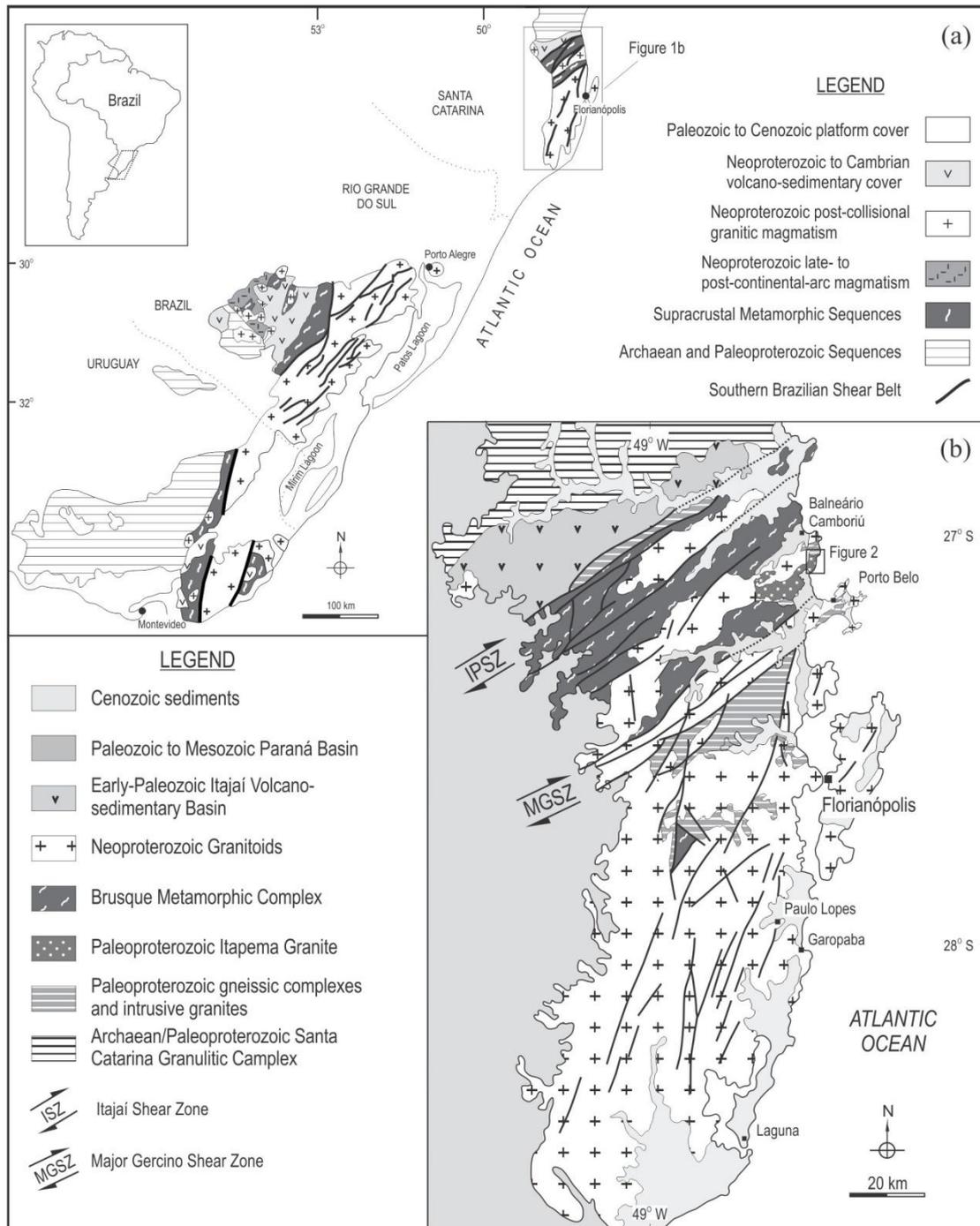


Figure 1. (a) Localization and geological setting of southern Brazil and Uruguay; (b) geological units and main tectonics features in the state of Santa Catarina, Brazil, with indication of the study area.

This paper presents the results of an integrated study of a syntectonic granite emplaced along one of the discontinuities of the Southern Brazilian Shear Belt in the state of Santa Catarina. It encompasses multi-scale structural geology data, elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry and geochronological data in order to investigate the genesis and deformation of the granite, its possible sources and crystallization age. A genetic

model is proposed to account for the geometry and deformational features of the granite, as well as its structural and genetic relations to the shear zone and the metamorphic/migmatitic terranes where it is emplaced.

2. Geological Setting

The Catarinense Shield (CS) is located at the northeastern extreme of the Dom Feliciano Belt (Fig. 1a). It comprises, from north to south (Fig. 1b), high-grade gneisses from the Santa Catarina Granulitic Complex (Hartmann et al., 1979), partially covered by Paleozoic volcanosedimentary rocks, the gneissic/migmatitic association known as Camboriú Complex (Chemale et al., 1995), intruded by the Itapema Granite (Bitencourt and Nardi, 2004), and the supracrustal rocks of the Brusque Metamorphic Complex (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011). The southern part of this shield area is dominated by a large mass of late-orogenic, Neoproterozoic granitoids, frequently associated to coeval mafic magmas.

Two major structures, the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones are described in this area, both attributed to the Southern Brazilian Shear Belt by Bitencourt and Nardi (2000). Both shear zones strike NE and have dextral transcurrent kinematics marked by shallow-dipping stretching lineation contained in subvertical mylonitic foliation. In both cases, sinistral shearing is found along subordinate, smaller-scale, NNE- to NS-trending subvertical zones of the same age. Several studies in the area (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal, 2011; Peternell et al., 2010, among others) have shown that the transcurrent tectonics has controlled the emplacement of granitic magmas, resulting in strongly foliated and deformed intrusive rocks, often mistaken by metamorphic rocks. Florisbal et al. (2012a) obtained crystallization ages between 625 and 609 Ma (U-Pb LA-ICP-MS in zircon) for syntectonic granitoids emplaced along these transcurrent shear zones.

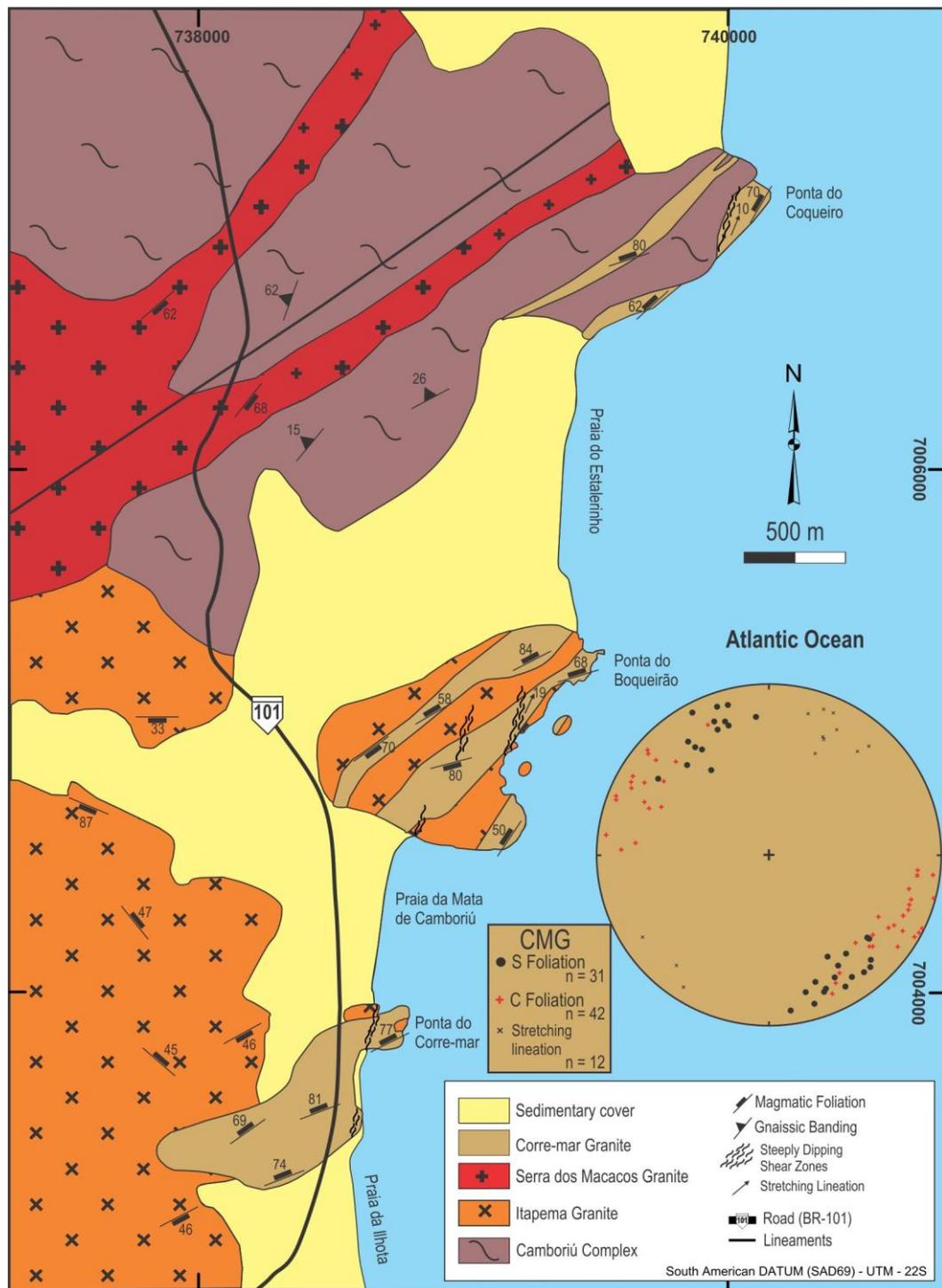


Figure 2. Geological map of the study area.

The study area is located in the low-strain zone situated between these two large-scale structures, where Neoproterozoic granitoids are intrusive in the basement comprised mainly of the migmatitic gneisses and intrusive Itapema Granite.

According to Peternell et al. (2010 and references therein), the Camboriú Complex consists of thinly laminated to banded rocks, including orthogneisses of tonalitic to granodioritic composition, with subordinate amphibolite bodies. The gneisses are often migmatitic, with trondhjemitic to leucogranitic leucosomes. The CC banding strikes NE, with variable dips to NW and SE. The age value of ca. 2.0 Ga was interpreted as the CC crystallization age (zircon U-Pb SHRIMP - Hartmann et al, 2003; Silva et al, 2005), and abundant Archean inheritances (from 3.3 to 2.7 Ga) were pointed out by Basei et al. (2010) (zircon U-Pb SHRIMP). Basei et al. (2013), based on new U-Pb dating and Hf isotope data from the CC, conclude that it resulted from a juvenile accretion, restricted to the Archean, followed by several intracrustal reworkings which began in the Paleo-Meso-Archean (3.3 to 3.0 Ga), continued through the Neoproterozoic and Paleoproterozoic, and ended in the Neoproterozoic (0.64 to 0.61 Ga) with the migmatization event that should be responsible for the generation of the nearby Neoproterozoic granites.

The Itapema Granite consists of xenolith-rich hornblende-biotite granodiorites to biotite monzogranites and fine equigranular leucogranites. A well developed flow banding is found in all its varieties, as described by Bitencourt and Nardi (2004). A magmatic foliation is developed parallel to the igneous stratification, dipping generally at low angle to the SE and NW (Peternell et al., 2010). The IG was dated at 2.02 Ga (zircon U-Pb SHRIMP) by Hartmann et al. (2003), who interpreted this to be its magmatic crystallization age. The so-called Ponta do Cabeço Diatexite studied by Basei et al. (2013) is possibly equivalent to the Itapema Granite itself, and therefore, the magmatic age of 637 ± 21 Ma (zircon U-Pb SHRIMP) would imply a much younger age for this intrusion than previously believed. Additionally, the “late leucogranites” referred by these authors may be equivalent to the Corre-mar Granite, object of the present study.

The Rio Pequeno Granite (RPG), studied by Florisbal et al. (2012c), consists mostly of coarse- to very coarse-grained porphyritic monzogranites, with feldspar megacrysts immersed in medium to coarse-grained matrix containing biotite as the main mafic phase, and amphibole in the more mafic varieties. The same authors present a crystallization age of 622 ± 15 Ma (U-Pb LA-ICP-MS in zircon) for this granite.

The Serra dos Macacos Granite (SMG) consists of weakly foliated biotite (\pm muscovite) syeno- to monzogranites of predominantly fine to medium equigranular texture, with sparse, 1 cm-size feldspar megacrysts. Its crystallization age is 611 ± 9 Ma (U-Pb LA-ICP-MS in zircon) obtained by Florisbal et al. (2012a). The SMG and the RPG have similar structural features, both with dominant NE-trending, subvertical magmatic foliation. However, the RPG may show solid-state deformation along very local, narrow, NNE-trending shear zones, whilst the SMG shows only a weakly-developed magmatic foliation and now solid-state deformation.

3. Mesoscopic-scale features of the Corre-mar Granite

The Corre-mar Granite (CMG), object of this study, was defined by UFRGS (2000) and studied by Peternell et al. (2010). It is a foliated biotite monzogranite of fine- to medium-grained, heterogranular to seriate texture that composes one elongate body of up to 2.5 km², and several, up to 100 m-thick apophyses, as well as cm- to m-thick veins discordantly intrusive in the Camboriú Complex and Itapema Granite rocks. In some outcrops, host rocks xenoliths are oriented, disaggregated, and partially assimilated by the granitic magma, which penetrates the gneissic banding, along the pre-existing structure. The presence of partially assimilated, cm- to m-sized country rock xenoliths, as gneisses and amphibolites from the CC and fragments of the IG already containing CC xenoliths, may hinder the clear establishment of intrusion contacts, otherwise revealed through detailed mapping of the contacts.

The main structural characteristic of the CMG is the presence of two subvertical foliations (Fig. 2) that form a sinistral S-C pair, present in all intrusions regardless of their size (Fig. 3a,b). The S foliation strikes generally NE, i.e., parallel to intrusion contacts, and is never seen to crosscut them into the host rocks. It is pervasive along the intrusion, and its direction of strike may vary towards ENE, especially in the larger body, where it tends to wrap around dm-size country rock fragments. This foliation dips steeply either to the NW or SE, and is marked by the orientation of subhedral, 0.5 to 1 cm long feldspar crystals and elongate biotite aggregates. Country-rock xenoliths usually follow this orientation or are partly rotated towards its trends.

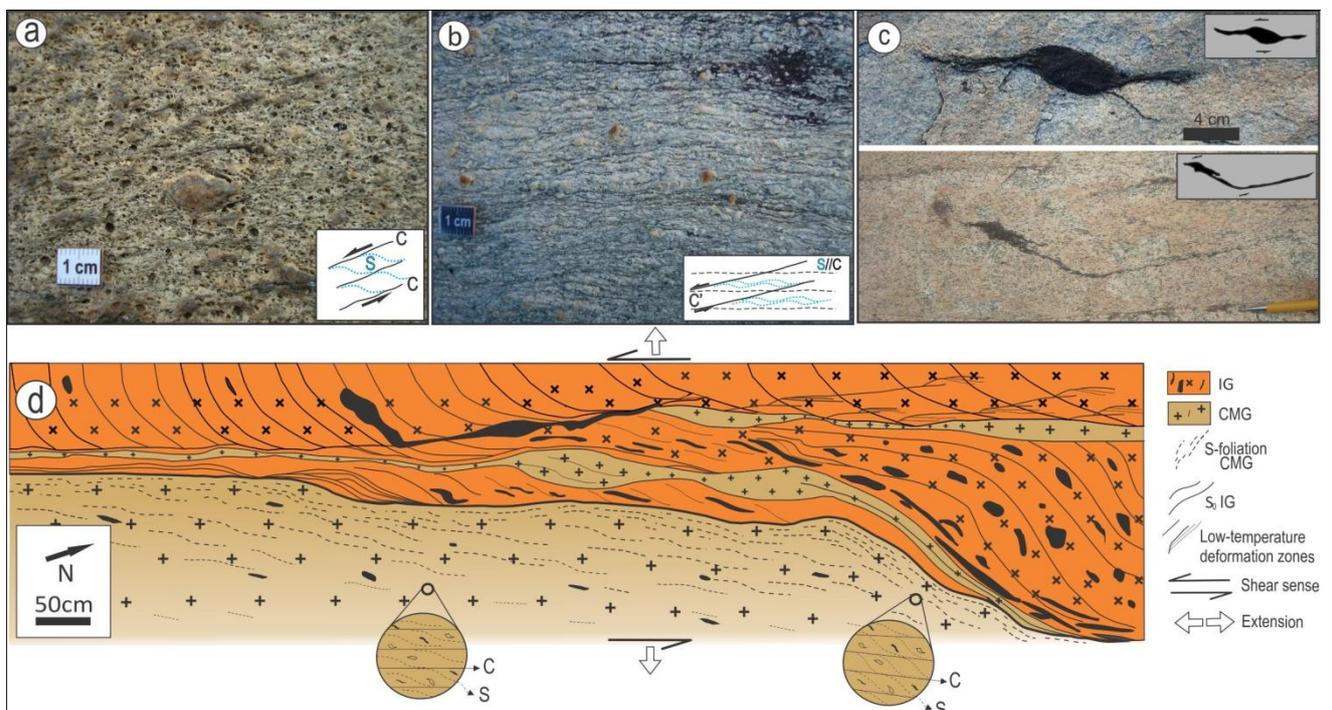


Figure 3. Meso-scale features of the Corre-mar Granite. (a) S-C foliations with a deformed K-feldspar in the centre; (b) Development of C' foliation, and parallelism of the S-C pair; (c) Xenoliths of the CC in the CMG, showing sinistral deformation and schlieren development; (d) Sketch of a contact between CMG and IG.

The C foliation is marked by regularly-spaced, continuous shear planes containing mainly biotite, which cause stretching and displacement of country-rock xenoliths previously oriented along the S-planes. Asymmetric recrystallization tails and schlieren (Fig. 3c) are often observed in this case. The C-foliation is generally very well developed within the intrusion, and occasionally crosscuts the contacts into the country rocks, where they form discrete, cm-spaced zones of low-temperature, solid-state deformation (Fig. 3d). These low-temperature deformation zones (LTDZ) are interpreted as the result of the same stress field acting on cooler material, as strain was partitioned preferably in the magma, resulting in a limited deformation of the host rocks, in ductile-brittle condition. They also suggest that the emplacement level of the CMG was relatively shallow.

In high-strain zones situated within the intrusion boundaries, the CMG becomes porphyroclastic, and the S-foliations tends to become parallel to the C-planes, sometimes followed by the development of C' foliation planes (Fig. 3b).

The general trend of CMG intrusions is NE (Fig. 2); however, it is not uncommon to find ca. 25 cm-thick apophyses oriented NNE, i.e., following the C-foliation trend. Additionally, in most CMG outcrops, the variation in strike direction of the intrusion contacts suggests that the sinistral NNE shearing was accompanied by NW-SE extension, thus imprinting a similar morphology to the mesoscale intrusions, as shown in figure 4, where the opening along this direction results in systematic increase of intrusion thickness facing the extension direction.

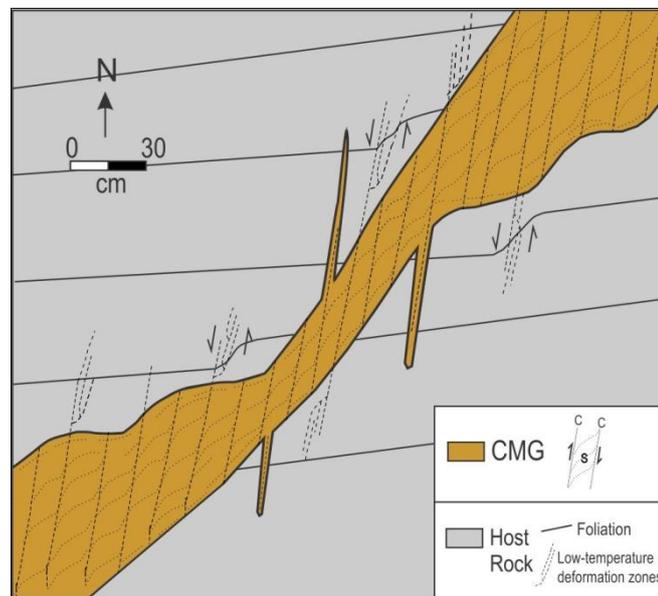


Figure 4. Geometry of the Corre-mar Granite intrusions.

4. Petrography and microstructures

The CMG comprises mainly biotite monzogranites, with minor amounts of muscovite found only in the most differentiated varieties. The color index (M') is around 5, reaching up to 10 in the least differentiated varieties. Accessory phases are allanite, titanite and zircon. The S-C foliation pair is generally well-developed at the microscopic scale, and enhanced by the orientation of micas along both planes, surrounding the feldspars. K-feldspar is subhedral and commonly develops flame perthites and crosshatched twin pattern. Plagioclase (An_{10-19}) is subhedral, commonly zoned, showing kink-bands and tectonic twins. Stretching and breaking of feldspars is common, as well as wavy extinction, often accompanied by subgrains formation and local recrystallization, mainly by subgrain rotation (SGR). Fine-grain recrystallization by bulging and SGR is systematically verified at the feldspars margins. Core-mantle structures are common, with margins recrystallized by SGR. Quartz forms interstitial aggregates and few inclusions of up to 1 mm in feldspars. Biotite is greenish brown and occurs as aggregates and individual crystals, commonly developing mica-fish indicative of sinistral shearing.

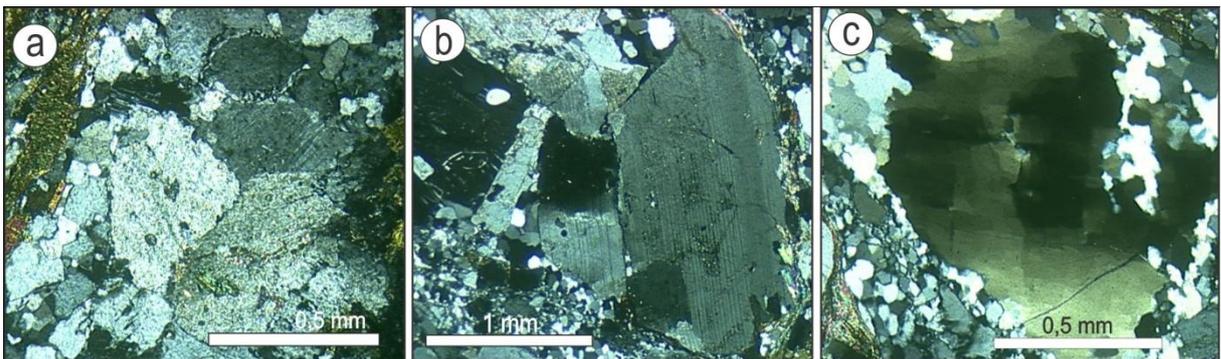


Figure 5. Micro-scale features of the Corre-mar Granite. (a) Recrystallized K-feldspar with development of granoblastic texture with contacts at 120°; (b) Recrystallization by SGR in plagioclase; (c) Chessboard pattern in quartz, with the borders reworked by SGR.

Polygonal granoblastic textures in K-feldspar (Fig. 5a), plagioclase recrystallized by SGR (Fig. 5b), and quartz with chessboard pattern (Fig. 5c) are locally found, and indicate deformation temperatures of about 650° C (Vidal et al., 1980; Jensen and Starkey, 1985; Olsen and Kohlstedt, 1985; Mainprice et al, 1986; Yund and Tullis, 1991; Kruhl, 1996). Asymmetric recrystallization tails and mantle/core type structures indicative of sinistral shearing are common, and grade into a well-developed porphyroclastic texture in higher strain zones. The higher temperature structures are systematically reworked by later ones, under temperatures around 300° C, as denoted by finely recrystallized grains, commonly by bulging and intense fracturing.

The progression from higher- to lower-temperature microstructures is observed only in the CMG, and is not found in the host rocks, either CC gneisses or Itapema Granite. In the host rocks, all the microstructures indicate deformation under lower greenschist facies, like general fracturing, comminution of quartz and feldspar, and quartz recrystallization by bulging.

5. Analytical procedures

5.1. Elemental Geochemistry

Samples were prepared at Instituto de Geociências/UFRGS, involving the following steps: (i) washing, (ii) grinding in a hydraulic press, (iii) grinding in a ball mill, (iv) reducing the particle size of the samples in an agate mortar to obtain the powder fraction, (v) weighing 10g in an analytical balance with four decimal places of accuracy, (vi) preparation and submission of samples for analysis by ICP-MS for trace elements and fluorescence X-rays to larger elements at Acme Labs, Canada. In this method, the sample is nebulized and injected into the center of an argon plasma, and typically reaches temperatures of 10,000 K, which allows a complete atomization of the elements, thereby minimizing the effects of chemical interference.

5.2. U-Pb zircon LA-MC-ICP-MS geochronology

About 100 crystals were collected from the least magnetic zircon fraction and then mounted and polished in a standard epoxy recipient. Cathodoluminescence images were obtained using a Quanta 250 FEG electron microscope equipped with Mono CL3+ cathodoluminescence spectroscope (Centaurus) at Centro de Pesquisas Geocronológicas / Universidade de São Paulo (CePeGeo/USP).

U-Pb data on zircon crystals were acquired using a Finnigan Neptune coupled to an excimer ArF laser ablation system ($\lambda=193$ nm) at CePeGeo, University of São Paulo. Two standards (GJ-1-32 and NIST-612) were used for correction of instrumental drift and the standard was analyzed after every 13 unknown zircon grains.

At least 60 spots, with 30 μ m spot size, were analyzed and the data obtained on strongly fractured crystals or in normal cores and overgrowths that presented spurious values were rejected for age calculation on the basis of their high discordance, lead loss or high common lead contents. Data obtained with discordance $\geq 10\%$ were discarded.

5.3. Isotope Geochemistry

Rb-Sr and Sm-Nd whole rock isotope analyses were obtained at CePeGeo/ Universidade de São Paulo. The same powders used for elemental analyses were taken into solution by acid digestion, and 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 ICP-MS (Sm and Nd). The isotope analyses were done by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) in a VG354 spectrometer equipped with a single Faraday detector.

6. Elemental Geochemistry

Twenty-four samples from the Corre-mar Granite were selected and analyzed for major and trace element in order to discuss the compositional variations in the granite, as well as to characterize its source. The results are shown in table 1. Major element variation diagrams relative to silica (Fig. 6) indicate a good correlation of the other major elements for a rather narrow range of SiO_2 values, with most samples situated in the 69-74 wt% interval. Al_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 and FeO_t have negative correlation with SiO_2 . The contents of alkalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) are about 8.5 wt%, which are comparable to typical values of A-type rocks (Nardi and Bitencourt, 2009) or to those of granites that belong to the sodic-silica-saturated alkaline series (Le Maitre, 2002).

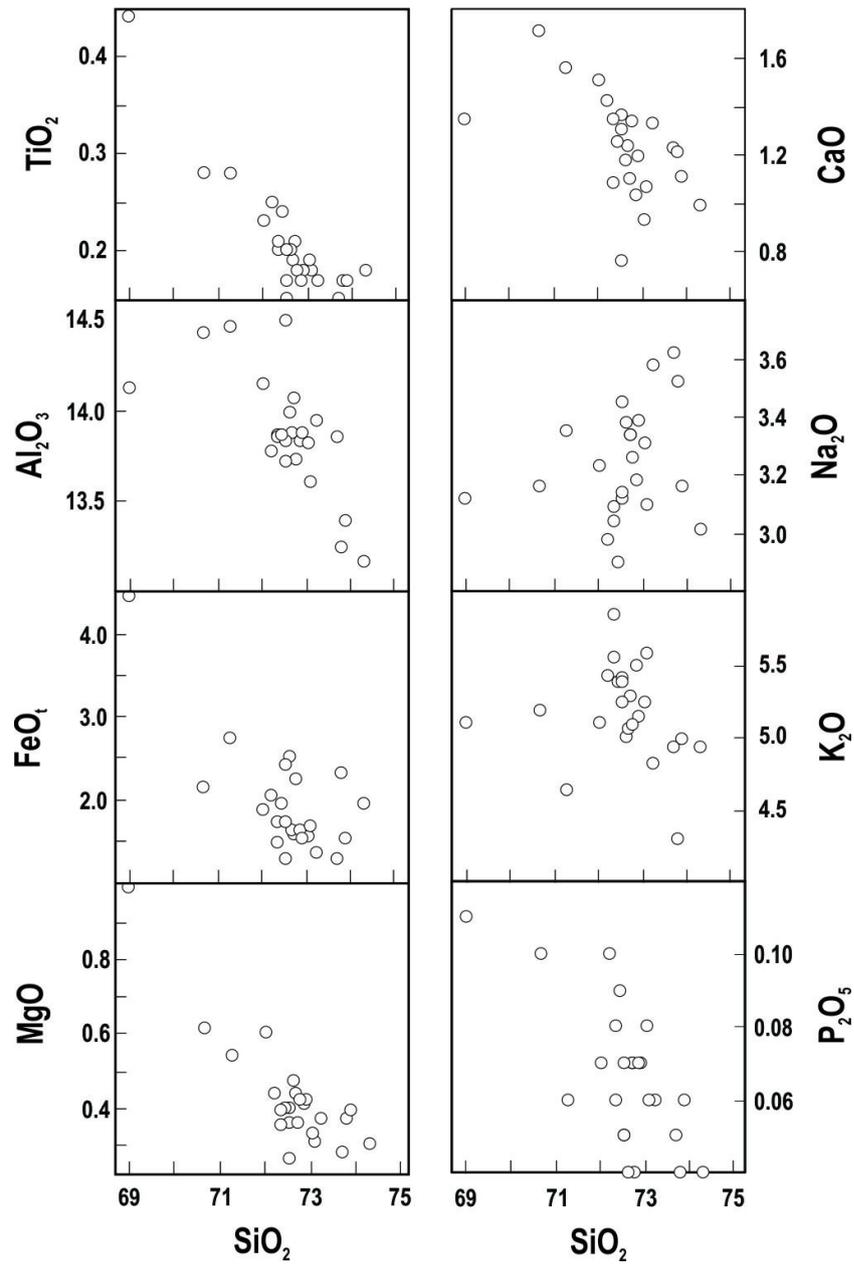


Figure 6. Variation diagrams for major elements in relation to SiO_2 which is used as a differentiation index for the CMG samples.

Table 1. Major and trace elements data of the Corre-mar Granite.

Sample	CA 03	CA 04	CA 06	CA 07	CA 08	CA 09	CA 10	CA 11	CA 12	CA 13	CA 14	CA 15	CA 16	CA 05	CA 20	CA 22	CA 25-A	CA 25-B	CA 25-CCA-29A	CA 31A		
SiO ₂	72,38	72,90	72,02	73,71	72,37	73,91	73,25	72,70	72,70	70,71	72,46	72,21	72,56	72,57	72,73	73,82	72,80	69,03	74,31	72,55	71,29	72,67
Al ₂ O ₃	13,85	13,83	14,14	13,87	13,60	13,87	13,94	13,87	13,87	14,43	13,86	13,77	14,49	13,83	14,06	13,24	13,72	14,12	13,16	13,71	14,46	13,98
Fe ₂ O ₃	1,65	1,79	2,08	1,43	1,69	1,68	1,50	1,79	2,37	2,37	2,16	2,28	1,42	1,91	1,76	2,58	2,48	4,97	2,15	2,69	3,04	2,78
MgO	0,39	0,41	0,60	0,28	0,42	0,31	0,33	0,44	0,61	0,40	0,40	0,44	0,26	0,40	0,36	0,37	0,42	0,99	0,30	0,36	0,54	0,47
CaO	1,35	1,03	1,51	1,23	1,19	1,07	0,93	1,04	1,71	1,25	1,42	1,25	0,76	1,36	1,10	1,21	1,34	1,35	0,99	1,30	1,56	1,18
Na ₂ O	3,09	3,18	3,23	3,62	3,39	3,10	3,31	3,08	3,36	3,16	2,90	2,98	3,45	3,14	3,34	3,52	3,26	3,12	3,01	3,12	3,35	3,38
K ₂ O	5,56	5,50	5,10	4,93	5,14	5,59	5,25	5,85	4,99	4,82	5,19	5,38	5,42	5,38	5,28	4,30	5,09	5,10	4,93	5,25	4,64	5,01
TiO ₂	0,20	0,17	0,23	0,15	0,18	0,18	0,19	0,21	0,17	0,19	0,28	0,24	0,25	0,15	0,20	0,21	0,17	0,18	0,18	0,17	0,28	0,20
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,10	0,09	0,10	0,05	0,07	0,07	0,04	0,04	0,11	0,04	0,05	0,06	0,04
MnO	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,08	0,03	0,04	0,04	0,03
Sc	3	1	3	2	4	3	3	3	3	3	2	3	3	2	2	3	3	5	3	2	3	2
LOI	1,3	0,9	0,8	0,6	1,0	0,9	1,0	0,8	1,1	1,0	1,1	0,9	1,3	1,0	0,9	0,6	0,5	0,5	0,7	0,6	0,4	0,1
Sum	99,83	99,81	99,78	99,86	99,83	99,82	99,87	99,86	99,84	99,57	99,85	99,81	99,89	99,85	99,84	99,89	99,87	99,81	99,80	99,84	99,66	99,84
Ba	811	801	1052	520	660	763	649	845	626	605	700	2675	810	847	732	681	599	528	679	798	2041	685
Rb	191,3	206,9	152,8	164,4	152,3	203,6	220,0	215,4	166,4	155,4	167,1	120,7	225,3	209,3	228,9	190,7	208,2	134,8	244,9	201,3	216,4	177,5
Sr	192,1	325,3	329,2	225,4	230,8	189,3	189,3	150,7	183,5	225,3	231,4	255,4	428,2	180,5	216,2	138,8	193,0	232,5	183,9	207,7	217,4	405,0
Zr	190,8	173,1	187,7	107,6	133,8	191,1	168,4	215,2	141,0	144,1	146,6	262,4	215,1	233,9	137,7	137,7	145,8	333,9	169,2	196,8	255,0	162,4
Cs	3,7	4,4	3,8	5,1	2,3	2,4	2,1	1,8	3,4	2,9	2,9	2,1	2,8	1,3	2,2	3,5	3,0	6,8	3,9	4,8	1,7	2,9
Ga	15,6	15,3	15,6	17,4	15,1	16,0	17,7	16,5	15,1	15,2	15,6	16,3	16,6	15,9	15,3	16,5	16,8	20,1	17,1	17,1	20,1	18,8
Ta	0,3	2,2	0,9	0,9	1,0	0,6	1,8	0,4	0,9	0,5	0,7	0,2	0,5	0,7	1,4	0,9	1,2	1,3	1,1	1,9	0,8	0,6
Hf	5,2	4,8	5,7	4,5	4,2	6,0	5,4	6,2	4,8	4,9	4,1	7,8	7,4	6,8	4,4	6,1	5,7	4,4	3,9	9,9	5,9	5,1
Nb	5,8	15,5	11,0	11,9	14,4	10,4	18,5	10,5	11,4	9,1	11,0	7,4	13,2	14,0	13,0	10,4	17,3	15,8	23,3	14,6	9,4	10,3
Y	7,7	27,9	17,4	8,2	12,8	11,0	13,5	10,1	8,9	7,3	9,1	10,7	8,4	13,8	10,5	14,8	34,0	16,7	25,4	24,5	10,6	7,8
Pb	11,5	10,7	13,5	10,2	14,6	8,7	10,9	11,0	13,0	17,0	19,0	12,2	6,7	6,4	11,1	11,0	11,1	22,6	10,4	11,9	9,8	11,0
Th	23,2	30,2	29,4	29,0	36,1	30,5	19,3	28,6	39,0	45,8	37,1	24,5	15,6	24,0	29,3	25,8	18,6	32,7	39,4	22,8	25,4	26,5
U	2,0	2,0	2,6	5,3	4,1	1,4	2,4	1,6	6,2	10,2	5,2	1,2	1,0	1,0	3,9	4,9	2,7	3,7	7,2	3,0	2,1	3,9
V	16	30	18	9	12	12	12	14	11	10	12	18	15	17	9	14	13	16	41	40	16	34
Co	2,1	2,7	3,2	1,6	2,2	1,8	2,1	2,1	2,3	2,2	2,4	3,0	3,6	3,2	1,1	3,0	2,2	2,2	2,0	6,6	2,3	3,0
Ni	2,6	2,6	7,3	2,1	3,8	1,6	1,9	1,5	3,7	3,7	4,0	3,7	2,6	2,8	1,2	2,7	2,1	<20	<20	<20	<20	<20
Be	1	3	1	1	1	1	2	<1	2	2	3	<1	4	2	2	<1	3	5	7	7	2	
Mo	0,1	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	1,0	0,6	0,6	0,2	0,3	0,4	0,2	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cu	2,5	1,6	3,2	1,0	12,7	1,1	1,3	1,3	1,2	3,9	6,7	6,6	0,8	1,1	0,7	1,1	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7
Sn	<1	3	1	1	1	1	1	<1	<1	<1	2	3	3	3	1	2	2	<1	3	5	7	2
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zn	37	42	36	36	27	31	30	37	30	30	36	36	38	21	33	27	33	80	32	41	41	35
La	73,3	74,3	84,1	34,7	37,7	76,6	22,6	83,4	35,7	49,0	39,1	116,7	10,4	89,3	19,1	71,3	40,8	56,5	46,1	75,4	45,2	55,5
Ce	122,2	129,0	139,3	65,7	75,5	136,2	52,7	148,0	73,0	85,6	113,8	195,9	46,8	155,4	43,9	125,7	113,1	96,1	161,7	128,8	100,6	99,6
Pr	12,28	13,70	14,27	6,98	7,51	13,77	4,20	14,47	6,97	9,01	8,25	20,9	16,19	3,27	12,23	13,88	7,04	8,44	9,69	12,43	7,15	9,28
Nd	39,7	48,2	44,4	25,1	27,3	47,5	14,9	49,3	26,1	33,7	26,6	62,3	7,0	52,7	11,5	39,5	48,7	22,7	30,0	33,2	28,0	27,7
Sm	5,05	7,73	6,35	4,08	4,29	6,53	2,55	6,76	3,76	4,67	4,66	7,24	1,50	7,67	1,87	5,90	7,02	4,01	4,26	6,06	4,91	4,15
Eu	0,84	1,02	1,09	0,66	0,76	0,86	0,86	0,90	0,68	0,72	0,83	1,27	0,56	1,06	0,34	0,87	0,96	0,64	0,81	0,93	0,82	0,78
Gd	2,77	5,38	3,91	2,55	3,06	3,66	2,01	3,82	2,41	2,50	2,48	3,79	1,46	4,34	1,52	3,91	4,92	3,63	3,01	5,72	4,66	3,01
Tb	0,31	0,86	0,60	0,33	0,48	0,52	0,37	0,49	0,33	0,32	0,39	0,50	0,24	0,59	0,27	0,59	0,68	0,45	0,36	0,88	0,73	0,31
Dy	1,16	4,94	3,09	1,72	2,94	2,51	2,28	2,35	1,61	1,53	1,77	2,18	1,45	2,59	1,70	3,15	3,84	2,77	2,13	5,11	4,54	1,60
Ho	0,23	0,90	0,58	0,28	0,40	0,37	0,45	0,35	0,30	0,24	0,29	0,37	0,29	0,43	0,37	0,52	0,68	0,49	0,38	0,93	0,70	0,21
Er	0,76	2,77	1,69	0,73	1,23	1,15	1,50	1,16	0,92	0,68	0,92	1,07	0,93	1,39	1,55	2,43	1,47	1,06	2,29	0,83	0,98	0,67
Tm	0,13	0,40	0,26	0,13	0,21	0,16	0,23	0,13	0,14	0,11	0,15	0,17	0,13	0,19	0,21	0,24	0,37	0,24	0,19	0,36	0,35	0,14
Yb	1,05	2,57	1,73	0,85	1,16	0,95	1,41	0,75	1,10	0,75	0,98	0,99	0,85	1,09	1,57	1,36	2,20	1,60	1,32	2,50	2,15	0,92
Lu	0,18	0,38	0,28	0,16	0,20	0,18	0,21	0,15	0,17	0,15	0,18	0,16	0,22	0,24	0,20	0,37	0,22	0,20	0,39	0,19	0,17	0,16

Table 1. Major and trace elements data of the Corre-mar Granite.

The diagram A/NK vs A/CNK based on the parameters suggested by Shand (1943) (Fig. 7a), shows that the CMG samples are slightly peraluminous with A/CNK values dominantly in the range of 1.0 - 1.1.

According to the classification of peraluminous granites proposed by Villaseca et al. (1998b) (Fig. 7b) the CMG samples plot as slightly peraluminous granites (I-p) with a few samples plotting in the field of highly-felsic peraluminous granites (f-p). The CMG, like the I-p type granites, has biotite and allanite as accessory minerals.

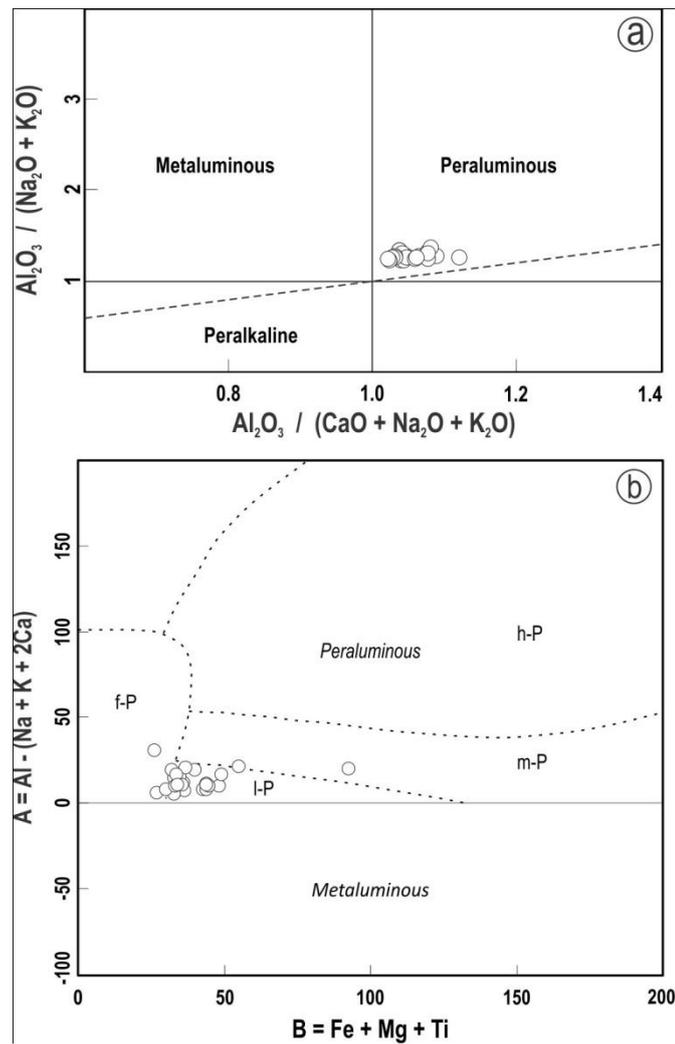


Figure 7. Peraluminosity index diagrams. (a) A/NK vs A/CNK (Shand, 1943) showing the slightly peraluminous character of the CMG; (b) Al-(Na+K+2Ca) vs Fe = Fe+Mg+Ti (Villaseca et al., 1998b) showing CMG plotted on the I-p field.

The CMG composition was compared to ocean ridge granites (ORG) from (Pearce et al., 1984), as illustrated in the spidergram in figure 8a. The concentrations of Rb, Ba and Th in the CMG are thirty times

greater than in ORG, whilst Nb and Ta are similar, and Ce is about four times greater. Y and Yb show values about three times lower than those typical of ORG.

Comparing the CMG trace-element patterns to the composition of lower, medium and upper crust from Taylor and McLennan(1995), the similarity of the CMG with the upper crust composition is clear. (Fig. 8b).

The distribution of rare earth elements (REE) normalized by chondritic values (Boynton, 1984) (Fig. 8c), is marked by strong enrichment of LREE in relation to HREE (Ce_N/Yb_N around 30), Ce contents are 100 to 300 higher than in chondrites, with some lower values (<80) in the more leucocratic samples, and slight negative Eu anomalies (Eu_N/Eu_N^* close to 0.5).

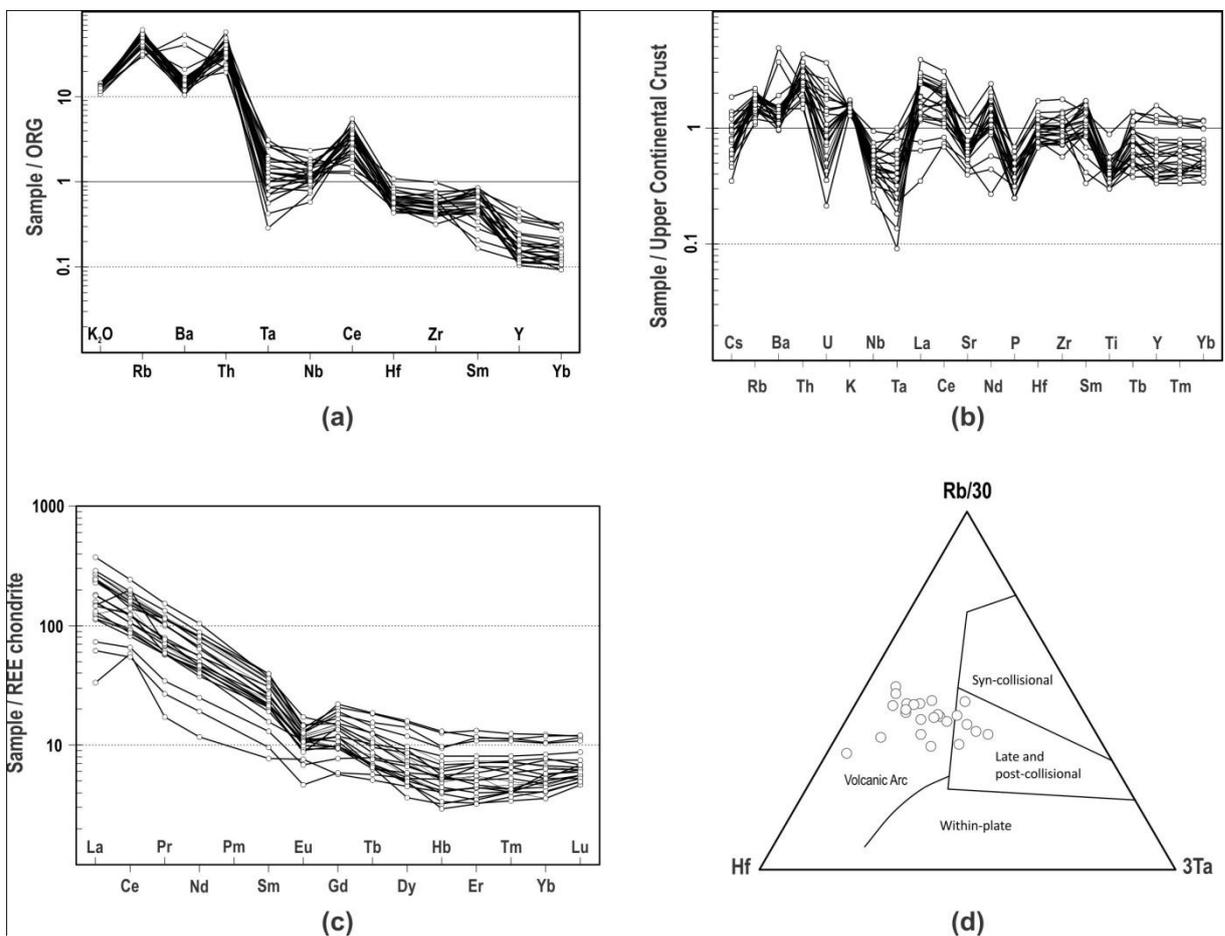


Figure 8. Spidergrams and tectonic classification diagrams for the CMG: (a) ORG normalized spidergram (Pearce et al.,1984) ; (b) upper continental crust normalized patterns (Taylor and McLennan, 1995); (c) Chondrite normalized REE patterns (Boynton, 1984); (d) Trace element discriminant diagram (Harris et al.,1986), which shows that CMG samples plot in the fields of volcanic-arc and late to post-collisional granites.

According to the parameters proposed by Frost et al. (2001), the CMG samples plot near the boundary of ferroan and magnesian granites. As suggested by those authors, these parameters reflect magmas with different oxidation states, and therefore, the ferroan granites represent less oxidized magmas.

Following the parameters suggested by Harris et al. (1986) (Fig. 8d), based on Hf-Rb-Ta contents, to discriminate granites from different tectonic settings, the CMG samples show similarity with granites from volcanic arc and late- to post-collisional environments.

Trace elements discriminant diagrams for granites from different tectonic settings proposed by Pearce et al. (1984) and Pearce (1996) show the similarity of CMG with post-collisional granites, which overlap the fields of granites from volcanic-arc, collisional, and within-plate granites (Fig. 9).

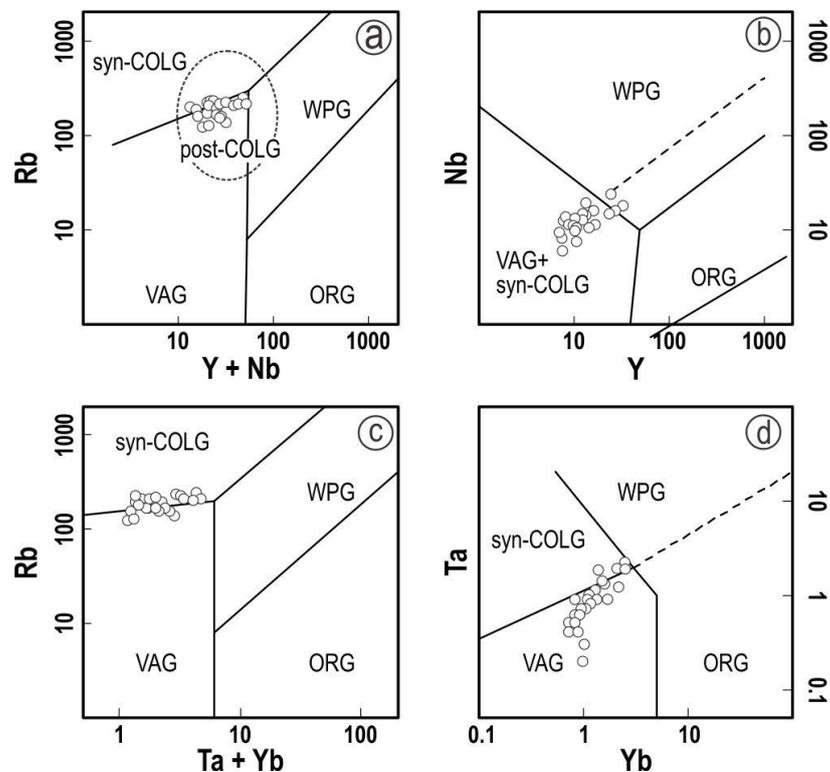


Figure 9. Trace elements discriminant diagrams for discrimination of granites from different tectonic settings proposed by Pearce et al. (1984) and Pearce (1996) illustrating that the CMG samples plot mostly in the the post-collisional field.

6.1. Interpretation of geochemical data

The negative correlation of Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 and FeO_t with SiO_2 are interpreted as produced by a heterogeneous distribution of minerals due to flow and deformation during magmatic crystallization. As

discussed by Bitencourt and Nardi (2004) such major element trends are due to segregation of minerals and liquids during magmatic crystallization, and it is particularly important in the case of plutonic rocks. Therefore, the Al_2O_3 , MgO and FeO_t values determined in the CMG samples, are concentrated mainly in biotite, which is locally accumulated together with other early-crystallized phases such as plagioclase. This process produces the less differentiated, mafic enriched CMG facies, and the complementary liquid-enriched portions will produce the more differentiated felsic ones. CaO and TiO_2 , contained mainly by in plagioclase and titanite, will follow the MgO and FeO_t , whilst K_2O shows large dispersion in the diagrams, probably caused by its concentration in K-feldspar and biotite, minerals of opposite behavior during magmatic crystallization.

The alkali content of CMG close to 8.5wt%, its relatively high contents of Zr, Ce and Y in relation to granites produced by pure crustal melt, as well as its slight peraluminous character, suggest an origin from a mixed source where at least one component would be alkali- and HFS-enriched.

According to the parameters suggested by Villaseca et al. (1998b) they are classified as biotite- and allanite-bearing granites (I-p), which are possible products of partial melting of quartz-feldspathic sequences.

Major elements were used by Dall'Agnol and Oliveira (2007) for discriminating reduced A-type and oxidized A-type granites from calc-alkaline ones. The CMG samples plot in the common field for oxidized A-type and calc-alkaline granites, which we consider as subalkaline granites. the CMG oxidation state is equivalent to magnetite-bearing granites, which can be products of crustal melting or liquids differentiated from those of subalkaline series, i.e., medium to high-K, calc-alkaline or tholeiitic series, generally including assimilation of crustal melts. The low peraluminosity of CMG samples suggests that its possible crustal source is closer to a quartz-feldspathic magmatic composition than to a metapelitic one.

The LREE enrichment of CMG, and its relatively low content of HREE, can indicate a low fraction of crustal partial melting of a source containing residual garnet, which could also explain the relatively high contents of alkali and HFS elements in the melt. The negative Eu-anomalies and the concavities in the medium to heavy segments of REE patterns (Fig. 8c) suggest the presence of amphibole and plagioclase in the residue of melt. The similarity of CMG compositions with the upper crust average corroborates its origin dominantly by partial melting of crustal material, although we do not consider metapelites as potential sources, but quartz-feldspathic orto-gneiss. We conclude that most of the obtained geochemical data can be explained by assuming that the parental magma of CMG was produced by a low-fraction partial melting of predominantly quartz-feldspathic sequences, with a residue dominated by plagioclase, amphibole and garnet.

The use of zircon solubility curves calculated by Watson and Harrison (1983) suggest that zircon crystallization started at temperatures close to 800°C . The early crystallization of zircon indicated by textural evidences, therefore, points to temperatures slightly higher than that, for the parental magmas of the CMG.

7. U-Pb LA-MC-ICP-MS geochronology

7.1. Samples and results

A representative CMG sample was selected to determine zircon ages by U-Pb LA-MC-ICP-MS. Sixty spots were analyzed in sample CA-04 and the analytical results used for age calculations, as well as the UTM coordinates of the dated sample, are shown in table 2.

The Corre-Mar Granite zircon crystals are varied in size and shapes, falling into at least three main populations, as illustrated in Fig. 10a. The most common population is represented by the smaller (80-120 μm) and rounded to sub-rounded shapes, commonly with brighter cores and thinner, dark rims. The second one is defined by larger (150-200 μm), elongate crystals with bipyramidal to sub-rounded edges. In this group crystals have brighter cores, but some of them present normal zonation. Finally, the least common population is represented by medium-sized crystals (~100 μm), pyramidal, commonly elongate crystals with normal zonation. Only in this group magmatic crystallization ages were identified.

In this set, 42 spots represent usable results. Since the U-Pb determinations in the cores indicate that they are inherited, it was very difficult to establish the crystallization age of this sample, which had to be determined from analyses of some very rarely found small prismatic crystals. From the whole dataset, only 5 spots can be interpreted as representing zircon crystallized in the magma. These spots were all obtained in clean grains with normal and concentric zoning patterns (Fig. 10a). The discordance associated to each of these points is lower than 5%, and a concordia age of 615.4 ± 4 Ma (MSWD= 0.60) is interpreted as the crystallization age (Fig. 10b). A set of 37 spots obtained in brighter cores or in the other populations of round-shape crystals, all with associated discordances lower than 5%, corresponds to inherited cores (Fig. 10b). Of these sets, at least three main Paleoproterozoic intervals were identified, defined by concordia ages: 1983 ± 13 , 2038 ± 17 and 2173 ± 8.8 Ma (Fig. 10b). Another set of more discordant ages define a discordia age with upper intercept of 3111 ± 81 Ma (Fig. 10b), which is in accordance with some concordant ages obtained in some grains that define an Archean inheritance (Fig. 10a).

Table 2. LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation for the Corre-mar Granite

Spot	Spot size	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 sigma	coef. corr.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Age (Ma)	1 sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 sigma	Conc. (%)
Corre Mar Granite - Sample CA-04A														
CA - 04	30 μm	0,8510	0,0242	0,1018	0,0014	0,88	0,0606	0,0016	0,625	0,008	0,625	0,057	99	
CA - 04	30 μm	0,8199	0,0697	0,0971	0,0027	0,40	0,0612	0,0057	0,597	0,016	0,648	0,199	92	
CA - 04	30 μm	0,8291	0,0253	0,1009	0,0013	0,78	0,0596	0,0019	0,620	0,008	0,588	0,068	105	
CA - 04	30 μm	0,8133	0,0420	0,0991	0,0018	0,61	0,0595	0,0033	0,609	0,011	0,586	0,119	104	
CA - 04	30 μm	0,7833	0,0572	0,0968	0,0022	0,86	0,0587	0,0047	0,595	0,013	0,556	0,173	107	
CA - 04	30 μm	6,1681	0,2183	0,3513	0,0074	0,46	0,1273	0,0043	1,941	0,035	2,062	0,061	94	
CA - 04	30 μm	6,1472	0,1851	0,3532	0,0061	0,71	0,1262	0,0042	1,950	0,029	2,046	0,059	95	
CA - 04	30 μm	6,1451	0,2531	0,3574	0,0081	0,42	0,1247	0,0060	1,970	0,038	2,025	0,085	97	
CA - 04	30 μm	6,1648	0,1914	0,3592	0,0066	0,30	0,1245	0,0037	1,978	0,031	2,022	0,052	97	
CA - 04	30 μm	6,3447	0,2128	0,3704	0,0073	0,90	0,1242	0,0040	2,031	0,034	2,018	0,056	100	
CA - 04	30 μm	6,3999	0,3132	0,3668	0,0095	0,80	0,1266	0,0066	2,014	0,044	2,051	0,091	98	
CA - 04	30 μm	6,4767	0,3087	0,3773	0,0098	0,51	0,1245	0,0072	2,064	0,046	2,022	0,105	102	
CA - 04	30 μm	6,4304	0,2389	0,3836	0,0078	0,69	0,1216	0,0051	2,093	0,036	1,980	0,072	105	
CA - 04	30 μm	7,3578	0,1511	0,3922	0,0048	0,86	0,1361	0,0024	2,133	0,022	2,178	0,031	97	
CA - 04	30 μm	7,4589	0,2020	0,3945	0,0067	0,82	0,1371	0,0034	2,144	0,031	2,191	0,043	97	
CA - 04	30 μm	7,4546	0,3147	0,3872	0,0101	0,50	0,1396	0,0060	2,110	0,047	2,223	0,075	94	
CA - 04	30 μm	7,4047	0,1515	0,3955	0,0051	0,98	0,1358	0,0029	2,148	0,024	2,174	0,038	98	
CA - 04	30 μm	7,6111	0,1888	0,4044	0,0061	0,97	0,1365	0,0037	2,189	0,028	2,183	0,046	100	
CA - 04	30 μm	2,1739	0,1099	0,1993	0,0041	0,40	0,0791	0,0046	1,172	0,022	1,175	0,111	99	
CA - 04	30 μm	5,8090	0,1496	0,3432	0,0052	0,98	0,1228	0,0036	1,902	0,025	1,997	0,053	95	
CA - 04	30 μm	5,7947	0,1278	0,3411	0,0043	0,99	0,1232	0,0024	1,892	0,021	2,003	0,035	94	
CA - 04	30 μm	6,1559	0,1608	0,3611	0,0055	0,97	0,1236	0,0033	1,987	0,026	2,009	0,047	98	
CA - 04	30 μm	5,7240	0,1259	0,3434	0,0043	0,97	0,1209	0,0023	1,903	0,021	1,969	0,034	96	
CA - 04	30 μm	6,5258	0,2035	0,3581	0,0064	0,93	0,1322	0,0042	1,973	0,030	2,127	0,056	92	
CA - 04	30 μm	6,4839	0,1935	0,3559	0,0055	0,84	0,1321	0,0037	1,963	0,026	2,127	0,049	92	
CA - 04	30 μm	7,0875	0,1701	0,3781	0,0051	0,97	0,1359	0,0029	2,067	0,024	2,176	0,037	95	
CA - 04	30 μm	6,7879	0,1540	0,3735	0,0048	0,95	0,1318	0,0026	2,046	0,022	2,122	0,034	96	
CA - 04	30 μm	7,4051	0,1399	0,4059	0,0049	1,00	0,1323	0,0025	2,196	0,023	2,129	0,035	103	
CA - 04	30 μm	7,5457	0,1471	0,4036	0,0050	1,00	0,1356	0,0026	2,186	0,023	2,172	0,034	100	
CA - 04	30 μm	13,6139	0,2305	0,5007	0,0057	0,95	0,1972	0,0031	2,617	0,025	2,803	0,026	93	
CA - 04	30 μm	15,4562	0,2903	0,5222	0,0063	0,93	0,2147	0,0031	2,709	0,027	2,941	0,023	92	
CA - 04	30 μm	16,9482	0,3218	0,5509	0,0069	0,99	0,2231	0,0033	2,829	0,028	3,003	0,024	94	
CA - 04	30 μm	16,9872	0,3138	0,5602	0,0067	0,96	0,2199	0,0032	2,867	0,028	2,980	0,023	96	
CA - 04	30 μm	17,0087	0,3132	0,5574	0,0068	0,97	0,2213	0,0033	2,856	0,028	2,990	0,024	95	
CA - 04	30 μm	16,3908	0,2963	0,5446	0,0064	0,95	0,2183	0,0030	2,802	0,026	2,968	0,022	94	
CA - 04	30 μm	16,8908	0,2674	0,5611	0,0060	0,87	0,2183	0,0032	2,871	0,025	2,968	0,024	96	
CA - 04	30 μm	20,0518	0,4046	0,6047	0,0077	0,92	0,2405	0,0042	3,049	0,031	3,123	0,028	97	
CA - 04	30 μm	18,0447	0,3400	0,5824	0,0069	0,71	0,2247	0,0036	2,959	0,028	3,015	0,025	98	
CA - 04	30 μm	18,9203	0,3274	0,5953	0,0070	0,87	0,2305	0,0037	3,011	0,028	3,056	0,025	98	
CA - 04	30 μm	18,0543	0,3334	0,5925	0,0075	0,99	0,2210	0,0038	2,999	0,031	2,988	0,028	100	
CA - 04	30 μm	17,1053	0,3135	0,5679	0,0071	0,95	0,2184	0,0038	2,899	0,029	2,969	0,028	97	
CA - 04	30 μm	18,1364	0,3461	0,5755	0,0070	0,96	0,2286	0,0036	2,930	0,028	3,042	0,025	96	

UTM Coordinates of sample CA-04A - 733.353 mE / 6.996.273 mN

Table 2. LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation for the Corre-mar Granite.

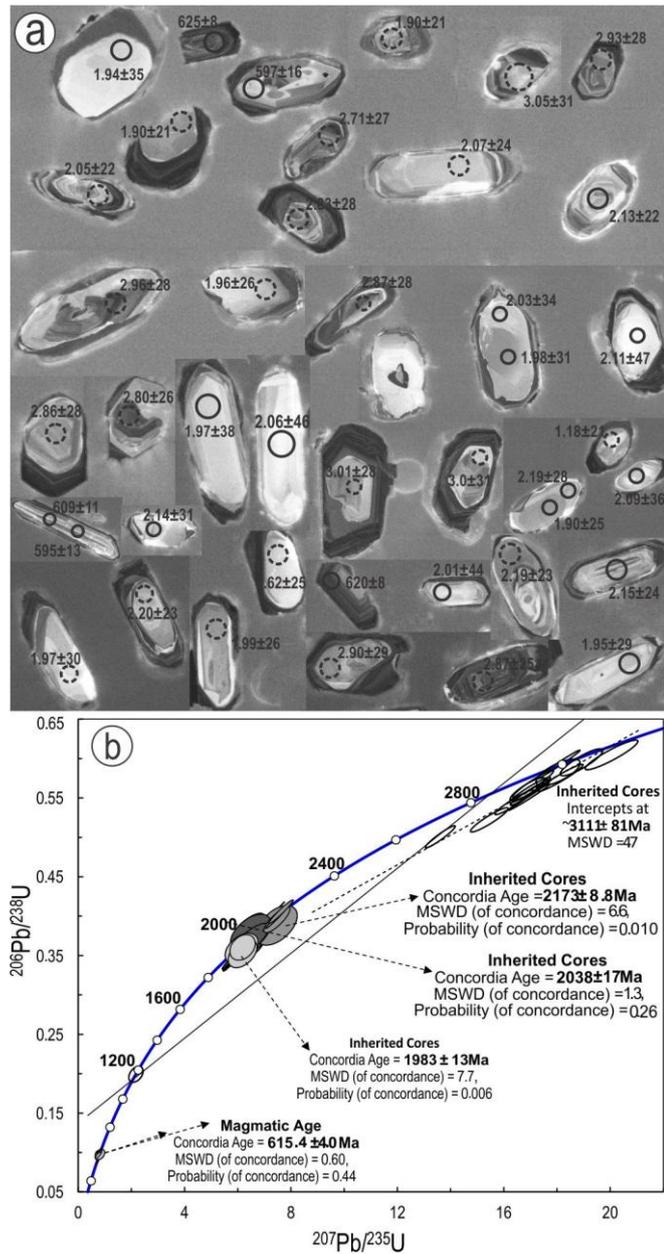


Figure 10. Geochronological data for CMG. (a) Cathodoluminescence images of zircon grains from sample CA-04a (Corre-mar Granite). Full line spots are concordant ages, and dashed line spots are discordant ages. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for all ages presented in the figure; (b) Concordia diagram for the Corre-mar Granite illustrating three concordant inheritance age intervals, one discordant inheritance age and the concordia age for the magmatic crystallization.

8. Isotope geochemistry

Whole-rock Sr and Nd isotope ratios were calculated at the magmatic crystallization ages of the Corre-Mar Granite (615 Ma) obtained in this study. The results are presented in table 3.

Table 3. Sr-Nd isotopic data for the Corre-mar Granite.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t=0)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)	SE	ϵNd_t	TDM (Ga)
CA-04A	152,8	329,2	1,35	0,71085	3,77E-05	0,72265	6,35	44,4	0,068816936	0,51102	0,72265	1,0935E-05	-22,73	2423
CA-03D	191,3	192,1	2,89	0,71074	3,30E-05	0,73608	5,05	39,07	0,08814124	0,51103	0,73608	7,44372E-06	-22,02	2268
CA-09A	215,4	183,5	3,41	0,70995	3,72E-05	0,73984	6,76	49,3	0,066180985	0,51107	0,73984	8,07123E-06	-21,56	2301
CA-14A	225,3	180,5	3,62	0,71007	3,54E-05	0,74186	1,5	7	0,299068545	0,51124	0,74186	9,81445E-06	-21,87	3319

Table 3. Sr-Nd isotopic data for the Corre-mar Granite.

CMG $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ ratios vary from 0.7100 to 0.7109. The ϵNd_t values are homogeneous and strongly negative, from -22 to -23. Sm-Nd model ages (TDM) were calculated using the model of De Paolo (1981). The CMG presents Paleoproterozoic model ages, varying from 2.3 to 2.4 Ga and one Archean model age at 3.3 Ga that may have been produced by anomalously low Sm/Nd ratio value in this sample (4.667) (Fig.11a). All these TDM, even the anomalous one, are correlative with the inheritance ages identified in the CMG zircons.

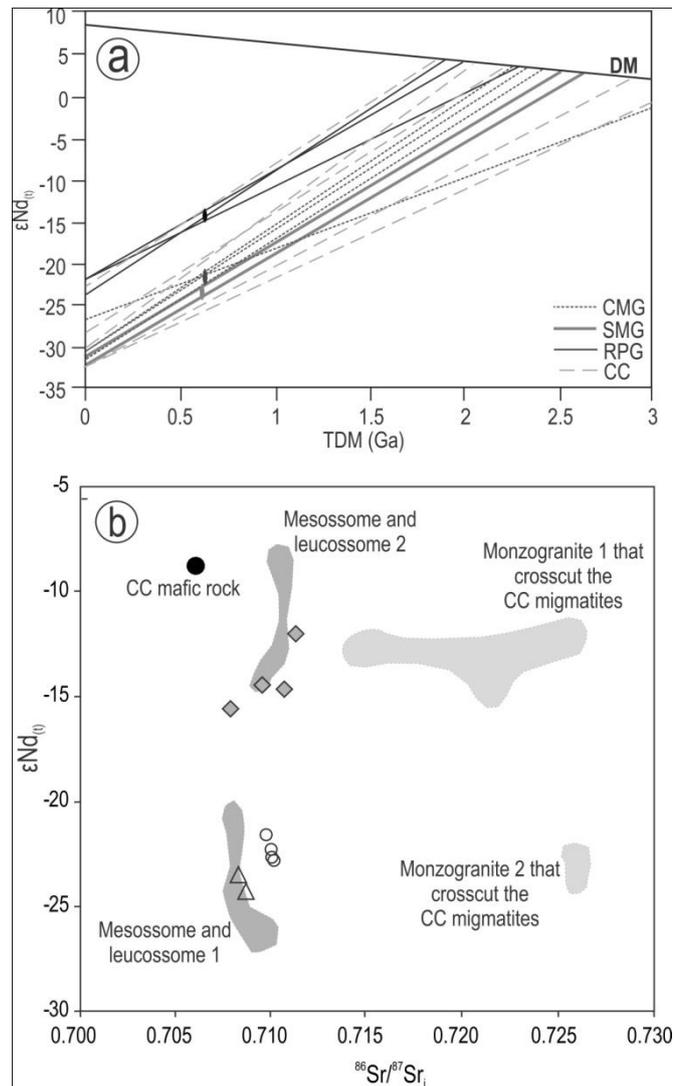


Figure 11. Sr-Nd whole rock isotope signature of the CMG. (a) ϵNd_t vs time diagram for the Corre-mar Granite, Serra dos Macacos Granite, Rio Pequeno Granite and Camboriú Complex. (b) $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_t diagram for the Corre-mar Granite compared to regional granites and country rocks. Corre-mar Granite (white circles), Serra dos Macacos Granite (triangles), Rio Pequeno Granite (gray diamonds) and Camboriú Complex (gray areas); Data of the Serra dos Macacos Granite and Rio Pequeno Granite from Florisbal et al. (2012c), and of the Camboriú Complex from Lopes (2008).

The homogeneous isotope characteristics of the CMG, as low $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ ratios, highly negative ϵNd_t values and Paleoproterozoic model ages suggest an old source for this granite. Figure 11b illustrates the $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_t values.

Also plotted in figure 11b are the Sr and Nd isotope ratios (calculated at 620 Ma) of migmatites and associated granites from the Camboriú Complex (Lopes, 2008) and data for the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites (from Florisbal et al., 2012b). As discussed by Lopes (2008) and Florisbal et al. (2012b) and illustrated in Figure 11b, the Camboriú Complex is a heterogeneous unit in terms of Sr and Nd whole rock isotopes values, and the two types of migmatites overlap with the distinct regional granites and the CMG. Florisbal et al. (2012b) also show that the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites should have distinct sources. Figure 11b shows that the CMG is isotopically very similar to the SMG. From the Sr-Nd isotopic signatures a very similar source, if not the same, is pointed for these two granites.

9. Petrogenesis and emplacement model for the Corre-mar Granite

The GCM and GSM are very similar, both in their isotope and elemental (major and trace) compositions. According to Florisbal et al. (2012c), the GSM is slightly peraluminous, with little variation in silica content (*ca.* 72.5 - 73.5), and its REE patterns show LREE enrichment and slight Eu negative anomalies. Both granites plot in the post-collisional field of the tectonic setting discrimination diagrams by Pearce et al. (1996). Such characteristics, together with the contents of trace-elements as Sr, Zr, Nb resemble the geochemical signature of GCM, which suggests a common source and similar processes for the generation of both granitoids.

The CMG shows no evidence of coeval mafic magmas, which is also very rare in the SMG, and this would favour an origin mostly by crustal melting. In both granitoids, the slight peraluminous character, high contents coupled to small range of silica values (72-74wt%), and negative ϵNd_t , favour an origin by partial melting of quartz-feldspathic sequences. The relatively high contents of alkalis, REE, Zr, Nb, among other elements, indicate that low-fraction melting was the process involved for granite generation, which explains the CMG high K_2O contents, even if the protoliths were tonalitic gneisses, as supposed for SGM by Florisbal et al. (2012c).

The isotope signatures of both CMG and SMG point to old crustal sources with low $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ratios and negative ϵNd_t . In both granitoids, similar Paleoproterozoic and Archean zircon inheritances are found - 1.9 and 3.1 Ga for CMG, 1.8 and 3.4 Ga for SMG – and thus substantiate a common, old crustal source.

The Sr-Nd whole rock isotope signatures of CMG and SMG are similar to those of Camboriú Complex type-1 migmatites, as described by Lopes (2008), and this also points to the Camboriú Complex as the source of these granitoids.

Basei et al. (2013) suggest that the Camboriú Complex had a polycyclic evolution, with two main old events of anatexis and migmatite formation at 3.0 Ga and 2.1 Ga, i.e., similar to the zircon ages found as inheritance in CMG and SMG. A third crustal reworking event is proposed by the same authors at 640 to 610 Ma, to which the generation of CMG and SMG may be attributed.

Parental magma temperatures of about 800°C for both CMG and SMG suggest that the partial melting process was promoted by water coming from destabilization of biotite, probably at temperatures between 740 and 800°C according to data from Skjerlie and Johnston (1996). That indicates biotite-quartz feldspathic gneisses as the protolith for both magmas, with amphibole as the mafic residual mineral. Trace element and REE patterns corroborate the presence of amphibole, plagioclase and garnet in the residual assemblage. The breakdown of biotite during partial melting is an additional explanation for the high incompatibility of K and its enrichment in the SMG and CMG parental melts.

Based upon structural geology multi-scale data, both pre-existing and newly obtained, a model for the CMG intrusion was developed and is presented in four stages (Fig. 12).

(1) Space is initially generated along NE-SW trend due to a NW-SE extensional component. Such extension is active together with subvertical, NNE-trending, sinistral transcurrent shear zones (black arrows in figure 12) that start to deform the Itapema Granite and Camboriú Complex under low-temperature, relatively shallow level conditions.

(2) Such deformation results in the development of a brittle-ductile, heterogeneously distributed foliation whose movement result in cm-scale displacements and that locally drags pre-existing foliation and xenoliths in the Itapema Granite. These zones locally contain low-temperature mylonites and ultramylonites along which IG minerals and xenoliths undergo strong grain size reduction.

(3) The ascending CMG magma profits from the space generated by the NNE sinistral shearing and NW-SE extensional component and intrudes the CC and IG with different geometries, such as (i) NE-trending, larger intrusions essentially controlled by the extensional component; (ii) foliation-parallel or sub-parallel veins; (iii) subordinate, NNE-trending shear zone-parallel veins that branch out from the larger, NE-trending intrusions.

(4) At this moment, deformation of the host rocks is virtually interrupted because strain partitions into the magma, thus generating the SC- foliation pair in the CMG. As cooling proceeds, further accumulation of strain shifts deformation into C' planes within the intrusion. Aided by the relatively high, magmatic temperatures, the shearing results in disaggregation and partial assimilation of xenoliths. Deformation within the

CMG intrusions is assisted by heat coming from the magma, thus resulting in higher temperature structures when compared to the ones formed in the host-rocks, which in turn are compatible with the shallow intrusion level.

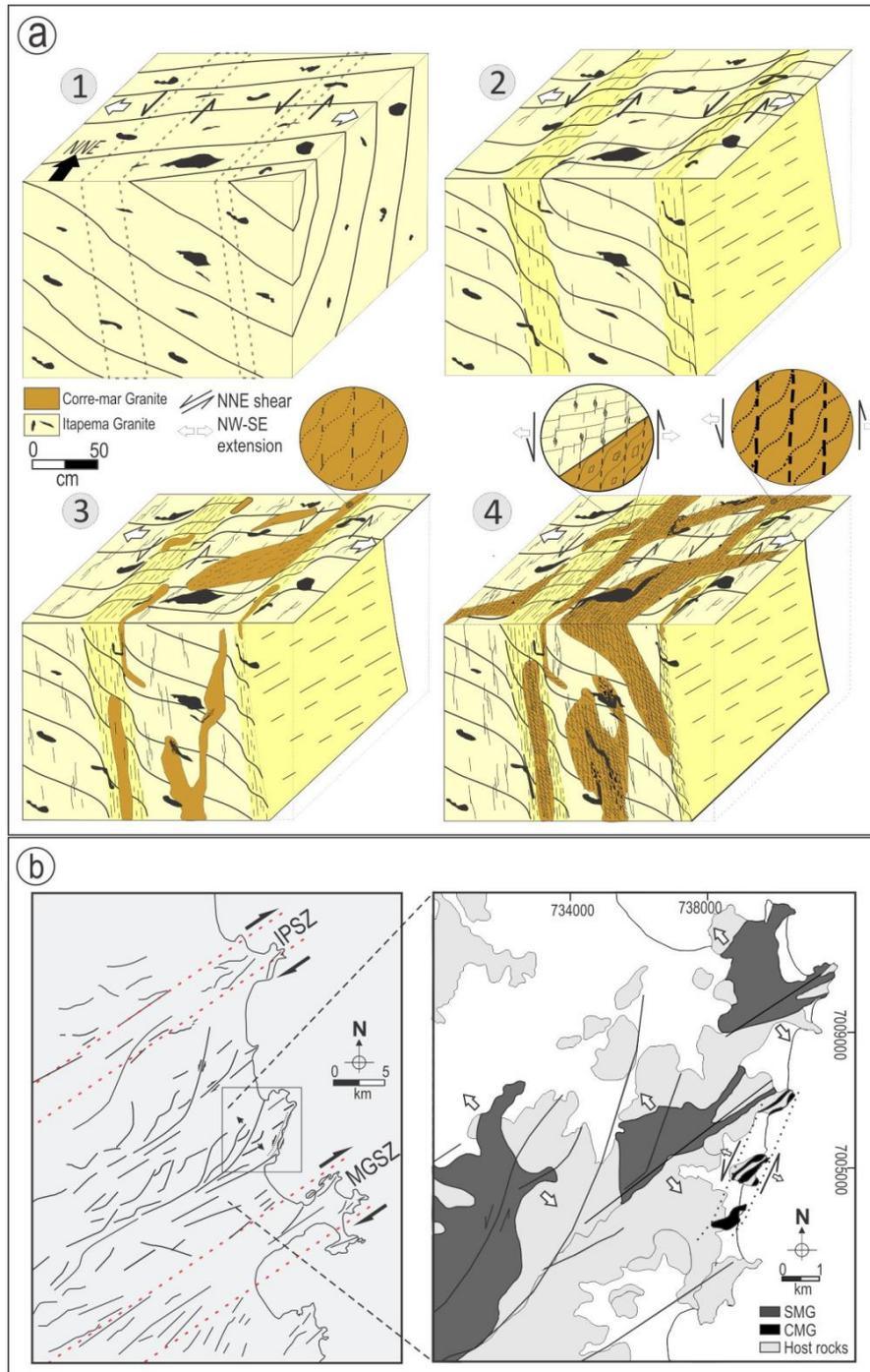


Figure 12. (a) Emplacement model for the CMG. (b) Regional lineaments illustrating the Serra dos Macacos granite with the emplacement geometry controlled by extensional NW-SE structures and the Corre-mar Granite controlled by the NE-NNE conjugates.

Final remarks

The integration of results produced from different approaches used in this study sets the basis to evaluate the prevailing conditions during generation, ascension and emplacement-deformation of CMG.

- Geochemical features such as LREE enrichment relative to HREE, high and regular silica contents, slight peraluminous character, and moderate contents of alkalis and HFS elements are consistent with an origin of CMG through low-fraction melting of crustal sequences. The moderate contents of Rb, Nb, Zr, and REE, as well as, the slight peraluminosity rules out metapelitic sources. That is stressed by the compositional similarity of CMG with the average of upper crustal rocks (Taylor and McLennan, 1995), illustrated in the spidergrams.

- The relatively low $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ and the strongly negative ϵNd_t indicate the melting of an old crustal sequence, and that is corroborated by the inherited zircon ages obtained in the CMG, as well as by the Sm-Nd model ages.

- The similarity of isotopic signatures of GCM and SMG with the neosomes from the Camboriú Complex migmatites (Lopes, 2008), as well as the temperatures estimated for the generation of liquids in the case of migmatites and the CMG and SMG magmas, from 740-800°C, points to the possibility that all of them are products of the same event.

- The low-fraction melting that generated the parental magma of CMG was accompanied and promoted by the breakdown of biotite at temperatures from 740 to 800°C, accounting for its K enrichment and possibly also for the high K_2O content of SMG observed by Florisbal et al. (2012c).

- The crystallization age of CMG at 615 ± 4 Ma (this paper), and that of SMG at 611 ± 9 (Florisbal et al., 2012a) are compatible with the migmatite-generation event proposed by Basei et al. (2013) at the 640 to 610Ma interval, We propose that CMG and SMG result from partial melting of the same sequence represented by the paleosome of those migmatites. The geochronological data obtained in this paper lead us to suggest that the upper limit of anatexis and migmatite-formation event of Neoproterozoic age is 611Ma.

- The CMG magma has ascended through the crust taking advantage of discontinuities and low-pressure zones of the Southern Brazilian Belt. The sinistral shearing along NNE-trending planes resulted in low-temperature deformation of the host rocks, thus indicating a shallow level of intrusion for this magma. Strain partitioning into the magma at the time of intrusion resulted in limited deformation of the country rocks under

brittle-ductile conditions, contrasting with the homogeneously distributed deformation of the CMG, generating the S-C foliation pair in all CMG intrusions, regardless of the observation scale.

- The syntectonic character of the CMG is also attested by the decreasing temperatures of microstructures, with features compatible with amphibolite facies conditions re-worked under greenschist facies.
- The strong deformation features present in the CMG, as opposed to the other nearby Neoproterozoic granites (Rio Pequeno and Serra dos Macacos) has lead previous authors (e.g. Peternell et al., 2010) to consider it as an older unit. The data obtained in this study contradict such assumption, and therefore space, rather than time, must be called upon to explain the difference.
- The syntectonic granite intrusions positioned within the low-strain zone between the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones have thus been conditioned in different ways (Fig. 12b). The CMG, with its diagnostic foliation pair, was emplaced within a conjugate system, where sinistral NNE shearing and NW-SE extension were both active, generating space along the NE direction which occasionally jogs into NNE. The opening is attributed to the regional dextral transcurrent dynamics of the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones and the resulting intrusions have a generally sigmoidal shape, their variable thickness resulting from alternating importance of the extensional component. The CMG magma was essentially conditioned by the NW extension component, thus the shape of the larger intrusions, with contact-parallel, NE-trending magmatic foliation, possibly also aided by the orientation of the main structures in the host rocks. The inflection of magmatic foliation and intrusion contacts from NE to NNE are only of local significance in the SMG main intrusion. The much larger volume of SMG magma as compared to CMG may have played a determinant role in dissipating the shearing, which was then preferably concentrated in the small volumes of the CMG magma.
- The transtensional, NNE-trending sinistral shear zone is considered to be an antithetic component of movement compensation relative to the regional dextral movement along the Major Gercino Shear Zone, where syntectonic magmas were emplaced about the same time as the ones studied here (e.g., the ca. 609 Ma Mariscal Granite – Florisbal et al, 2012a). Therefore, the low-strain zone where the CMG and SMG were intruded was active at the same time the MGSZ and IPSZ, and thus configure a shearing system, similar to what has been described in the Borborema Province (NE Brazil) by Vauchez et al. (1995).

Acknowledgements

We thank State Research Foundation (FAPERGS) n° 10/0045- 6; National Research Council (CNPq) Universal Project n° 471266/2010-8 and 481841/2012-1 granted to M.F. Bitencourt, for research support.

References

- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, A.E.M.; Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basin and Margins* (v. 1, 411-446). New York: Plenum
- Ashton, K.E., Heaman, L.M., Lewry, J.F., Hartlaub, R.P., Shi, R., 1999. Age and origin of the Jan Lake Complex: a glimpse at the buried Archean craton of the Trans-Hudson Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 185-208.
- Babinski, M., Chemale, F., Schmus, 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 American Earth Sciences* 10 (3), 263-274.
- 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 of London* 294, 239-256.
- Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Dunyi, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriú Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. VII South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI. Brasília : CD-ROM.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 324-350.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., 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. *Brasilian Journal of Geology* 43(3), 427-443.

Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino-Santa Catarina. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 214-216. Natal: SBG.

Bitencourt, M.F. e Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65(1), 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.

Boynton, W.V. 1984. Cosmogeny of the rare earth elements: Meteorite studies. In: P. Henderson. *Rare earth element geochemistry*. 63-114.

Chemale, 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 Geol. Leop* 42, 5-117.

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

De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29(1), 193-196.

Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porscher C.C., 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77-96.

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 (Doutorado). São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, USP, 153pp.

Florisbal, L.M.F., 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 LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216, 132-151.

Florisbal, L.M.F., 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.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012c. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. *Journal of South American Earth Sciences* 39, 24-43.

Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033-2048.

Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49(11), 1955-1969.

Garavaglia L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic Diorites Related To Post-Collisional Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519-534.

Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic low pressure/high –temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm-Nd evidence. *Precambrian Research* 147, 41-64

Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157-174.

Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.) *Collision Tectonics*. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers* 19, 115-158.

Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Bettiollo, 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 American Earth Sciences* 16, 477-492.

Hartmann, L.A., Silva L.C., Orlandi F°, V., 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina – Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leop.*, 6, 93-112.

Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971. Precision measurements of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physics Review C*4, 1899-1906.

- Jensen, L.N., Starkey, J., 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *Journal of Structural Geology* 7, 527-541.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581-589.
- Le Maitre, R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell. 1989. 193 p.
- Lopes, A.P., 2008. Geologia do Complexo Camboriú (SC). Tese (Doutorado), São Paulo, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP, 102pp.
- Ludwig, K.R., 1993. New isoplot version 2.2. Berkeley Geochronology Center, February.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubià, J.M., 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for deamatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819-822.
- Martil, M.M.D. 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Master Thesis, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 77 pp.
- Olsen, T.S., Kohlstedt, D.L., 1985. Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics* 111, 107-131.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation n the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98, 141-159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constrains on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of Geological Society* 166, 1075-1084
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1227-1246.
- Peternell, M., Bitencourt, M.F, Kruhl, J.H., Stäb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 738-750.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120-125.

Philipp, R.P., Massone, H.J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U-Th-Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: Evidences for the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil. São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos, 289-291.

Rivera, C. B. ; Bitencourt, M. F.; Nardi, L. V. S. 2004. Integração de Parâmetros Físicos do Magma e Composição Química dos Minerais na Petrogênese do Granito Itapema. Revista Brasileira de Geociências 34(3), 361-372.

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

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, 503-525.

Shand, S. J., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.

Silva, L.C., 1991. O Cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências 21, 60-73.

Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., MacHattie, T.G., Böhm, C., 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 20, 677-686.

Skjerlie, K.P. & Johnston, A.D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. Journal of Petrology 37, 661-691.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Reviews in Geophysics 33, 241-265.

UFRGS 2000a. Mapeamento Geológico 1:25000 de parte das folhas Camboriú (MI2894/2) e Itajaí (2882/4), SC. Porto Alegre, 7 vol., trabalho de Graduação do curso de geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., and Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, northeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 8, 247-266.

Vidal, J.L., Kubin, L., Debat, P., Sousa, J.L., 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar grains in orthogneiss from Montagne Noir, Occitania. Lithos 13, 247-257.

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granitotypes in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89, 113-119.

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.

Weinberg, R., Mark, G., Reichardt, H., 2009. Magma ponding in the Karakoram shear zone, Ladakh, NW India. *Geological Society of America Bulletin* 121, 278–285.

Yund, R.A., Tullis, J., 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contribution to Mineral Petrology* 108, 346-355.

Confirmação da submissão do artigo para a revista Precambrian Research

25/1/2014

Gmail - Acknowledgement of receipt of your submitted article



Amós Martini <amosmartini@gmail.com>

Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

Precambrian Research <precam-ee@elsevier.com>

25 de janeiro de 2014 16:04

Para: amosmartini@gmail.com

Dear Mr. Martini,

Your submission entitled "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" has been received by Precambrian Research

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 <http://ees.elsevier.com/precam/> as Author.

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

CAPÍTULO VI CONCLUSÕES

Com a integração dos resultados produzidos na presente tese, juntamente com os resultados dos dois artigos submetidos, foi possível investigar avaliar os processos envolvidos durante a gênese do Granito Corre-mar. As principais conclusões do trabalho, assim como algumas recomendações finais estão colocadas nos itens a seguir.

As feições geoquímicas como enriquecimento relativo de ETRL em relação aos ETRP, conteúdos altos e regulares de sílica, caráter levemente peraluminoso, e moderado conteúdo de álcalis e elementos HFS são consistentes com uma origem do GCM através de uma baixa taxa de fusão de sequencias crustais.

Os baixos valores de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$, e os valores fortemente negativos de ϵNd_t , indicam a fusão de uma sequencia crustal antiga, o que é corroborado pelas idades de heranças em zircões obtidos no GCM, assim como pelas idades modelo Sm-Nd.

A semelhança das assinaturas isotópicas do Granito Corre-mar e do Granito Serra dos Macacos com os neossomas dos migmatitos do Complexo Camboriú (Lopes, 2008), Assim como as temperaturas estimadas para a geração dos líquidos no caso dos migmatitos e os magmas do GCM e GSM, de 740-800°C, aponta para a possibilidade de todos eles serem produtos do mesmo evento.

A baixa taxa de fusão que gerou o magma parental do GCM foi acompanhada e promovida pela quebra da biotita, em temperaturas entre 740-800°C, contribuindo para seu enriquecimento em K e possivelmente para o alto conteúdo de K_2O observado por Florisbal et al. (2012c) no GSM.

A idade de cristalização do GCM de 615 ± 4 Ma, obtida nesse estudo, e a idade do GSM de 611 ± 9 (Florisbal et al., 2012a), são compatíveis com o evento de geração de migmatitos proposto por Basei et al. (2013), no intervalo de 640 a 610 Ma.

Nós propomos que o GCM e o GSM resultam de uma fusão parcial da mesma sequencia representada pelo paleossoma desses migmatitos. Os dados geocronológicos obtidos nesse trabalho nos levam a sugerir que o limite superior do evento Neoproterozoico de anatexia e formação de migmatitos é de 611 Ma.

O magma do GCM ascendeu na crosta aproveitando as descontinuidades e zonas de baixa pressão do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Fig 1a). O cisalhamento sinistral no trend NNE resultou em uma deformação de baixa temperatura nas rochas encaixantes, indicando assim um nível de crosta relativamente raso para a intrusão desses magma. A partição da deformação para dentro do magma no momento da intrusão resultou em uma limitada deformação das rochas encaixantes em condições rúpteis-dúcteis, contrastando com a deformação homoganeamente distribuída no GCM, gerando a o par de foliações S-C in todas as suas intrusões, independentemente da escala de observação.

O caráter sintectônico do GCM é atestado também pela temperatura decrescente das microestruturas, com feições compatíveis com a fácies anfibolito retrabalhadas em fácies xistos verdes.

A marcantes feições de deformação presentes no GCM, diferentemente das dos granitos Neoproterozóico da região (Granito Serra dos Macacos e Granito Rio Pequeno) levou autores (e.g. Peterneil et al., 2010) a considerar o GCM como uma unidade mais antiga. Os dados obtidos nessa dissertação contradizem essa suposição, e, portanto, o espaço, mais do que o tempo, pode ser usado para explicar essa diferença.

As intrusões graníticas sintectônicas posicionadas na zona de baixa deformação entre as Zonas de Cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, foram condicionadas de maneiras diferentes. O GCM (Fig 1b), com seu diagnóstico par de foliações, foi posicionado dentro de um sistema conjugado, onde cisalhamento

sinistral NNE e extensão na direção NW-SE estiveram ativas sincronicamente, gerando espaço ao longo da direção NE, que ocasionalmente varia para NNE. A abertura é atribuída a dinâmica regional dextral das Zonas de Cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, e resulta em intrusões que geralmente tem um formato sigmoidal, com espessuras variáveis, resultantes da variação da importância da componente extensional. A intrusão do GCM foi condicionada essencialmente pela componente extensional NW assim como o formato dos corpos maiores, com a foliação magmática paralela aos contatos NE, possivelmente auxiliada pelas estruturas das rochas encaixantes. As inflexões da foliação magmática e dos contatos das intrusões de NE para NNE são apenas de significância local na principal intrusão do Granito Serra dos Macacos. O volume bem maior de magma do GSM em comparação com o GCM pode ter sido o fator determinante na dissipação do cisalhamento, que se concentrou preferencialmente nos pequenos volumes de magma do GCM.

A zona de cisalhamento transtrativa sinistral de direção NNE é considerada uma componente de compensação de movimento antitética em relação ao movimento dextral ao longo da Zona de Cisalhamento Major Gercino, onde magmas sintectônicos foram posicionados quase ao mesmo tempo que os estudados nesse trabalho (e.g. o Granito Mariscal ca. 609 Ma - Florisbal et al, 2012a). Portanto a zona de baixa deformação onde o Granito Corre-mar e o Granito Serra dos Macacos intrudiram, esteve ativa ao mesmo tempo que as Zonas de Cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, configurando assim um sistema de cisalhamento, similar ao que foi descrito na Província Borborema (NE Brasil) por Vauchez et al. (1995).

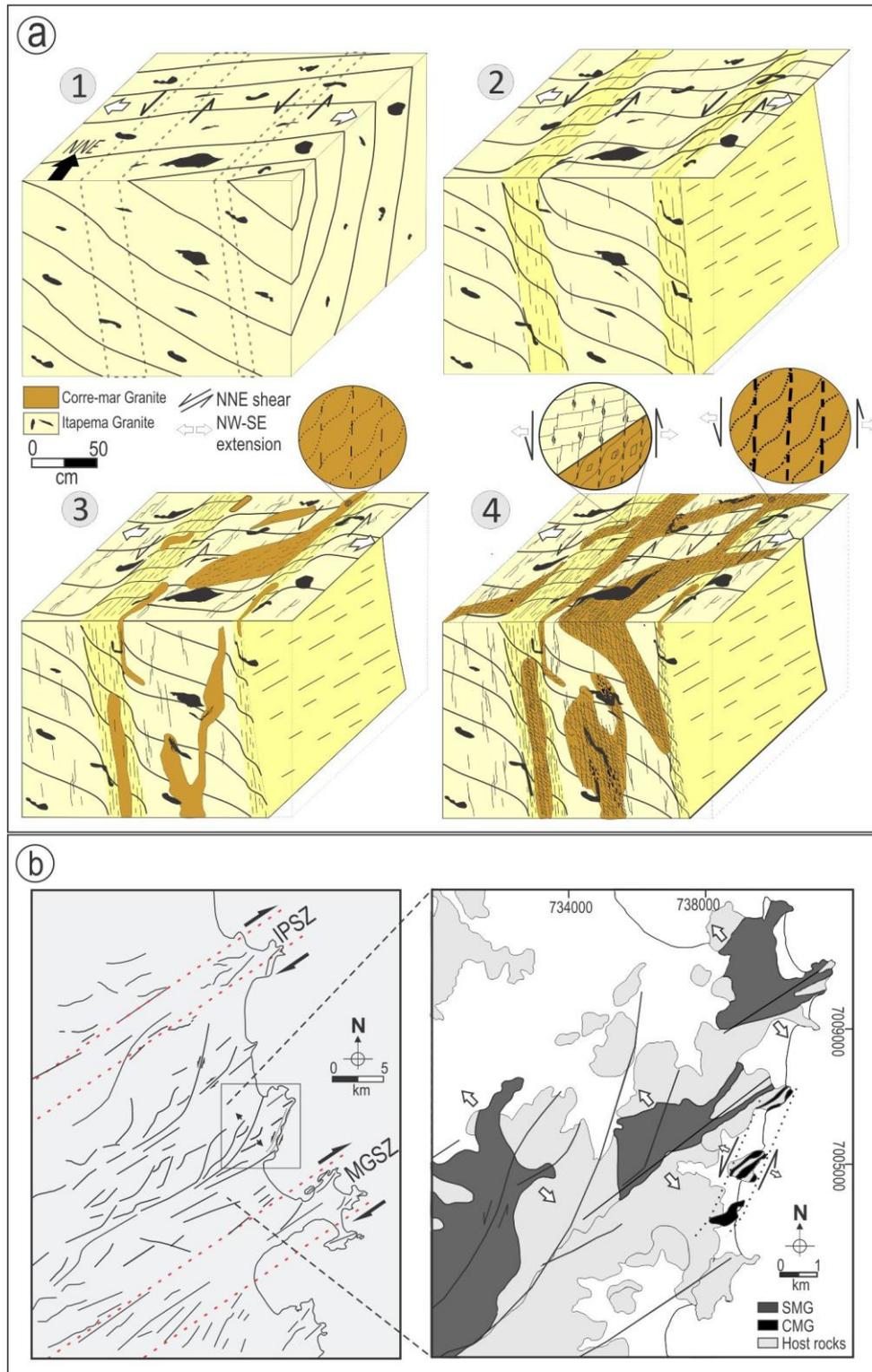


Figura 1. (a) Modelo de posicionamento do GCM. (b) lineamentos regionais da área de estudo e componentes de extensão e cisalhamento ativas durante o posicionamento do GCM e GSM.

CAPÍTULO VII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, A.E.M.; Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basin and Margins* (v. 1, 411-446). New York: Plenum

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, E.J. Milani, D.A. Campos. (Eds.), *Tectonic Evolution of South American Platform*. 1 ed. Rio de Janeiro: SBG, pp. 311-334.

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.

Bitencourt, M.F. e Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65(1), 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.

Bitencourt, M.F., 1996. Granitoides 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, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 pp.

De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 29(1), 193-196.

Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porscher 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., 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, 135-148.

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 (Doutorado). São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, USP, 153pp.

Florisbal, L.M.F., 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 LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216, 132-151.

Florisbal, L.M.F., 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.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012c. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. *Journal of South American Earth Science*, 39, 24-43.

Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic low pressure/high –temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm-Nd evidence. *Precambrian Research*, 147, 41-64

Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-grandense Shield. *Precambrian Research*, 170, 157-174.

- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Bettiolo, 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 American Earth Science*, 16, 477-492.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Ed). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Am. Spec. 19.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A., Neto, M., da Silva, L., Trouw, R., Janasi, V., 2004. *Brasiliano*
- Orogens in Southeast and South Brazil. In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., Hackspacher, P. (Eds.), *The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America: Journal of the Virtual Explorer*, 17, p. 4.
- Hibbard, M. J. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall. 1995. 604p.
- Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45, 15-17.
- Ludwig, K.R., 1993. New isoplot version 2.2. Berkeley Geochronology Center, February.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98, 141-159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*. 99, 1227-1246.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

Peternell, M., Bitencourt, M.F, Kruhl, J.H., Stáb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 738-750.

Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (2):277-290.

Philipp, R.P., Massone, H.J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U-Th-Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: Evidences for the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. In: *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil*. São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 289-291.

Porada, H., 1989. Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44, 103-136

Rivera, C.B., Bitencout, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. Integração de parâmetros físicos do magma e composição química dos minerais na petrogênese do Granito Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3), 361-372.

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

K. Sato, M.A.S. Basei, C.M. Ferreira, S.R.F. Vlach, W. Ivanuch, O. Siga Jr., A.T. Onoi In Situ U-Th-Pb Isotopic Analyses by Excimer Laser Ablation/ICP-MS on Brazilian Xenotime Megacrystal: First U-Pb Results at CPGeo-IG-USP VII SSAGI, CD Room, Brasilia, DF (2010)

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, 503-525.

Souza, S.L., 2009. Métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd no CPGeo Igc-USP. In: *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil*. São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 137-139.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science. Review* (12),1-33.

Torquato, J.R., Kawashita, K., 1994. Geologia Nuclear V – O método Rb/Sr. Revista de Geologia, 46 pp.

UFRGS 2000a. Mapeamento Geológico 1:25000 de parte das folhas Camboriú (MI2894/2) e Itajaí (2882/4), SC. Porto Alegre, 7 vol., trabalho de Graduação do curso de geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vigneresse, J.L., Tikoff, B., 1999. Strain Partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. Tectonophysics, 312, 117-132.

Vigneresse, J.L., Clemens, J.D., 2000. Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. Geological Society, London, Special Publications 174, 1–19.

Weinberg, R., Sial, A.N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. Geology 32, 377–380.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ESTUDO INTEGRADO DO GRANITO CORRE-MAR, SC. GEOLOGIA ESTRUTURAL, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA"

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: AMÓS MARTINI

Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt

Examinador: Prof. Dr. Edinei Koester

Data: 10/02/2014

Conceito: "A" (Excelente)

PARECER:

A dissertação de Amós Martini discute sobre o Granito Corre-mar (SC) e sua vinculação com uma zona de cisalhamento. Sob ponto de vista de forma, tem uma boa apresentação, com texto de fácil leitura e figuras claras e legíveis. Apenas uma revisão na formatação final da dissertação se faz necessário, para sanar pequenos erros.

Merece destaque que a dissertação apresenta inúmeras ferramentas geológicas que qualificam as interpretações para o granito, ou seja, sob ponto de vista de conteúdo mostra um excelente trabalho desde o campo passando por petrografia, geologia estrutural, geoquímica de rochas total e geologia isotópica. Os dados são apresentados na forma de dois artigos científicos, que expressam a qualidade do trabalho.

Algumas sugestões podem ser feitas com intuito de qualificar ainda mais o trabalho:

i) apresentar de forma mais clara os objetivos da dissertação, que no presente formato encontra-se disseminado no item introdu-

ção (ver pag. 5).

ii) rever na página 13 o conceito de análises isotópicas versus análises geocronológicas, pois a análise geocronológica é feita a partir de dados isotópicos.

iii) discutir no primeiro artigo os dados pré-existentes do granito Corre-mar, pois mesmo que fore definido anteriormente, nada dele é apresentado até a página 25, em termos de campo, petrografia e geologia estrutural.

iv) discutir os dados isotópicos apresentados na página 24, inclusive apresentando os dados Rb/Sr (conforme sugestão no texto de "... isócrona imprecisa..." e discutir o motivo das "... idades não são muito confiáveis...").

v) retirar citações das considerações finais/conclusões (pag. 39/40).

vi) rever a apresentação dos dados isotópicos de Sr/Sr inicial na tabela da página 69, revisando também algumas amostras "fora dos trends" geoquímicas (pag. 59 e 62), e a interpretação do granito Corre-mar como de fusão crustal ou com participação crustal.

Sem esses tópicos, desmerecerem o trabalho, *

Assinatura:

Olívio Freire

Data:

10/02/2014

Ciente do Orientador:

[Assinatura]

Ciente do Aluno:

Américo

* atribuiu o conceito "A" (Excelente).

entendimento da geologia da região e o candidato merece ser parabenizado por um excelente trabalho.

Eu vou focar em alguns pontos que necessitam atenção antes que o trabalho seja publicado. Alguns aspectos que levanto abaixo são relacionados à problemas editoriais outros são relacionados à ciência apresentada.

Editoriais

Erros gramaticais, "typos and misspellings", assim como seções do texto faltando (entre p. 28 e 29), e o uso de terminologia informal como "feldspatos na S" quando formalmente se diria "feldspatos alinhados paralelos a foliação S".

Ciência.

Eu não concordo com a interpretação de que a foliação S seja magmática (p. 25 primeiro parágrafo). Esta interpretação demonstra um mal-entendimento do par de foliações S-C que se formam contemporaneamente durante o cisalhamento de rochas. Acredito que a interpretação mais adequada é que a foliação de estado sólido correspondente a S se desenvolveu sub-paralela a uma foliação magmática pre-existente.

Cominuição é um termo usado para deformação rúptil e não dúctil como usado na p. 28.

Capítulo 4 (Artigo 1)

Na parte inicial do Capítulo 4, descreve-se diversos granitos, mas ficou faltando a descrição de campo e petrográfica do granito Corre-mar, o principal foco do artigo. Isto só é feito na p. 35 muito após a descrição de outros granitos. Recomendo mencionar brevemente a natureza do granito Corre-mar na p. 23 e dizer que detalhes virão depois. Na p. 25 o texto diz "Sua principal característica é a presença constante de duas foliações....", seguramente a principal característica do granito Corre-mar são suas texturas e modalidades.

Figuras 3 e 4 poderiam ser rearranjadas. Sugiro que Fig. 4 se torne 3A e Fig. 3 se torne 3B.

Fig. 7 necessita-se acrescentar qual é a rocha encaixante dos pegmatitos e a orientação das fotos.

P. 29 o artigo se refere a zonas de deformação de baixa temperatura mas não descreve o que caracteriza estas zonas. Como reconhecemos estas zonas no campo.

P. 33. Não entendo o significado de "uma componente de abertura"? O que vejo no croqui é um decréscimo na intensidade da deformação de baixa T para o NNE, típico do termino de zonas de cisalhamento.

O artigo 1 sofre de um grande salto entre o final dos resultados e a discussão. A discussão também não me parece completa. A maneira com que a figura 12 é apresentada não convence. Primeiro, transtração nas zonas de cisalhamento

sinistrais (linha 4 p. 38) nao foi demonstrada. Segundo, em nenhum momento o artigo demonstra a possibilidade de uma contemporaneidade entre as grandes zonas de cizalhamento destrais da Fig. 12 e as sinistrais, que o artigo documenta em detalhe. Seria importante em suporte desta interpretação demonstrar que zonas destrais orientadas WNW-ESE também afetam o Granito Corre-mar. A minha impressão é que não afetam. Faltando esta informação, a alternativa seria demonstrar que o Granito Corre-mar e os Granitos Serra dos Macacos e Rio Pequeno realmente são aparentados e contemporaneos (o que e dito mas não demonstrado) e que estes outros dois granitos sao relacionados ao cizalhamento destral. Neste caso falta uma discussão apropriada entre o link geoquímico, temporal e estrutural entre o Granito Corre-mar e os Granitos Serra dos Macacos e Rio Pequeno. Portanto falta expandir a discussão para poder chegar-se as conclusões chegadas no último parágrafo do artigo. Esta crítica se aplica também ao artigo submetido ao Precambrian Research (Capítulo V).

Capítulo 5 submetido ao Precambrian Research.

O candidato deve ser congratulado pelo esforço de ter escrito este capítulo em inglês e te-lo submetido a um journal da melhor qualidade. Este capítulo expande o material apresentado no capítulo 4, repetindo a parte estrutural e adicionando geoquímica e geoquímica isotópica assim como resultados de datação do granito.

Sugiro re-arranjar o abstract. Descreva primeiro o Granito Corre-mar (GCM) e depois compare com os outros granitos e o Complexo Camboriú. A descrição do GCM, como a de qualquer granito em geral, obedece a uma ordem: a) feições de campo e petrográficas, b) estruturas, c) geoquímica, geoquímica isotópica, d) idades (n.b. (b) pode ir depois de (c-d)). O abstract deve terminar com uma frase concluindo o trabalho, e em geral aqui se coloca a frase mais interessante/importante do trabalho.

Evite usar parágrafos de uma frase só, por exemplo três parágrafos descrevendo os resultados na fig. 8 (p. 61-62) poderiam ser um só. Aplique a várias outras partes do texto.

As primeiras duas frases da interpretação geoquímica são muito fracas, faltando o termo principal: fractionation. Este parágrafo devia dizer simplesmente: fractionation of Bt+Pl can explain the trend. P.64 biotite is not particularly rich in Al₂O₃.

Dado que a grande maioria dos zircões são herdados (p. 66) é necessario uma explicação precisa de como o método de Watson e Harrison (p. 65) foi usado. Não me parece que os resultados deste método sejam apropriados para rochas nas quais a maioria dos zircões são herdados.

Os zircões magmáticos de 615Ma devem ser marcados com setas na Fig. 10.

Como se separaram os grupos de idade Paleoproterozoica? Há três grupos com idades muito próximas e é necessário explicar.

Figura 11. Spelling of mesosome and leucosome (corrija). Defina a origem e o significado dos campos de leucosome – mesosome 1 and 2....

Os valores de Sr(i) são altos e não baixos como dito no texto (p. 71) e no abstract. A distinção é importante porque são valores altos de Sr(i) que indicam uma "old source for this granite" (p. 71).

Na seção 9 p. 72 segundo paragrafo deve-se incluir nesta discussão a origem do Granito Itapema que foi datado a ~630Ma e se vê no campo que foi originado a partir da fusão do Complexo Camboriú.

P. 72 a T de 740C surge a partir do nada e depois é usada nas conclusões.

Figura 12b. Não vejo o motivo da interpretação indicada.

As conclusões (final remarks) devem ser listadas aproximadamente na mesma ordem que os resultados são apresentados.

Eu tive dificuldades em aceitar algumas das conclusões finais que necessitam ser repensadas:

- a meu ver a temperatura de fusão da fonte não foi claramente determinada.
- mesmo aceitando que o ranjo de temperatura seja razoável, este ranjo é muito baixo para a fusão por "breakdown of biotite", tipicamente $T > 800\text{C}$.
- não encontrei nenhuma evidência de "transtension" e como indicado acima, não fiquei convencido de que o sistema regional dextral seja contemporâneo com o sinistral.

Eu recomendo um esforço em expandir o significado dos resultados apresentados em termos mais amplos, tanto em termos da geologia regional, como em termos de processos geológicos. Por exemplo, há muitos granitos no sul do Brasil desta idade e com evidência de serem resultados de um retrabalhamento de rochas crustais. O Corre-mar se compara com outros? E se o Corre-mar se formou a partir do Complexo Camboriú, ele tem quase a mesma idade que o Granito Itapema que também se formou a partir do mesmo complexo, isto tem algum significado? O Corre-mar parece ter se alojado em rochas frias, incluindo o Granito Itapema.....

Envio em anexo a tese em pdf com alguns comentários, especialmente no Capítulo V.

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ESTUDO INTEGRADO DO GRANITO CORRE-MAR, SC. GEOLOGIA ESTRUTURAL, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: AMÓS MARTINI
Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt
Examinador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Data: 03/02/2014
Conceito: A
PARECER:
<p>O conjunto de dados estruturais, petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos é muito robusto. A integração dos diferentes dados foi feita de modo inteligente, permitindo o desenvolvimento de um modelo de geração de magma, colocação e deformação muito coerente. Percebe-se que o mestrando Amós Martini trabalhou com bom nível de familiaridade utilizando diferentes ferramentas.</p>
<p>Os textos são muito bem redigidos e organizados com clareza e concisão. As ilustrações são muito boas, estão em número adequado e distribuídas de modo equilibrado nos dois artigos. Pequenas sugestões de redação e poucas correções se fizeram necessárias e se encontram no corpo da versão digital da dissertação, a qual ire retornar para a Profa. Maria de Fátima, para que possam ser aproveitadas pelo mestrando.</p>
<p>A submissão de artigos é bem-vinda. Entretanto gostaria de sugerir que para o primeiro artigo fosse dada a ênfase na formação das estruturas magmáticas. Para tal seria importante uma fundamentação teórica mais robusta sobre a origem de estruturas em magmas (Barbey et al.; Vignerresse et al.; Weinberg et al.; Pons et al.; Cruden, até mesmo os trabalhos mais antigos como o de Balk 1937).</p>
<p>Faço esta sugestão para, digamos, não se queimar um conjunto de informações em um artigo nacional, quando se pretende publicar outro artigo em revista internacional. Digo isto, pois, percebem-se algumas repetições de informações e ilustrações nos dois artigos. Uma alternativa seria fundir os dois artigos em apenas um. Os editores da revista internacional</p>
<p>Os dados isotópicos, de elementos maiores e de elemento-traço permitiram a elaboração de um modelo petrogenético coerente. Para a publicação em revista internacional seria importante a ampliação e aprofundamento bibliográfico concernente à petrogênese.</p>
<p>A colocação pós-colisional associada a falhas profundas do Granito Corre-mar nos</p>

faz lembrar dos trabalhos de Pitcher (1987) e Barbarin (1999) e dos granito I-Caledonianos, cuja origem começa a ser mais bem entendida.

Eu gostaria de sugerir também os trabalhos de Paterson, ou Miller e Paterson que discutem as feições meso e microscópicas para a fundamentação teórica e para definição da natureza magmática de foliações.

Outra sugestão, atentar no futuro para a disposição das pertitas como marcadores de paleoestresse, assim como sugerido por Pryer & Robin na década de 90.

Meu parecer é de aprovação da dissertação, aproveitando para parabenizar a Profa. Maria de Fátima e o mestrando Amós Martini pelo tema escolhido, pelo belo conjunto de dados, pelas interpretações e pela disposição em gerar as publicações.

Assinatura:

Carlos E. do M. Barros

Data: 03/02/2014

Ciente do Orientador:

[Assinatura]

Ciente do Aluno:

Amós Martini