



GEOLOGIA ESTRUTURAL E PETROLOGIA DO GRANITO CORRE-MAR,  
REGIÃO DE BALNEÁRIO CAMBORIÚ, SC

Porto Alegre, 2011

AMÓS MARTINI

GEOLOGIA ESTRUTURAL E PETROLOGIA DO GRANITO CORRE-MAR,  
REGIÃO DE BALNEÁRIO CAMBORIÚ, SC

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientadora:** Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Maria de Fátima Bitencourt

Porto Alegre, 2011

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de conclusão de Curso “Geologia Estrutural e Petrologia do Granito Corre-mar, Região de Balneário Camboriú, SC”, elaborado por Amós Martini como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

---

Prof. Dr. Edinei Koester

## DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado à Pachamamma, nossa mãe terra, pela qual tenho infinita admiração e orgulho de fazer parte. Obrigado por me dar a oportunidade de desvendar os teus mistérios através dessa maravilhosa ciência que é a Geologia.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Romeu Ruben Martini e Renata Fenner Martini, pelo apoio incondicional em todo esse ciclo, amo muito vocês.

Ao meu irmão, Matias Martini pelas vivências e trocas de idéias geológicas.

À minha namorada e companheira Marina Duarte, pessoa tão especial, e indispensável para minha vida nesses últimos anos de curso.

Aos meus orientadores, Fátima Bitencourt e Lauro Nardi, por todas as trocas de idéias, paciência e disposição para passar o conhecimento geológico.

À Luana Florisbal, que não é menos do que uma orientadora, por ter me confiado um pedacinho da sua área de doutorado.

Aos colegas de bolsa, Fontana, Gregory, Jepeto, Samuel, Mariana, Moni, Ingke, Daniel K., Adrio, pelas sempre interessantes discussões a respeito dos mais intrigantes fenômenos geológicos.

A outros professores que auxiliaram e muito nessa caminhada, Ruy Philipp, Carlos Sommer, Marcus Remus e Léo Hartmann.

A todos os colegas de CAEG, que não irei citar todos para não esquecer ninguém, por todas as batalhas vencidas, dúvidas de aula resolvidas, semanas acadêmicas organizadas, sejam eventos de cunho cultural ou revolucionário, o CAEG me mostrou que a união faz a força! E que força!

A todas amizades ENEGELISTAS!

Aos motoristas do IGEO, Claudinho, Jarson, Adalto, Armando e Paulo, por sempre nos levarem nos afloramentos mais inacessíveis e nos retornarem sãos e salvos, sempre com o maior espírito de companheirismo.

Aos irmãos de vida e morada, Alexandre Miorim, Efendy Emiliano Maldonado Bravo, Oscar Gallas, Marcos Santos, Filipe Luz Doile, Arturo Fomento, Luis Henrique Labres, Rodrigo Elwanger e por aí vai...

Muito Obrigado Geologia! Você é linda demais!

## EPÍGRAFE

“O amor brota na terra em forma de vida nova”

*Autor desconhecido*

## RESUMO

O Granito Corre-Mar (GCM), localizado na região de Balneário Camboriú, SC, foi detalhado do ponto de vista estrutural e petrológico, a fim de esclarecer suas estruturas, suas relações com as rochas encaixantes, e seu posicionamento em relação às zonas de cisalhamento transcorrentes do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSB). Uma zona de cisalhamento de orientação NNE, subvertival, de cinemática transcorrente sinistral com componente trativa controla o posicionamento do GCM e o afeta de modo dúctil, formando uma foliação de cisalhamento (C) penetrativa. Nas rochas encaixantes, a mesma foliação é restrita e gera apenas discretas zonas de deformação rúptil próximo aos contatos com o GCM. A foliação C trunca a foliação magmática (S) do GCM, de direção NE-SW, e forma com ela um par S-C. Microestruturas indicam a deformação progressiva do GCM em temperatura decrescente, evidenciada por estruturas de alta temperatura, como subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez no quartzo e grãos de plagioclásio recristalizados por rotação de subgrãos, retrabalhadas por estruturas de mais baixa temperatura, como intensa recristalização do quartzo por RSG e migração de limites de grão, kink-bands em plagioclásio, pertitas em chamas no K-feldspato e intenso fraturamento de ambos os feldspatos. Os dados geoquímicos indicam que o GCM tem composição semelhante à dos granitos Serra dos Macacos e Rio Pequeno, sugerindo que ocupam o mesmo contexto geotectônico pós-colisional. O GCM mostra caráter levemente peraluminoso e conteúdos de elementos traços e terras raras que indicam uma fonte comum geradora do magmatismo dos três granitóides. A integração dos dados estruturais e petrológicos indica que o GCM é sintectônico aos eventos transcorrentes do CCSB, que marcam o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil.

**Palavras-chave:** Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro; Granito Corre-mar; granito sintectônico;

## ABSTRACT

The Corre-Mar Granite (CMG) located at the Balneário Camboriú region, SC, was detailed on the structural and petrological point of view, in order to clarify the structures, the relations with the country rocks and its emplacement in relation to the transcurrent shear zones of the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB). One NNE subvertical shear zone, of sinistral transcurrent kinematics with a trative component, controls the emplacement of the CMG and affects it in a ductile way, forming a penetrative shear foliation (C). In the country rocks the same foliation is restrict and generate just discrete brittle deformation zones near the contacts with the CMG. The C foliation truncates the magmatic foliation (S) of the CMG, with NE-SW direction, and forms with this one a S-C pair. Microstructures indicate the progressive deformation of the CMG with decreasing temperature, put in evidence by high temperature structures, as chessboard pattern subgrains on quartz and plagioclase grains recrystallized by subgrain rotation, reworked by lower temperature structures, like intense quartz recrystallization by subgrain rotation and grain boundary migration, kink bands in plagioclase, flame phertites on K-feldspar and strong fracturing of both feldspars. The geochemical data indicate that the CMG has a similar composition to the Serra dos Macacos and Rio Pequeno granites, suggesting that they occupy the same post-collisional geotectonic context. The CMG shows slightly peraluminous character and trace and rare earth element contents that indicate a common source for the generation of the three granitoids. The structural and petrological data integration indicates that the CMG is syntectonic to the transcurrent events of the SBSB that demark the post-collisional stage of the Brasiliano Cycle on southern Brazil.

**Keywords:** Southern Brazilian Shear Belt; Corre-mar Granite; syntectonic granite;

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da área de estudo. Mapas geológicos: (a) contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai, (b) principais unidades geológicas e traços tectônicos do Escudo Catarinense, (detalhe em vermelho) área de estudo. Modificado de Bitencourt & Nardi (2004).

Figura 2 – Mapa geológico da região de Camboriú. Modificado de Florisbal *et. al.* (2011).

Figura 3 – Aspectos gerais das foliações do GCM, com a relação angular S-C em cada uma. (a) Erosão diferencial ressaltando as foliações, com um feldspato potássico (centro) orientado na S e deformado pela C, que está marcada por biotitas orientadas; (b) Xenólitos de gnaiss orientados na S; (c) Xenólito de gnaiss orientado na S e deformado pela C (embaixo à esq.) 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 ao paralelismo;

Figura 4 – Estereogramas das medidas das estruturas do GCM (hemisfério inferior). (a) Polos das foliações S, mostrando direção NE-SW com mergulhos de alto ângulo para SE e NW; (b) Polos das foliações C, mostrando direção NNE, com mergulhos de alto ângulo para ESE e WNW; (c) Medidas das lineações de estiramento, mostrando baixos caimentos para NNE e SW; (d) Estereograma integrado com medidas das foliações S e C e da Lx;

Figura 5 – Bloco-diagrama mostrando o arranjo estrutural típico do GCM, com a foliação mais evidente, com a foliação S subordinada e truncada, formando um par S-C, com o desenvolvimento de um lineação de estiramento (Lx) associada à deformação da foliação C

Figura 6 – Deformação dútil próximo aos contatos com as rochas encaixantes. (a) Injeção do GCM em gnaiss do CC mostrando a deformação dútil deslocando o bandamento gnáissico, concordante com a foliação C do GCM; (b) Zoom da parte destacada (em vermelho na foto a detalhando o deslocamento do bandamento gnáissico com movimentação sinistral; (c) Zona de cataclasitos do GI (porção escura no centro) no contato com uma injeção do GCM; (d) Detalhe da zona de cataclasitos da foto c, mostrando um xenólito dentro do GI sendo dobrado e arrastado para dentro da zona de cataclase.

Figura 7 – Injeções aplíticas e pegmatíticas dobradas com respectivos croquis interpretativos. (a) Injeção aplítica com dobra em S aberta; (b) Injeção preenchendo fraturas extensionais; (c) Injeção aplítica com dobra em S fechada; (d) *Trend* de dobras fechadas a isoclinais em injeção aplítica;

Figura 8 – (a) Xenólito alongado de gnaiss do CC em injeção do GCM; (b) Detalhe da foto a mostrando o xenólito parcialmente assimilado pelo magma granítico; (c) Xenólito de anfibólito estirado pela foliação C assimetricamente, mostrando movimentação sinistral; (d) Detalhe do magma do GCM aproveitando o bandamento gnáissico para assimilar o xenólito de gnaiss;

Figura 9 – Imagem aérea da área de estudo, obtida no Google Earth®.

Figura 10 – Croqui na seção tipo do GCM (Ponta do Corre-mar), mostrando o contato deste com o GI. Desenvolvimento de uma zona de contato, com obliteração dos limites das duas unidades e intenso estiramento dos cristais e xenólitos. Notar também o arraste do bandamento de fluxo do GI para dentro da zona, e o desenvolvimento de deformação dútil no GI concordante com a foliação C do GCM (acima à esq.).

Figura 11 – Croqui mostrando o mecanismo de bifurcação das injeções do GCM, ora mostrando uma componente de abertura (injeções alargadas), gerando zonas com foliação pouco desenvolvida.

Figura 12 – Croqui de uma zona de deformação que afeta o GI e o GCM. Zona de cataclase (baixa T°) desenvolvida no GI (porção escura indicada no croqui) com indicadores cinemáticos e direção compatível com a deformação da foliação C do GCM.

Figura 13 – Croqui mostrando a relação do GCM com os gnaisses do CC. Notar o mecanismo de bifurcação das injeções do GCM e a assimilação parcial dos gnaisses no detalhe (abaixo à esq.)

Figura 14 – Feições petrográficas e microestruturais do GCM. (a) Cristais de quartzo mostrando extinção ondulante e subgrãos, e recristalização por rotação de subgrão (RSG) e migração de limite de grão (MLG); (b) Cristal relicto de quartzo mostrando padrão tabuleiro de xadrez, com as bordas recristalizadas por rotação de subgrão (RSG)(acima à dir.); (c) Cristal de plagioclásio tendendo a formato sigmoidal e *kink-bands* na parte inferior esquerda do cristal; (d) Mesmo cristal de plagioclásio da foto c com giro horário da platina cerca de 40°, revelando novos grãos recristalizadas por rotação de subgrão (RSG); (e) Cristal de K-feldspato mostrando pertitas em chama (abaixo à esq.), e uma recristalização fina nas bordas; (f) Mesmo cristal de K-feldspato da foto e com giro horário da platina cerca de 25°, mostrando a dupla macla distribuída heterogeneamente no cristal;

Figura 15 - Feições petrográficas e microestruturais do GCM. (a) Textura granoblástica poligonal em cristais de K-feldspato; (b) Cristal de plagioclásio com macla encurvada e macla tectônica (seta vermelha); (c) Fotomicromosaico mostrando cristal de K-feldspato dividido em dois novos subgrãos. Detalhe em vermelho: Recristalização por migração de limite de grão (MLG) entre os dois subgrãos;

Figura 16 – Fotomicromosaico de uma zona de cataclase do GI (indicada na figura 10), mostrando uma zona de intensa cominuição dos cristais. (Luz natural)

Figura 17 – Fotomicromosaico de uma zona de milonitos do GCM, com indicadores cinemáticos sinistrais formados em feldspatos. (Luz natural)

Figura 18 – Diagrama de variação de elementos maiores utilizando  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação do Granito Corre-mar. O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

Figura 19 - Diagrama A/NK vs A/CNK proposto por Shand (1943) mostrando o caráter levemente peraluminoso do GCM (círculos azuis). O campo em rosa representa as análises do Granito Serra dos Macacos e o campo cinza representa as análises do Granito Rio Pequeno.

Figura 20 – Diagrama  $\text{Zr/TiO}_2$  vs Nb/Y, mostrando a composição do GCM (círculos azuis) predominantemente semelhante às de magmas traqui-andesíticos conforme proposto por Winchester e Floyd (1977). O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

Figura 21 – Diagrama de classificação de granitos do Tipo-A de Whalen *et. al.* (1987).  
A – Granitos do Tipo-A. I – Granitos do Tipo-I. S – Granitos do Tipo-S.

Figura 22 – Diagrama de classificação de granitos do Tipo-A de Whalen *et. al.* (1987), mostrando um caráter transicional do campo de granitos sub-alcálinos para granitos do Tipo-A.

Figura 23 - Diagrama de Pearce (1984) comparando as análises do GCM (círculos azuis) com um granito de cadeia meso-oceânica (ORG). O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

Figura 24 - Diagrama de Boynton (1984), mostrando os padrões dos elementos terras raras do GCM (círculos azuis), normalizados para o condrito, mostrando um

enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados. O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

Figura 25 – Diagrama discriminante de ambiente tectônico de granitos proposto por Pearce *et. al.* (1996), mostrando as rochas do GCM (círculos azuis) predominantemente no campo de rochas de ambiente pós-colisional. O campo em rosa representa as análises do Granito Serra dos Macacos e o campo cinza representa as análises do Granito Rio Pequeno.

Figura 26 – Diagrama discriminante de ambiente tectônico de granitos proposto por Pearce (1984), mostrando claramente a transição das rochas graníticas estudadas de um ambiente de arco vulcânico, passando por um ambiente sin-colisional e tendendo a passar para um ambiente intra-placa.

Figura 27 – Representação hipotética do posicionamento da zona de cisalhamento que afeta o GCM, em relação às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, indicando uma transtração sinistral.

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CCSB – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro;

GCM – Granito Corre-mar;

CC – Complexo Camboriú;

GI – Granito Itapema;

GSM – Granito Serra dos Macacos;

GRP – Granito Rio Pequeno;

C – Foliação de cisalhamento do GCM;

S – Foliação magmática do GCM;

RSG – Rotação de subgrão;

MLG – Migração de limite de grão

RALG – Redução da área de limite de grão;

## SUMÁRIO

RESUMO .....	7
ABSTRACT.....	8
INTRODUÇÃO.....	16
METODOLOGIA E TÉCNICAS .....	19
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	23
GEOLOGIA DO GRANITO CORRE-MAR.....	27
Introdução .....	27
Geologia Estrutural.....	29
Estruturas de macroescala .....	29
Estruturas de mesoescala .....	31
Petrografia.....	44
Microestruturas .....	44
Geoquímica.....	51
Considerações Finais e Conclusões .....	62
Referências .....	66
Anexo 1 – Mapa de pontos .....	71
Anexo 2 – Tabela de dados geoquímicos .....	72

## INTRODUÇÃO

Este trabalho relata os estudos e resultados obtidos na pesquisa realizada do período de março de 2009 até outubro de 2011, referente ao Projeto Temático em Geologia III, requisito para a conclusão do Curso de Geologia da UFRGS. O trabalho consistiu em trabalhos de campo realizados na área localizada entre os municípios de Itapema e Balneário Camboriú, litoral norte do estado de Santa Catarina, revisões bibliográficas e trabalhos de laboratório para organização e processamento dos dados e resultados apresentados nessa monografia.

O trabalho é focado no estudo de rochas graníticas deformadas que, por sua proximidade geográfica com zonas de cisalhamento transcorrentes regionais pertencentes ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSB) definido por Bitencourt & Nardi (2000), tiveram essa deformação associada à elas. Bitencourt e Nardi (2000) discutem a relação entre magmatismo granítico e eventos de cisalhamento transcorrente relacionados com o CCSB. Devido ao fato de a região de estudo mostrar feições condizentes com um ambiente de cisalhamento transcorrente, O trabalho tem como objetivo principal caracterizar as estruturas das rochas estudadas, e, com auxílio da petrologia, relacioná-las com os eventos tectônicos referentes ao CCSB, posicionando-as espacial e temporalmente na evolução tectônica da área.

Segundo Gregory *et. al.* (2007), eventos tectônicos e magmatismo estão intimamente relacionados, estabelecendo relações de causa e efeito entre processos e registros. Sabe-se que zonas de cisalhamento com magmatismo sintcrônico associado são responsáveis pela formação de petrotramas que registram condições específicas. Com a integração da geologia e da petrologia, é possível a respeito do ambiente geotectônico envolvido.

Existem ainda grandes controvérsias a respeito da nomenclatura e gênese de rochas graníticas deformadas. Conforme apresentado por Florisbal *et. al.* (2011), muitas vezes observamos o uso indiscriminado do prefixo *meta-* para se referir às rochas graníticas com feições de recristalização, sobretudo em quartzo e feldspato. A escolha de um termo denominativo para a rocha é de extrema importância, pois cada designação traz embutida uma consequência interpretativa, que pode levar a trajetórias conclusivas completamente diversas. A nomenclatura metamórfica, que utiliza termos como “metagranitóides” ou “ortognaisses” implica necessariamente que esta rocha foi submetida a modificações nas condições de temperatura e/ou pressão, isto é, foi submetida a metamorfismo, e que as feições de recristalização são oriundas ou ao menos relacionadas a este processo, que por sua vez inclui transformações minerais ou blastese.

No entanto, uma rocha pode apresentar feições de recristalização e modificações na trama e mineralogia originais sem ser submetida a “condições diferentes das quais foi formada” se durante a sua gênese houver calor disponível para gerar essas feições. No estudo de granitos, essa fonte de calor pode ser simplesmente atribuída à intrusão, que em algum momento vai ter temperatura compatível para formação de estruturas de macro a microescala classicamente atribuídas estritamente a eventos metamórficos.

No desenvolvimento do trabalho foram utilizadas técnicas de mapeamento geológico, para individualizar o corpo granítico estudado, onde foi elaborado um detalhamento estrutural, juntamente com a coleta de amostras, tanto para confecção de lâminas delgadas para estudo petrográfico e microestrutural, como para análises químicas de elementos maiores menores e traços.

O principal objetivo do trabalho é a elaboração de um detalhamento estrutural das rochas graníticas estudadas, enfocando problemas que ficaram em aberto em trabalhos anteriores (UFRGS, 2000; Peternell *et. al.* 2010), assim como uma caracterização petrológica para facilitar sua contextualização geotectônica.

## **METODOLOGIA E TÉCNICAS**

O trabalho propõe uma abordagem integrada das rochas estudadas do ponto de vista estrutural, petrográfico e geoquímico, visando a, além de caracterizar esse magmatismo, investigar sua relação com as zonas de cisalhamento da região, e, em maior escala, ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSB).

O mapeamento geológico realizado na região pela UFRGS (2000) delimitou o Granito Corre-mar (GCM), e definiu sua seção tipo na Ponta do Corre-mar, localizada no costão sul da Praia da Mata de Camboriú (anexo 1). Foi mapeado como um corpo maior e algumas injeções nas rochas do embasamento, tendo composição monzogranítica e a presença constante de duas foliações. Porém essa rocha foi pouco detalhada, e questões como a relação das foliações com as rochas encaixantes pouco estudadas. Dados a respeito da idade do GCM também ficaram em aberto nos trabalhos de Basei (2000), Silva *et. al.* (2002) e Hartmann *et. al.* (2003), onde não ficou claro se o GCM é paleoproterozóico ou neoproterozóico, aumentando as dúvidas sobre a gênese e o posicionamento do GCM. Esses foram os principais motivos que determinaram a escolha dessa área para a pesquisa.

Antes de ser realizado o trabalho de campo, foi realizada uma revisão bibliográfica de trabalhos existentes sobre a área, assim como um reconhecimento prévio das rochas do GCM através da descrição macro e

microscópica de amostras coletadas no trabalho de mapeamento geológico (UFRGS 2000). Uma análise com imagens do Google Earth® foi realizada para reconhecer os principais acessos aos afloramentos, que se localizam na maior parte nos costões das praias da região de Balneário Camboriú (Fig. 1). Alguns poucos afloramentos localizam-se no continente, e estes foram acessados por estradas vicinais.

A etapa de campo consistiu em oito dias de campo, onde nos três primeiros dias foi realizado um reconhecimento das principais feições de campo do GCM, acessibilidade dos afloramentos e possíveis locais para coleta de amostras tanto para confecção de lâminas petrográficas como para análises químicas. Nos dias que se seguiram, foi realizado um detalhamento, com enfoque principalmente estrutural do GCM e suas relações com as encaixantes. Esse detalhamento 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, orientação dos corpos, todas feitas com bússola CLAR, utilizando notação de trama.

A coleta de amostras para confecção de lâminas petrográficas foi realizada com rigoroso controle litológico e estrutural, sempre orientando-as com relação ao plano horizontal e marcando o corte da amostra ainda em campo, perpendicular à foliação e paralelo à lineação. Essas amostras foram serradas no laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, seguido da marcação dos locais a serem laminados, e enviadas para laminação no Programa de Pós-graduação de Mineralogia e Petrologia da USP. A análise petrográfica e microestrutural foi feita através da identificação das texturas de uma forma geral, como tamanho, orientação e arranjo dos cristais, e microestruturas, como foliações e lineações, deformação dos cristais, indicadores cinemáticos, identificação de estruturas rúpteis e dúcteis, relacionando-as àquelas identificadas na escala de afloramento. Composição QAP, índice de cor ( $M'$ ) e identificação de minerais acessórios. Após essa etapa foi feita uma descrição específica de cada mineral componente da rocha, sendo feita em cada mineral uma abordagem específica. Essa etapa de descrição petrográfica foi feita baseada principalmente em Passchier e Trow (2000) e Vernon (2004).

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), redução da área do limite do grão (RALG) (Passchier e Trouw, 2000).

Plagioclásio: Teor de Anortita (An), determinado pelo método da seção alfa proposto por Hibbard (1995), forma e zonation 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 julgadas didáticas e diagnósticas nas lâminas, e confeccionados fotomosaicos para melhor visualização e entendimento das microestruturas em uma escala relativamente maior.

A etapa de análise química do GCM iniciou no campo onde as amostras foram coletadas já na forma de fragmentos de no máximo 10 cm, sem nenhuma capa de alteração, tomando o devido cuidado para não conterem xenólitos das rochas encaixantes, e ou serem retiradas muito próximas dos contatos, ou seja, amostras representativas. O armazenamento destas foi feito em sacos plásticos vedados com fita adesiva, e a marcação com caneta feita na embalagem e não na amostra, evitando assim possíveis contaminações. As amostras foram então preparadas no anexo do Instituto de Geociências da UFRGS. Antes de iniciar o processo de preparação, as amostras foram submetidas a mais uma etapa de lavagem e retirada de qualquer alteração vinda do campo. Reduziram-se então as amostras até o tamanho brita utilizando um britador de Inox seguido de cominuição até a fração silte/argila utilizando gral e pistilo de porcelana. Após essa etapa, as amostras foram

passadas em um moinho com bolas de ágata, a fim de pulverizá-las para envio ao laboratório ACME Labs no Canadá, onde foram analisadas por ICP-MS.

Os dados obtidos nas análises foram utilizados para confecção de diagramas e gráficos discriminantes, com auxílio do *software* GCDkit 2.3., a fim de caracterizar geoquimicamente o GCM, onde foram também comparados com dados obtidos por Florisbal *et. al.* (2011) referentes a granitos do mesmo contexto geológico.

## **CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

A área de estudo está inserida na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et. al.* 1977), no Escudo Catarinense, relacionada ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, entre as zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, conforme figura 1.

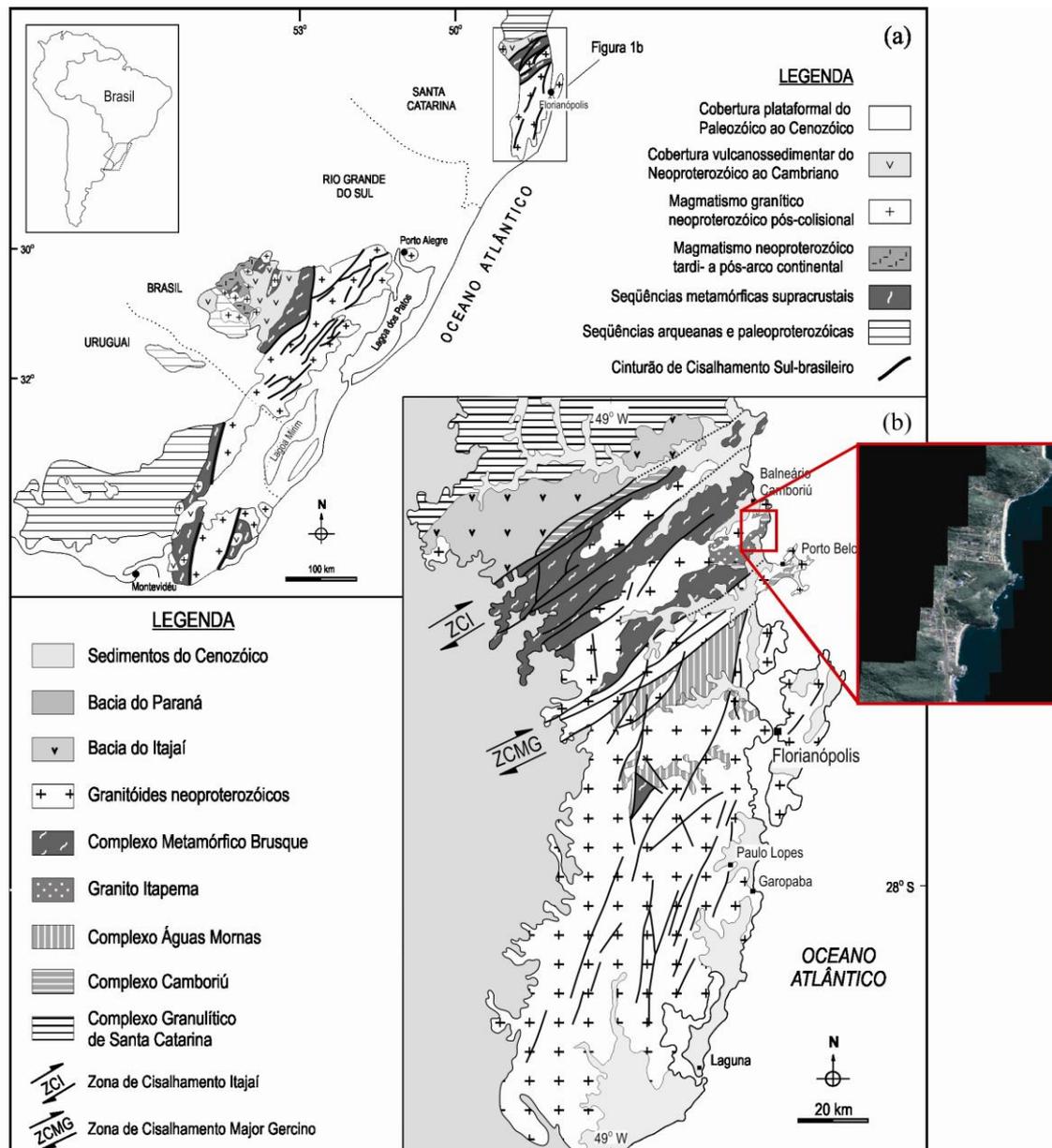


Figura 1 - Localização da área de estudo. Mapas geológicos: (a) contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai, (b) principais unidades geológicas e traços tectônicos do Escudo Catarinense, (detalhe em vermelho) área de estudo. Modificado de Bitencourt & Nardi (2004).

Essa área compreende rochas do Complexo Camboriú (CC) e o Granito Itapema (GI), intrudidas pelo Granito Corre-mar (GCM), Granito Rio Pequeno (GRP) e Granito Serra dos Macacos (GSM) (UFRGS, 2000).

O CC é composto por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com corpos tabulares de anfibolito, gnaisses pelíticos e calci-silicáticos e rochas graníticas de espessura centimétrica a métrica, caracterizado por uma tectônica de baixo ângulo (Philipp *et. al* 2009). A principal foliação do CC na região é paralela ao bandamento dos ortognaisses e ambos mergulham com valores baixos para NW assim como para SE. Ambos os planos estão dobrados na escala centimétrica a decimétrica, com eixos sub-horizontais de direção E-W a NW-SE e planos axiais subverticais (Paternell *et. al.*, 2010). O CC apresenta idade de cristalização paleoproterozóica (ca. 2.0 Ga – U-Pb SHRIMP em zircão – Hartmann *et. al.*, 2003; Silva *et. al.*, 2005) com abundantes heranças arqueanas (3.3 – 2.7 Ga – U-Pb SHRIMP em zircão – Basei *et. al.*, 2010); e evento de migmatização neoproterozóico (630-590 Ma – U-Pb SHRIMP em zircão – Silva *et. al.*, 2005; Basei *et. al.*, 2010).

O GI 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 segregação bem desenvolvido é encontrado em todas as suas variedades, conforme descrito por Bitencourt e Nardi (2004). Paralelo ao acamento magmático, uma foliação magmática é desenvolvida, e geralmente mergulha com baixo ângulo para SE assim como para NW, (Paternell, 2010). O GI apresenta idade de cristalização 2.02 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão – Hartmann *et. al.*, 2003) ou 0.64 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão – Basei *et. al.*, 2010).

O GRP compreende monzogranitos porfiríticos com biotita e hornblenda na matriz, com foliação magmática mergulhando em alto ângulo para NW e SE, localmente variando a direção da foliação para E-W e N-S com uma lineação subhorizontal marcada pelo alinhamento de feldspatos potássicos, (Paternell *et. al.* 2010). Apresenta idade de cristalização  $622 \pm 15$  Ma, idade de cristalização de dique máfico contemporâneo  $626 \pm 7$  Ma, herança neoproterozóica (ca. 660 e 730 Ma) e mesoproterozóica (1.6 Ga) (U-Pb LA-ICP-MS em zircão – Florisbal *et. al.*, 2011).

O GSM compreende biotita sienogranitos, com foliação não muito bem desenvolvida, embora seja observada em toda área de afloramento, e

geralmente mergulho com alto ângulo para NW e SE, e raramente forma uma lineação subhorizontal dada pela orientação de feldspatos potássicos, (Peternell *et. al.*, 2010). O GSM apresenta idade de cristalização  $611\pm 9$  Ma com herança arqueana (3.4-2.9 Ga), paleoproterozóica (2.1-1.8 Ga) e neoproterozóica (700 Ma) (U-Pb LA-ICP-MS em zircão – Florisbal *et. al.*, 2011).

# GEOLOGIA DO GRANITO CORRE-MAR

## *Introdução*

O GCM é um biotita monzogranito de textura heterogranular fina a média, podendo ser encontrado localmente milonitizado, com textura porfiroclástica. aflora na forma de corpos alogandos de no máximo 2,5 km<sup>2</sup>, e injeções com no máximo 100 m de espessura, ambos com orientação preferencial NE-SW. 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 dos gnaisses e anfibolitos do CC, assim como xenólitos e megaxenólitos do GI. Diversas feições desde a macro- até a microescala sugerem que o GCM foi submetido a tensões diferenciais durante e após sua cristalização, corroborando a hipótese de sua gênese ser sintectônica aos eventos de cisalhamento transcorrente descritos na região.

Nos trabalhos realizados anteriormente no GCM (UFRGS, 2000; Peternell *et al.* 2010), não ficou elucidada a relação das duas foliações entre si, assim como com as rochas encaixantes. A falta de uma idade confiável também dá margem para diferentes interpretações a respeito da natureza e idade das foliações do GCM. O presente estudo apresenta um detalhamento estrutural,

de macro- a microescala, que propõe investigar a relação das estruturas do GCM com as zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí e outras zonas de menor escala, assim como esclarecer a gênese das duas foliações.

## ***Geologia Estrutural***

### **Estruturas de macroescala**

Em mosaicos confeccionados utilizando os *softwares* Google Earth® e Autostich®, é possível observar o alongamento preferencial dos corpos do GCM, sempre com direção NE, assim com suas injeções nas rochas do CC e do GI, na mesma orientação. Essa orientação coincide com foliação magmática S, também com direção NE (Fig. 4a e 4d), que foi observada em campo sempre paralela aos contatos das intrusões. Essa variação da direção das intrusões varia entre os azimutes 045 até 065. Essa característica está ligada diretamente com a direção preferencial de intrusão do GCM. Lineamentos regionais de direção NNE-SSW (UFRGS, 2000; Florisbal *et. al.* 2011)(Fig. 2) ocorrem na área e são concordantes com as medidas da foliação C do GCM (Fig. 4b e 4d).

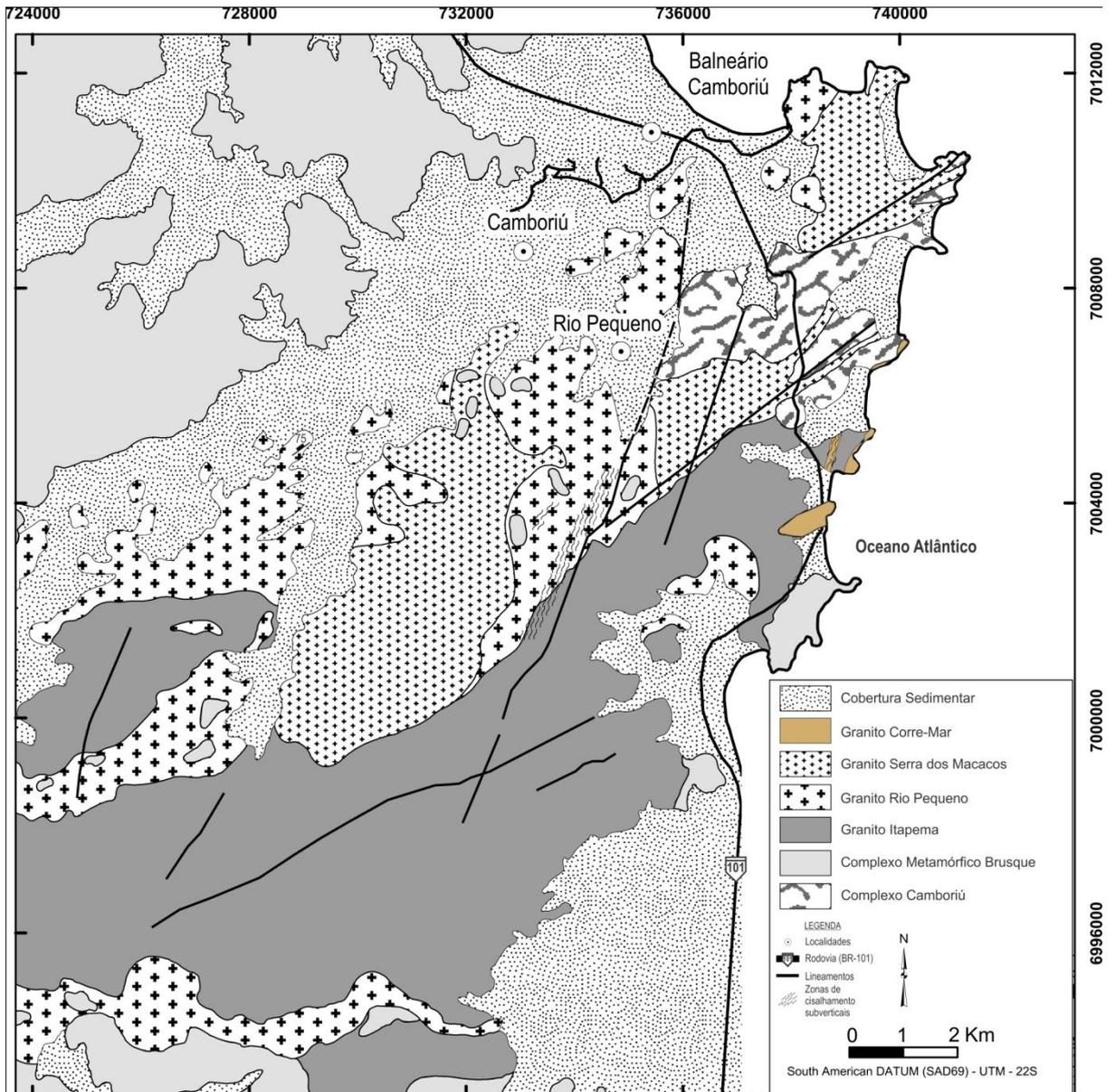


Figura 2 – Mapa geológico da região de Camboriú. Modificado de Florisbal *et. al.* (2011).

## Estruturas de mesoescala

A foliação magmática (S) do GCM possui direção preferencial NE-SW com mergulhos acentuados ora para SE, ora para NW (Fig. 4a e 4d). É marcada pela orientação de cristais de 0,5 a 1 cm de plagioclásio e K-feldspato bem formados, orientação de agregados centimétricos de biotitas e orientação de xenólitos centimétricos a métricos dos gnaisses e anfibolitos do CC, conforme descrito anteriormente em outras áreas por Balk (1937). Localmente, é desenvolvida paralela à S uma estratificação composicional dada pela segregação de pegmatitos e aplitos durante a cristalização. Essa foliação magmática tende a estar sempre paralela ou sub-paralela aos contatos dos corpos e injeções do GCM.

A foliação de cisalhamento (C) possui direção preferencial NNE-SSW com mergulhos subverticais ora para SSE, ora para WNW (Fig. 4b e 4d). É marcada pelo estiramento e deslocamento dos xenólitos do CC anteriormente orientados na S, ora desenvolvendo *schlieren*, formação de caudas de recristalização assimétricas, que sugerem uma deformação não-coaxial, nos cristais de K-feldspato e plagioclásio e inflexão das biotitas da S para C tornando evidente o par S-C.

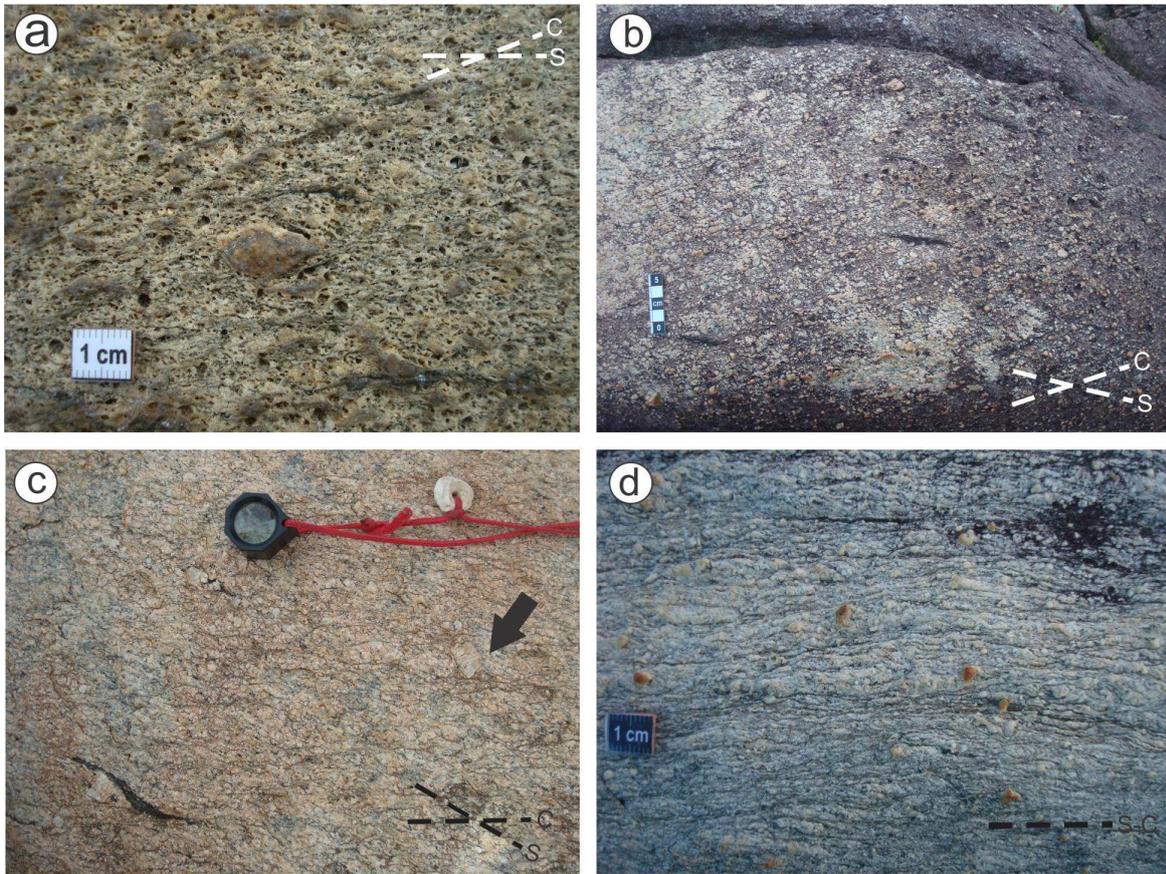


Figura 3 – Aspectos gerais das foliações do GCM, com a relação angular S-C em cada uma. (a) Erosão diferencial ressaltando as foliações, com um feldspato potássico (centro) orientado na S e deformado pela C, que está marcada por biotitas orientadas; (b) Xenólitos de gnaiss orientados na S; (c) Xenólito de gnaiss orientado na S e deformado pela C (embaixo à esq.) 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 ao paralelismo;

Associada à foliação C, desenvolve-se uma lineação de estiramento, marcada principalmente por cristais de plagioclásio e K-feldspato, que mostra baixo ângulo de caimento, ora para NNE, ora para SSW (Fig. 4c e 4d).

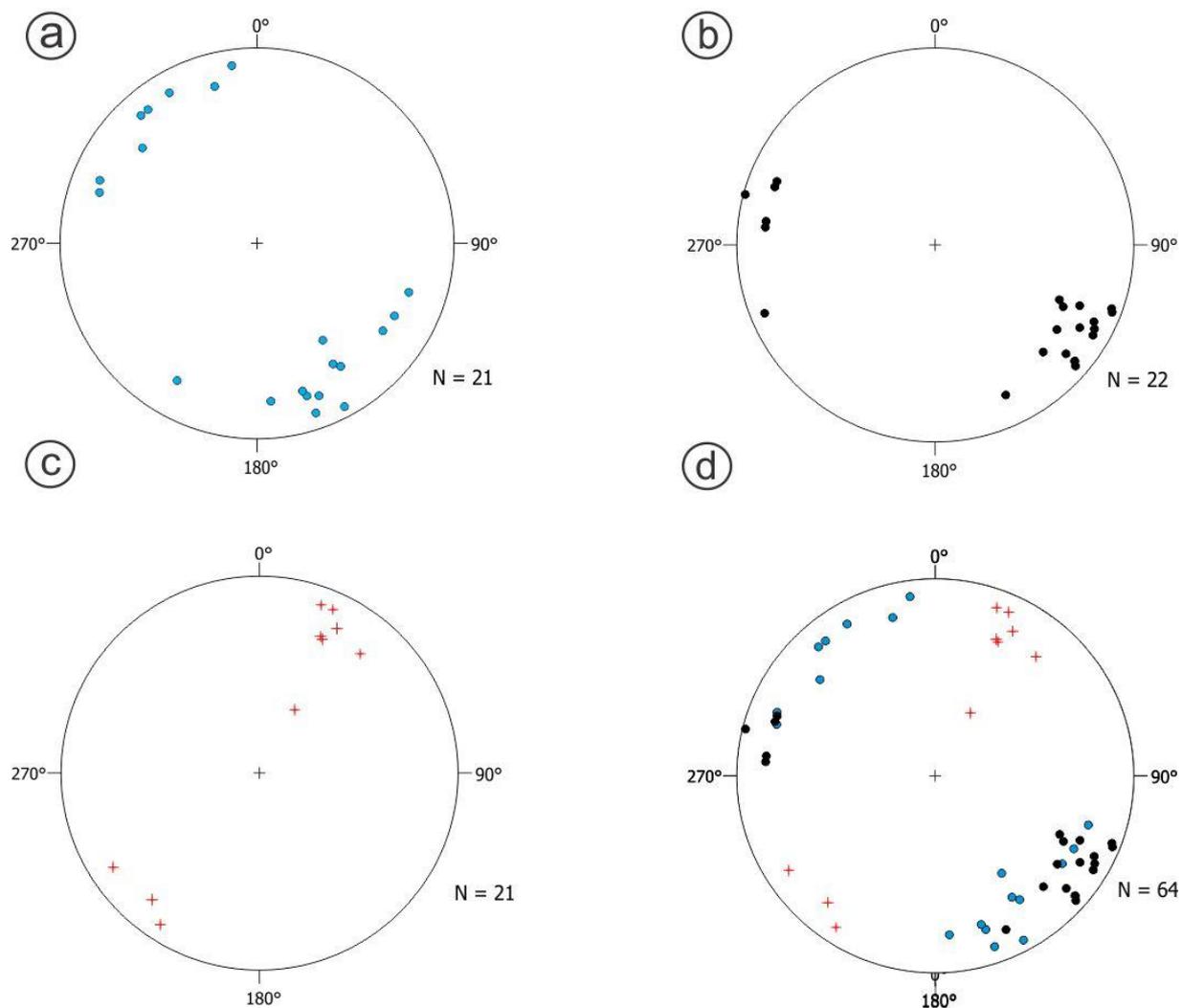


Figura 4 – Estereogramas das medidas das estruturas do GCM (hemisfério inferior). (a) Polos das foliações S, mostrando direção NE-SW com mergulhos de alto ângulo para SE e NW; (b) Polos das foliações C, mostrando direção NNE, com mergulhos de alto ângulo para ESE e WNW; (c) Medidas das lineações de estiramento, mostrando baixos caimentos para NNE e SW; (d) Estereograma integrado com medidas das foliações S e C e da Lx;

Localizadamente, refletindo a heterogeneidade da deformação, ocorrem zonas de alto *strain*, que geram estiramento dos cristais de plagioclásio e K-feldspato, e recristalização formando faixas monominerálicas de quartzo. Nessas zonas observa-se a diminuição do ângulo entre a foliação magmática e a de cisalhamento. Alguns cristais com até 0,5 cm de K-feldspato e plagioclásio resistem a essa deformação, gerando uma textura porfiroclástica, onde

aumenta a proporção de quantidade de matriz em relação à quantidade de porfiroclastos (Fig.5). O bloco-diagrama da figura 5 mostra um esboço esquemático do arranjo estrutural do GCM, com a foliação C mais desenvolvida, truncando a foliação S.

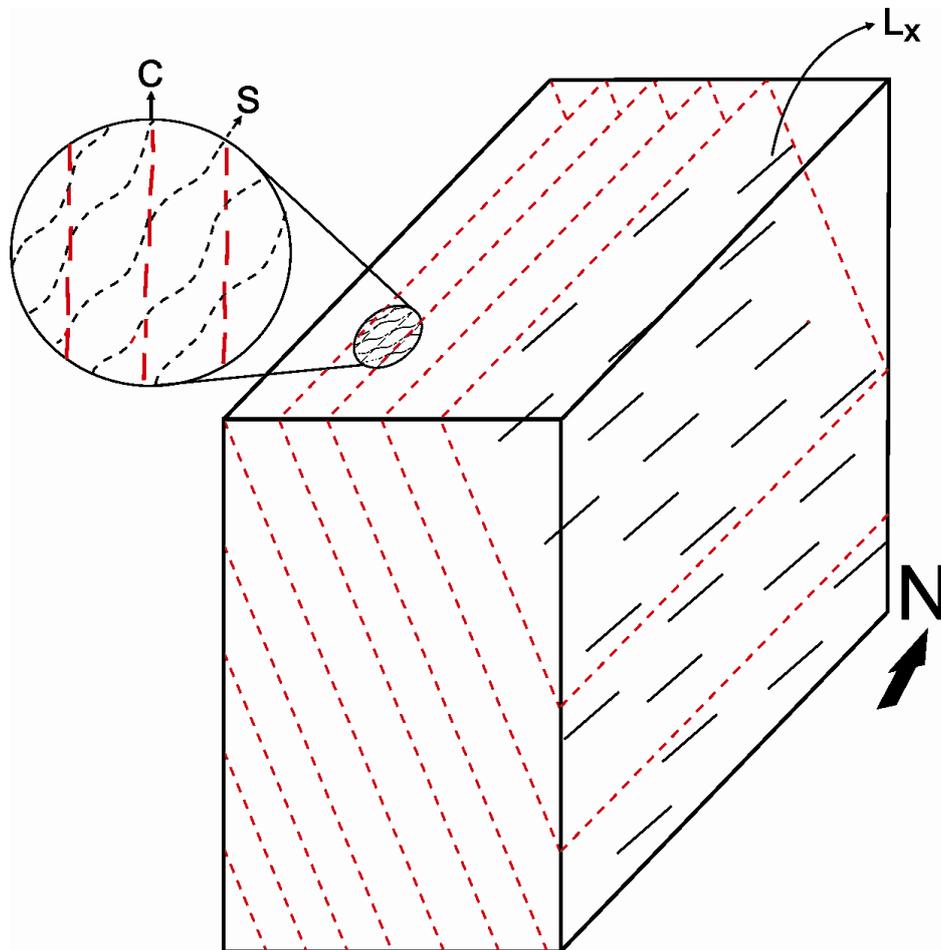


Figura 5 – Bloco-diagrama mostrando o arranjo estrutural típico do GCM, com a foliação mais evidente, com a foliação S subordinada e truncada, formando um par S-C, com o desenvolvimento de uma lineação de estiramento (Lx) associada à deformação da foliação C

Próximo aos contatos das injeções do GCM, tanto os gnaisses e anfibolitos do CC como o Granito Itapema apresentam discretas zonas de deformação rúptil, com mesma orientação da foliação C do GCM, mostrando uma continuidade das injeções para as encaixantes. Essas zonas têm sua ocorrência estritamente limitada às proximidades dos contatos com o GCM e não se estendem mais do que alguns metros para longe dos contatos. (Fig. 6a e 6b). Estas geram deformação de baixa temperatura nas encaixantes, deslocando

estruturas prévias e em alguns casos formando cataclasitos e intensa cominuição dos cristais (Fig. 6c, 6d, 10 e 14).

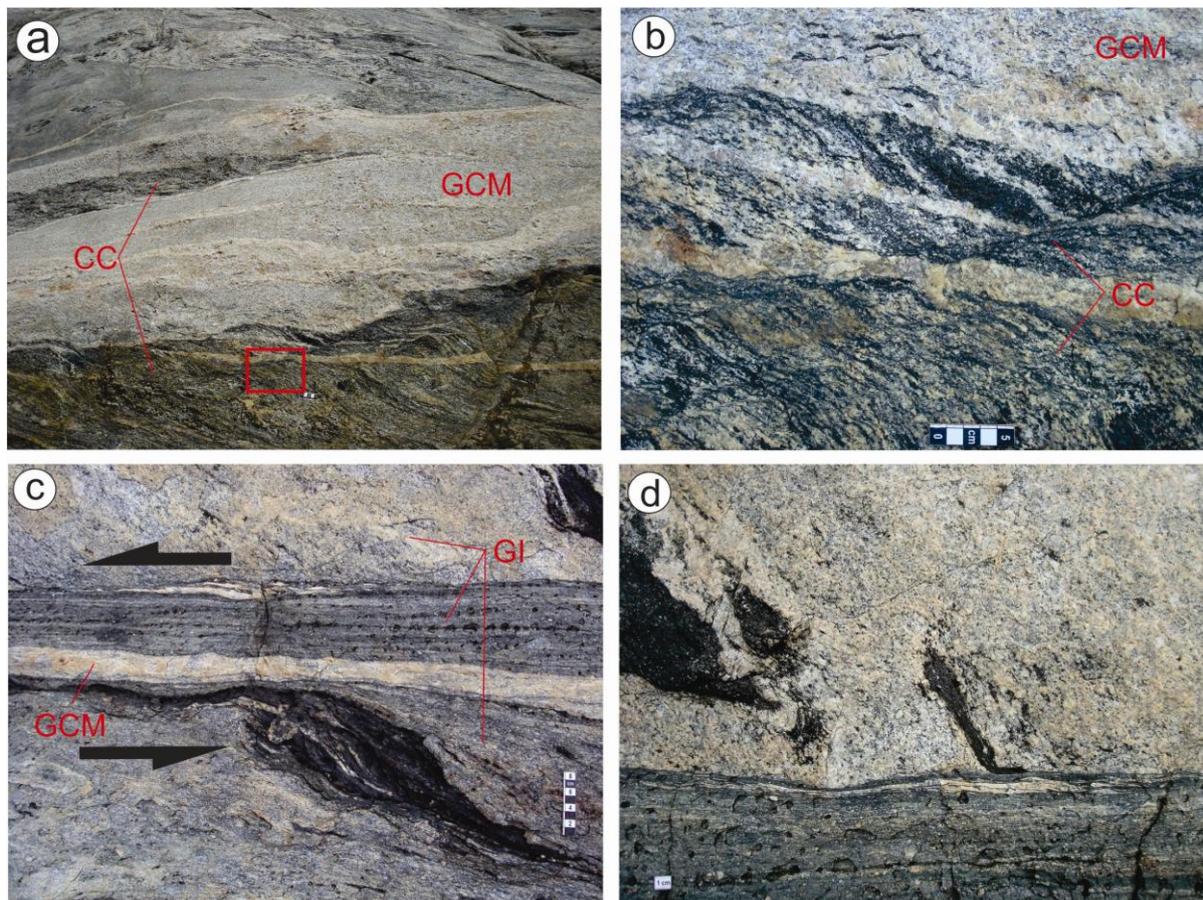


Figura 6 – Deformação dútil próximo aos contatos com as rochas encaixantes. (a) Injeção do GCM em gnaisse do CC mostrando a deformação dútil deslocando o bandamento gnáissico, concordante com a foliação C do GCM; (b) Zoom da parte destacada (em vermelho na foto a detalhando o deslocamento do bandamento gnáissico com movimentação sinistral; (c) Zona de cataclasitos do GI (porção escura no centro) no contato com uma injeção do GCM; (d) Detalhe da zona de cataclasitos da foto c, mostrando um xenólito dentro do GI sendo dobrado e arrastado para dentro da zona de cataclase.

Em alguns contatos do GCM com o GI, se desenvolvem zonas de alta deformação (Fig. 10), que geram arraste da foliação deste para dentro da foliação C (Fig. 6c e 6d). Estas zonas têm até 3m de largura e geram uma complexa obliteração dos limites dessas duas unidades, ficando extremamente difícil distinguí-las. Associado à esses contatos, observam-se xenólitos, injeções pegmatíticas e cristais das duas unidades com formato sigmoidal,

todos indicando movimentação sinistral. A deformação rúptil concordante com a foliação C do GCM na encaixante também é muito bem desenvolvida nesses contatos, se dissipando logo após poucos metros para longe da injeção. Ocorre também o dobramento de xenólitos e enclaves presentes no GI, gerando indicadores cinemáticos que indicam um movimento sinistral da foliação C (Fig. 6d).

Injeções tabulares pegmatíticas e aplíticas, encontram-se dobradas, com eixos subverticais e planos axiais paralelos à foliação C. Localmente ocorrem séires de dobras fechadas (Fig. 7d) com a foliação S bem desenvolvida em seu interior. Frequentemente aparecem dobras em “S” (Fig. 7a e 7c), que sugerem um dobramento relacionado à cinemática sinistral da foliação C, conforme indicado nos croquis da figura 7. O exemplo da figura 7b mostra uma injeção preenchendo fraturas extensionais, que ajudam a reconstruir o arranjo das tensões atuantes durante a deformação do GCM, mostrando também cinemática sinistral.

As injeções do GCM mostram um padrão de bifurcação em várias escalas, contornando grandes xenólitos do GI e do CC. Em diversos afloramentos é notável uma componente de abertura nas injeções, resultando em zonas com foliação pouco desenvolvida (Fig. 11).

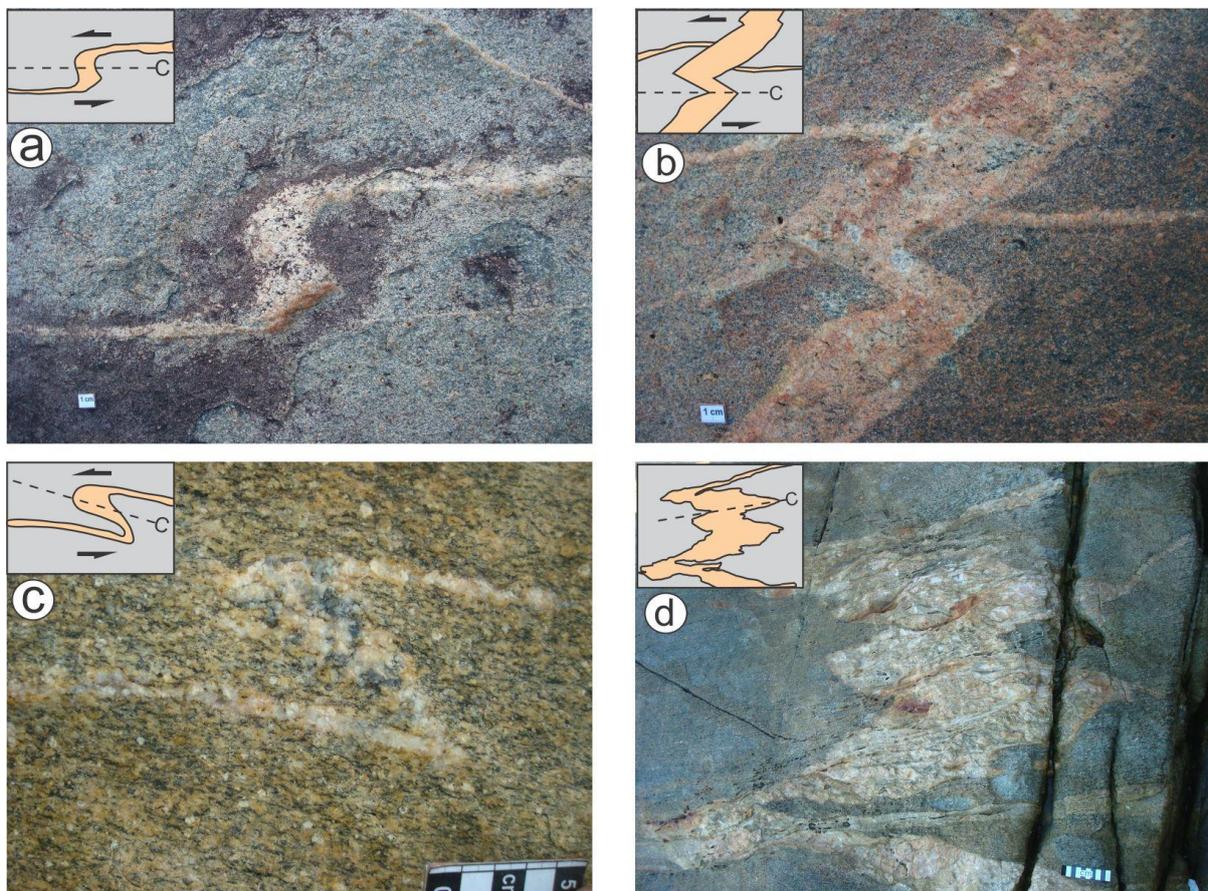


Figura 7 – Injeções aplíticas e pegmatíticas dobradas com respectivos croquis interpretativos. (a) Injeção aplítica com dobra em S aberta; (b) Injeção preenchendo fraturas extensionais; (c) Injeção aplítica com dobra em S fechada; (d) *Trend* de dobras fechadas a isoclinais em injeção aplítica;

Nos locais onde o GCM é intrusivo nas rochas do CC, ocorrem xenólitos de gnaiss e anfibolito, alguns com até 4 m de comprimento. Esses xenólitos são muitas vezes angulosos e têm contatos retos, aparentemente sem interação com o magma do GCM. Porém, localmente xenólitos alongados são orientados e parcialmente assimilados (Fig. 8a). Em alguns, o granito consegue penetrar no bandamento gnáissico, aproveitando a estrutura pré-existente (Fig. 8b, 8d e 13). Alguns xenólitos centimétricos a decamétricos são deformados e estirados ao longo da foliação C, gerando um formato assimétrico que indica movimento sinistral (Fig. 8c). 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.

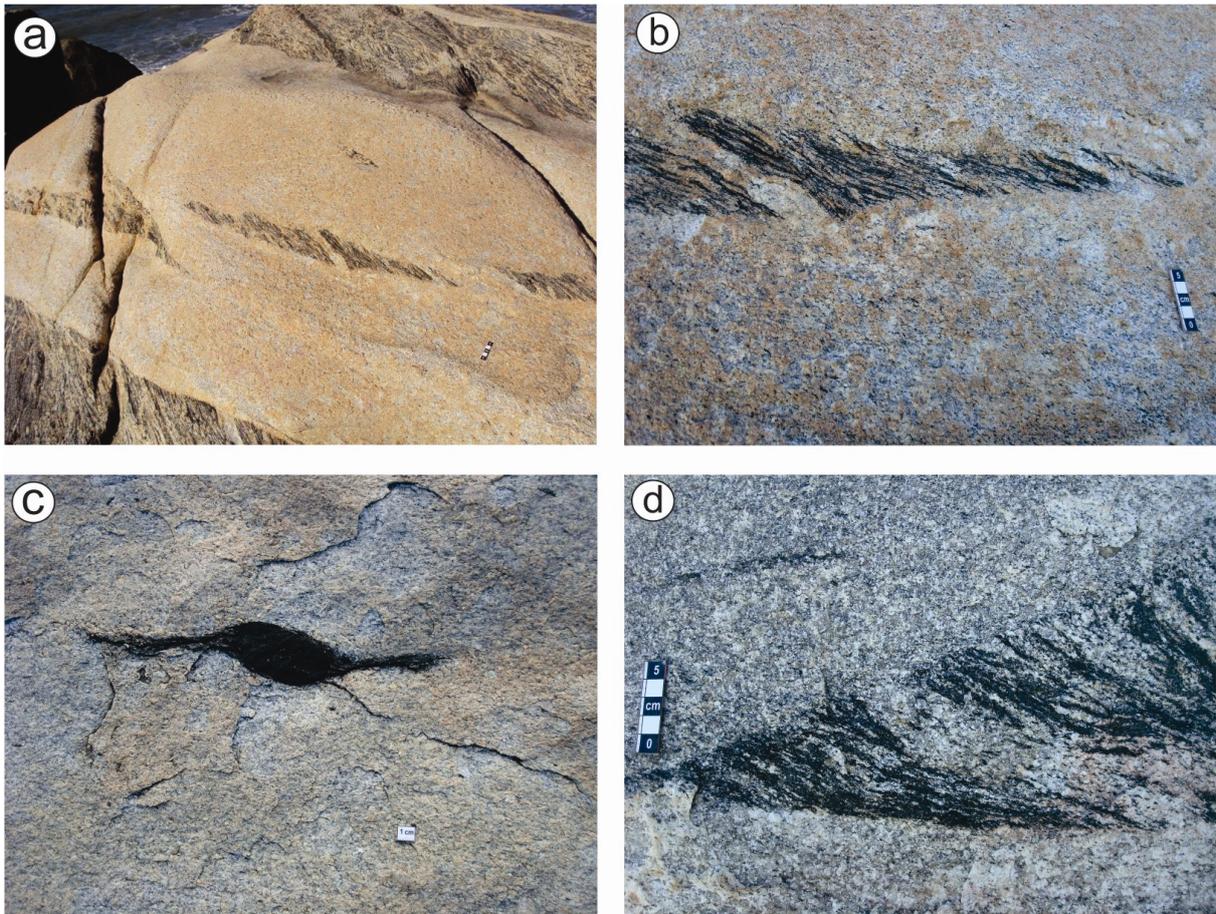


Figura 8 – (a) Xenólito alongado de gnaisse do CC em injeção do GCM; (b) Detalhe da foto a mostrando o xenólito parcialmente assimilado pelo magma granítico; (c) Xenólito de anfibolito estirado pela foliação C assimetricamente, mostrando movimentação sinistral; (d) Detalhe do magma do GCM aproveitando o bandamento gnáissico para assimilar o xenólito de gnaisse;

## *Croquis*

Alguns afloramentos foram selecionados, e representados na forma de croquis de detalhe, visando a mostrar estruturas representativas do GCM, assim como sua relação com as rochas encaixantes. Para facilitar a localização dos croquis, tomou-se como referência uma imagem da área de estudo obtida no *software* Google Earth® (Fig. 9).

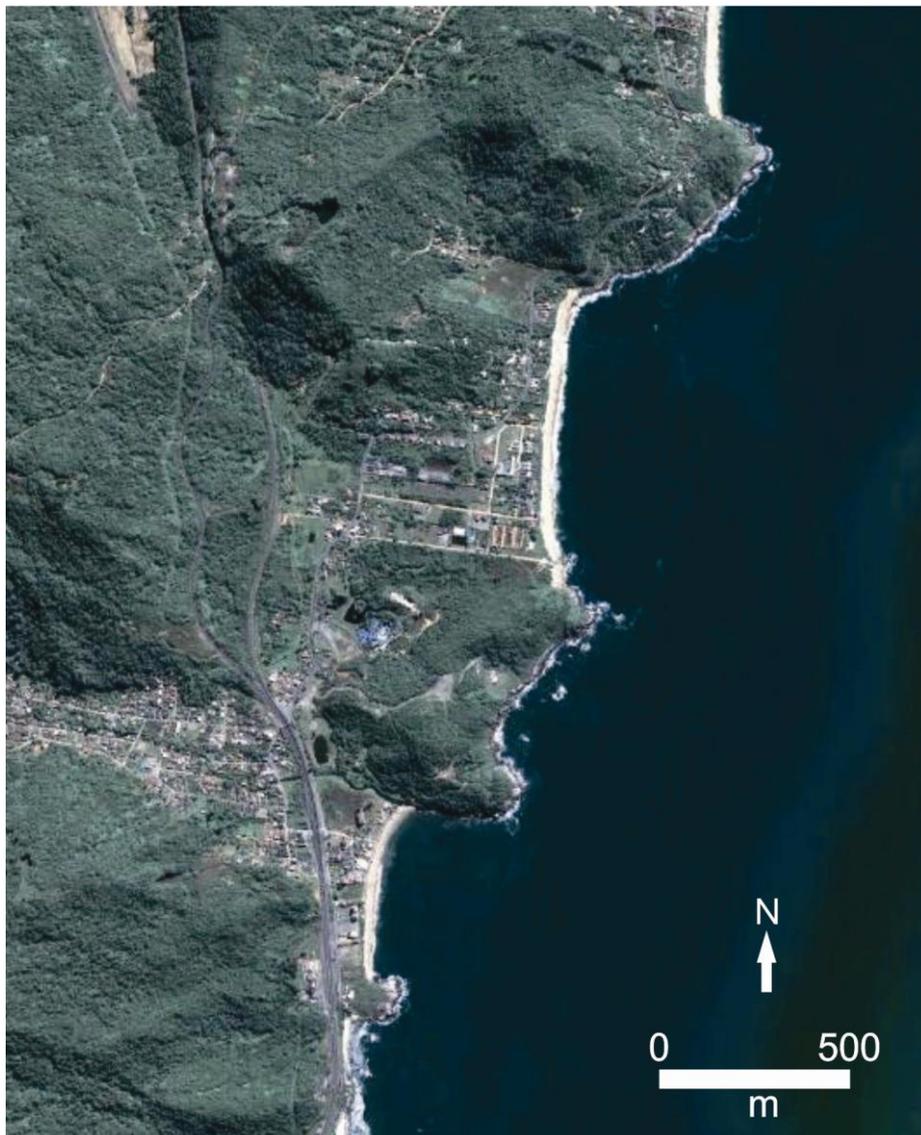


Figura 9 – Imagem aérea da área de estudo, obtida no Google Earth®.

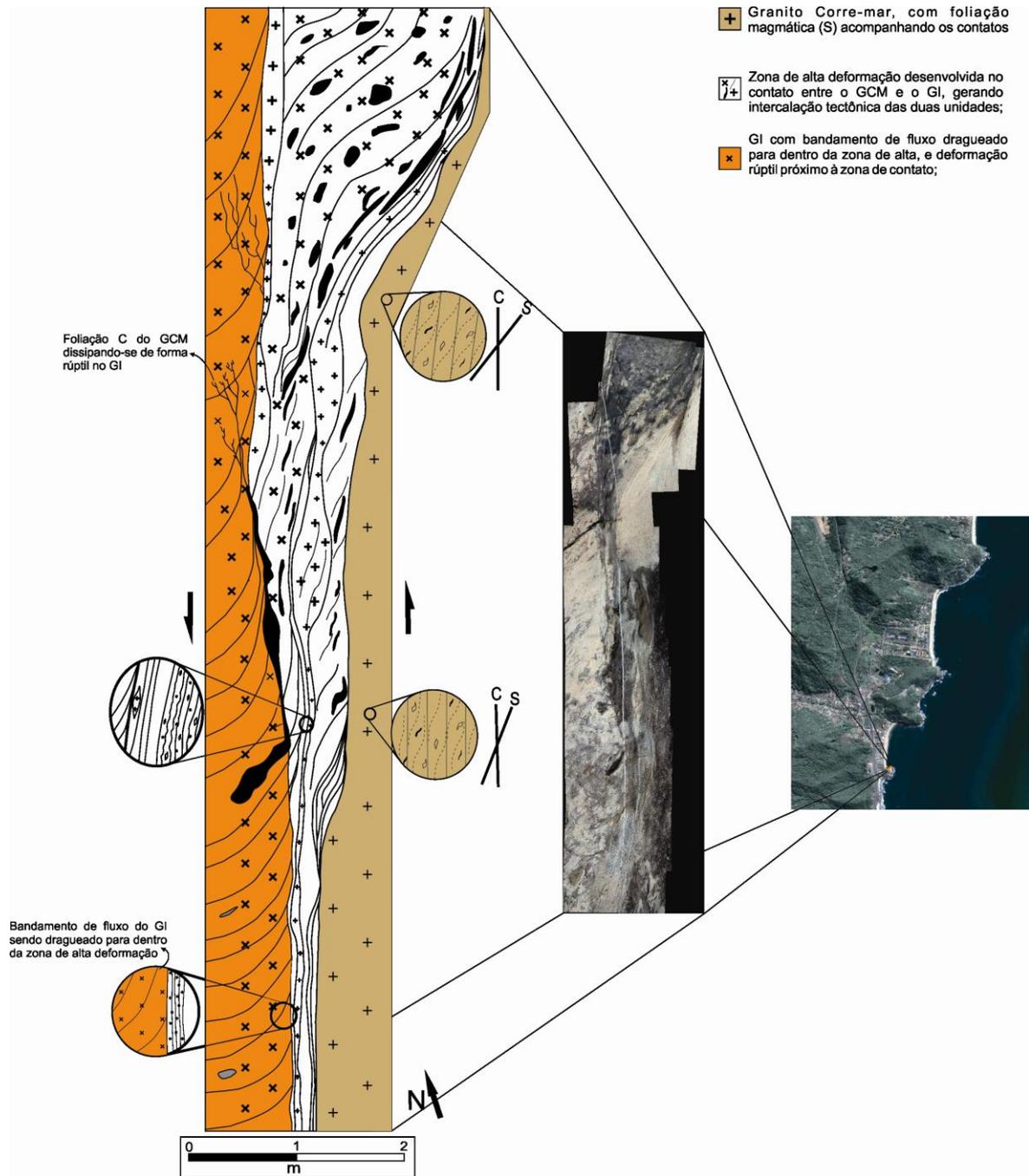


Figura 10 – Croqui na seção tipo do GCM (Ponta do Corre-Mar), mostrando o contato deste com o GI. Desenvolvimento de uma zona de contato, com obliteração dos limites das duas unidades e intenso estiramento dos cristais e xenólitos. Notar também o arraste do bandamento de fluxo do GI para dentro da zona, e o desenvolvimento de deformação rúptil no GI concordante com a foliação C do GCM (acima à esq.).

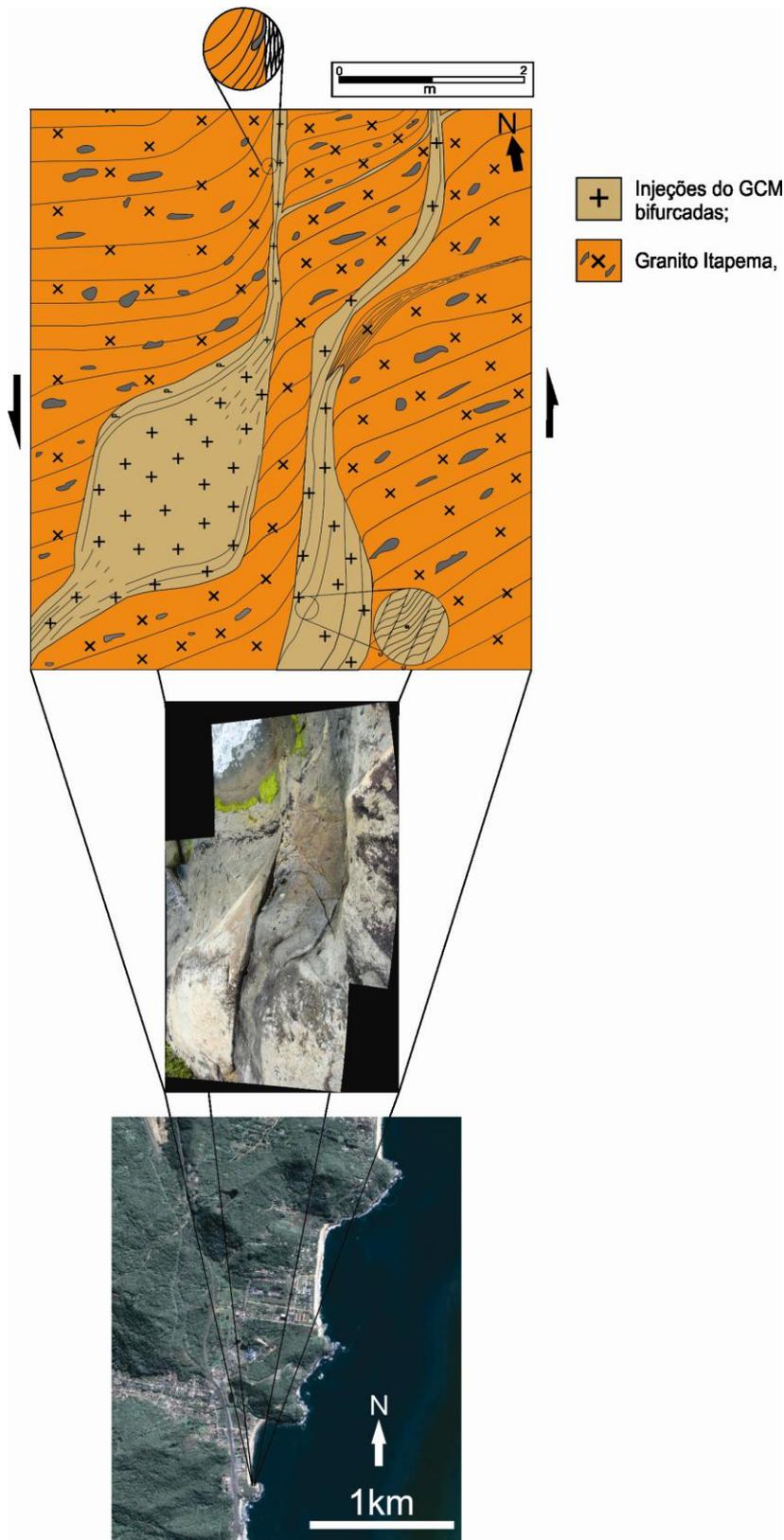


Figura 11 – Croqui mostrando o mecanismo de bifurcação das injeções do GCM, ora mostrando uma componente de abertura (injeções alargadas), gerando zonas com foliação pouco desenvolvida.

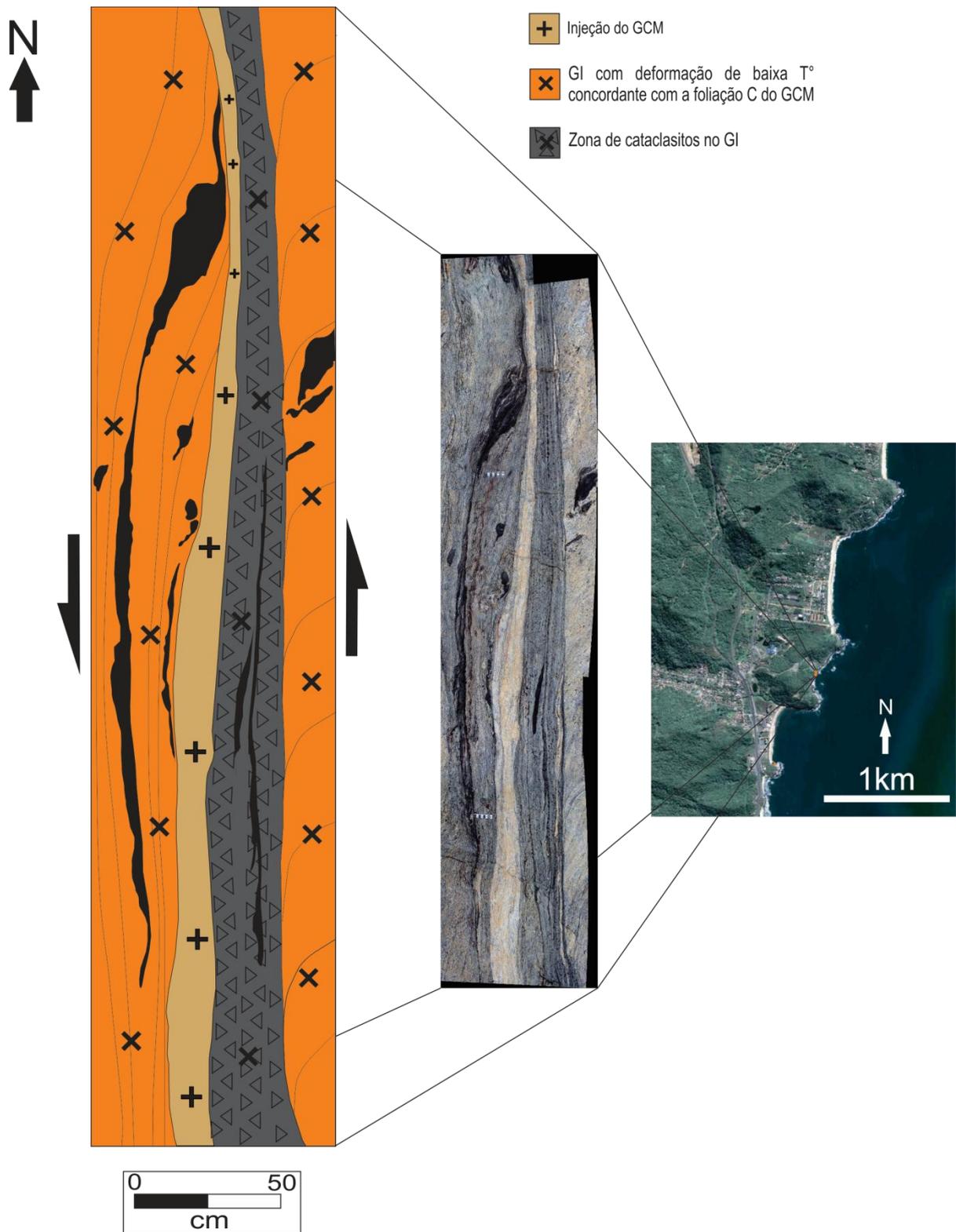


Figura 12 – Croqui de uma zona de deformação que afeta o GI e o GCM. Zona de cataclase (baixa T°) desenvolvida no GI (porção escura indicada no croqui) com indicadores cinemáticos e direção compatível com a deformação da foliação C do GCM.

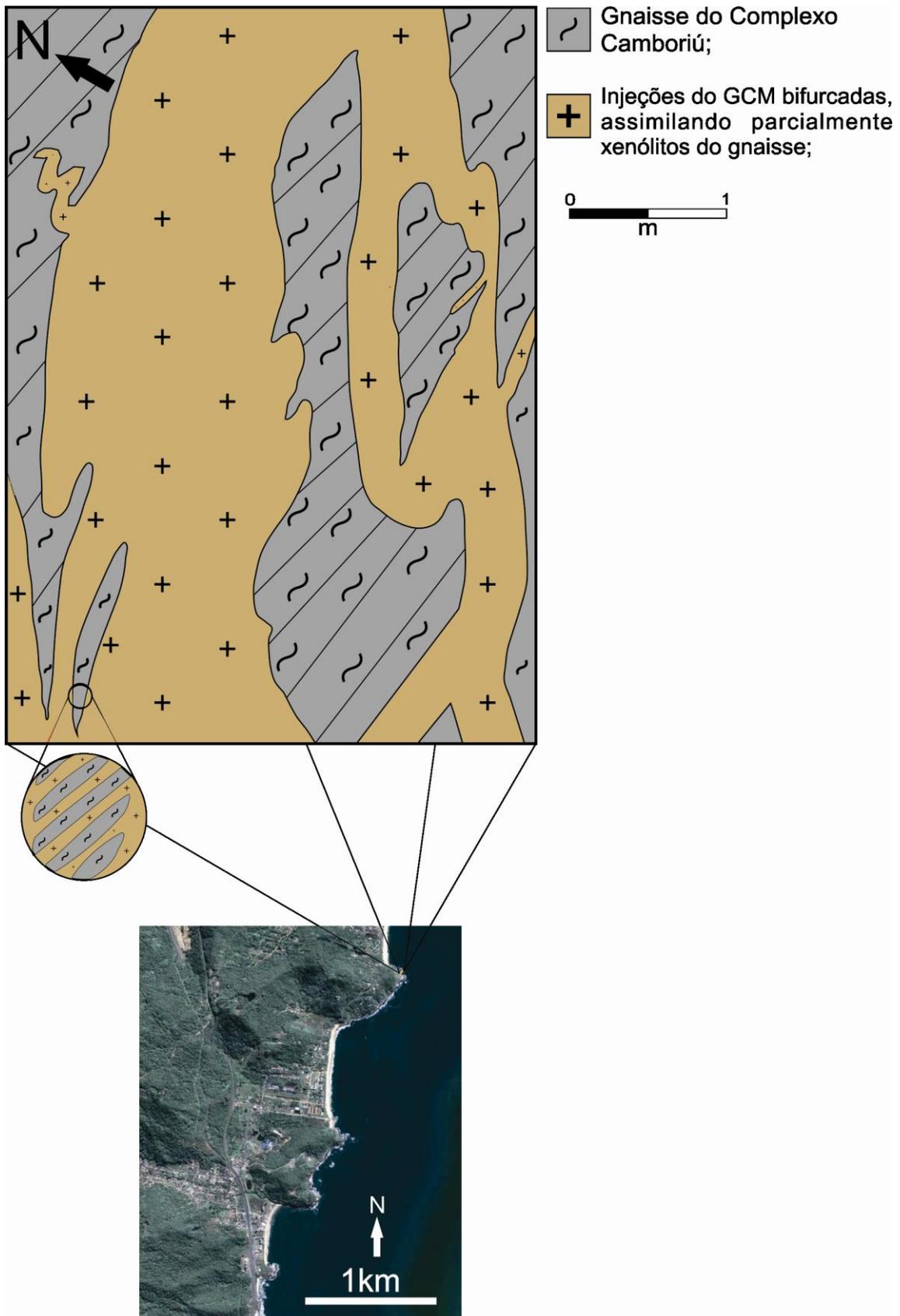


Figura 13 – Croqui mostrando a relação do GCM com os gnaisses do CC. Notar o mecanismo de bifurcação das injeções do GCM e a assimilação parcial dos gnaisses no detalhe (abaixo à esq.)

## **Petrografia**

O GCM compreende biotita monzogranitos de textura heterogranular fina a média, com duas foliações, sendo os principais minerais acessórios alanita, epidoto, esfero e zircão. Os cristais de K-feldspato e plagioclásio zonado preservam algumas faces retas, têm no máximo 5 mm, e são orientados pela forma e localmente pela macla na foliação magmática (S). Alguns cristais de quartzo têm até 1 cm, porém a grande maioria está intensamente recristalizada e cominuída. O GCM tem de 10 a 15% de minerais máficos, principalmente micas. As biotitas são orientadas na sua grande maioria na foliação C, e, subordinadamente na foliação S. Comumente estão alteradas para clorita.

Todo esse conjunto de minerais está intensamente deformado, dando origem a diversas microestruturas, que serão detalhadas no item seguinte.

## **Microestruturas**

Diversas microestruturas complementam e corroboram a observação da mesoescala do GCM. É notável a sobreposição de estruturas rúpteis nas estruturas dúcteis. O par S-C formado pelas duas foliações é nítido na observação de microscópio, e é dado principalmente pela orientação das micas. A S é marcada pela orientação de cristais de até 0,5 cm de K-feldspato e plagioclásio zonado e agregados de biotita e muscovita. Já a foliação C é marcada pela inflexão de biotitas da S para a C, estiramento e quebra dos cristais de feldspato, acompanhado muitas vezes de formação de subgrãos e recristalização localizada, principalmente por rotação de limite de subgrão (RSG). Os cristais de quartzo estão na maioria das vezes recristalizados, formando agregados monominerálicos alongados segundo a C, com textura granoblástica fina a média gerada tanto por RSG como por migração de limite de subgrão (MLG). Em zonas de alta deformação, ocorre uma considerável

cominuição dos cristais de quartzo e feldspatos, sendo que os feldspatos sofrem quebraimento, originando cristais menores com faces angulosas. A C também gera caudas de recristalização em cristais de plagioclásio e K-feldspato, localmente formando caudas assimétricas, que indicam movimento sinistral.

O *feldspato potássico* preserva ainda algumas faces retas, porém é comum a presença de extinção ondulante, evoluindo muitas vezes para subgrãos nas bordas dos cristais, e eventualmente ocorrendo rotação dos subgrãos e formação de novos cristais. Localmente, há textura granoblástica média a grossa que indica temperaturas da ordem de 500°C (Passchier e Trouw, 2000) visto na figura 15a. A presença de macla xadrez é comum, assim como pertitas em chama (Pryer & Robin, 1995, 1996), sendo ambas distribuídas heterogeneamente nos cristais, devido à distribuição heterogênea da deformação. Pertitas em chama ocorrem em grande quantidade, heterogeneamente distribuídas, tendendo a formar-se das bordas para o centro dos cristais, onde a tensão e a instabilidade do cristal tendem a ser maiores.

Localmente, principalmente nas porções mais deformadas, desenvolvem caudas de recristalização, que dão um aspecto sigmoidal assimétrico aos cristais, indicando movimentação sinistral associada à foliação C. Muitas vezes os cristais ocorrem fraturados, sendo as fraturas preenchidas pela matriz.

O *plagioclásio* (An<sub>10-19</sub>) é comumente zonado, tendo a zonação marcada principalmente pela alteração diferencial dos núcleos dos cristais, e apresentam um comportamento similar ao do K-feldspato, sendo a principal diferença a ocorrência praticamente na totalidade das amostras de *kink-bands* nas maclas polissintéticas. É comum também a presença de maclas encurvadas (Fig. 15b). Apresentam freqüentemente macla tectônica (Fig. 15b), e, assim como o K-feldspato, os cristais de plagioclásio apresentam extinção ondulante, subgrãos e, localizadamente, recristalização por RSG, que indica

temperaturas da ordem de 550°C (Passchier & Trouw, 2000). Raramente desenvolvem caudas de recristalização.

Em geral, é o mineral mais alterado do GCM, alterando freqüentemente para epidoto e mica branca. É comum a presença de cristais de plagioclásio muito fraturados, com as fraturas preenchidas pela matriz.

O *quartzo* ocorre como inclusões globulares de até 1mm no K-feldspato e no plagioclásio, mas forma principalmente agregados intersticiais. Os grãos têm forte extinção ondulante e é bastante comum a ocorrência de grãos recristalizados por RSG e MLG (Fig. 14a). É possível identificar antigos cristais maiores completamente substituídos por novos grãos recristalizados. Isso é visto através da orientação óptica dos novos cristais, que em determinados ângulos do giro da platina mostram orientações ópticas idênticas. Em zonas de mais alta deformação, ocorre quartzo fitado, principalmente entre cristais de feldspato, como resultado da maior competência destes. Localizadamente, relictos de quartzo com 2 conjuntos ortogonais de subgrãos indicam a ativação de dois sistemas de deslizamento neste mineral. O deslizamento do sistema prismático ao longo do eixo C é ativado apenas em temperaturas acima de 650°C, em condições de pressão normal (Kruhl, 1996).

A *biotita* é o mineral que melhor evidencia a presença do par S-C no GCM. Tanto agregados quanto cristais individuais marcam a foliação S, e sofrem inflexão para a foliação C, mostrando uma rotação anti-horária, 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* que indicam deformação sinistral. A biotita comumente está alterada para clorita.

*Alanita* euédrica é comum no GCM, tendo freqüentemente bordas de epidoto. *Epidoto* fino e intersticial aparece associado às zonas de mais alta deformação. Inclusões de *zircão* bem formado ocorrem principalmente nas biotitas, mostrando um halo de alteração.

Uma recristalização fina na borda dos cristais de feldspato potássico (Fig. 14e) e plagioclásio, e quartzo finamente recristalizado, comumente *bulging*, é encontrada em todas as lâminas analisadas. Trata-se da relação de um cristal central e um manto com material mais fino da mesma composição, conforme descrito por Passchier & Trouw, (2000). Nas zonas de alta deformação (Fig. 17), esse manto de recristalização tende a ser mais bem desenvolvido, aumentando a proporção manto/núcleo.

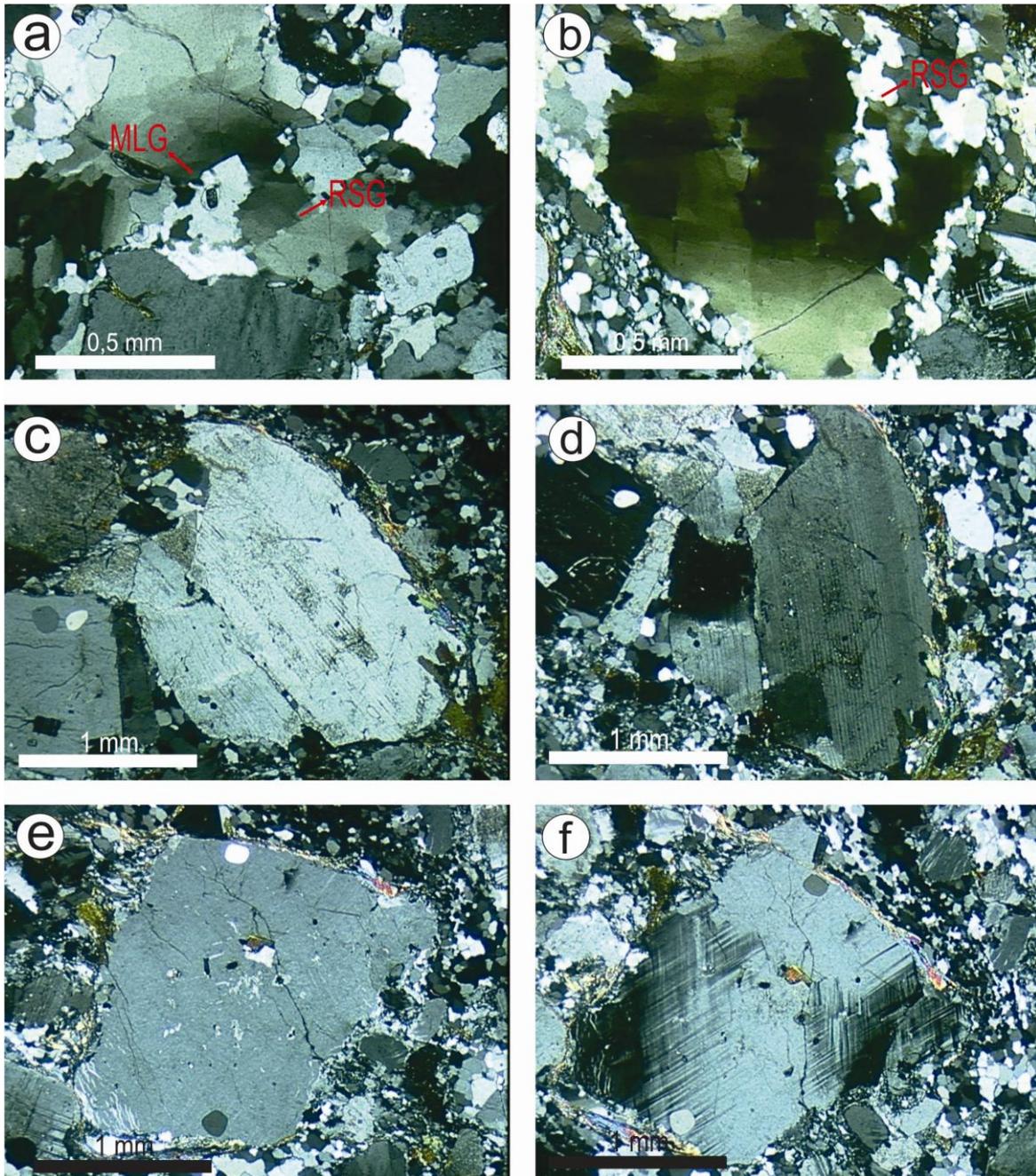


Figura 14 – Feições petrográficas e microestruturais do GCM. (a) Cristais de quartzo mostrando extinção ondulante e subgrãos, e recristalização por rotação de subgrão (RSG) e migração de limite de grão (MLG); (b) Cristal relicto de quartzo mostrando padrão tabuleiro de xadrez, com as bordas recristalizadas por rotação de subgrão (RSG)(acima à dir.); (c) Cristal de plagioclásio tendendo a formato sigmoidal e *kink-bands* na parte inferior esquerda do cristal; (d) Mesmo cristal de plagioclásio da foto c com giro horário da platina cerca de 40°, revelando novos grãos recristalizadas por rotação de subgrão (RSG); (e) Cristal de K-feldspato mostrando pertitas em chama (abaixo à esq.), e uma recristalização fina nas bordas; (f) Mesmo cristal de K-feldspato da foto e com giro horário da platina cerca de 25°, mostrando a dupla macla distribuída heterogeneamente no cristal;

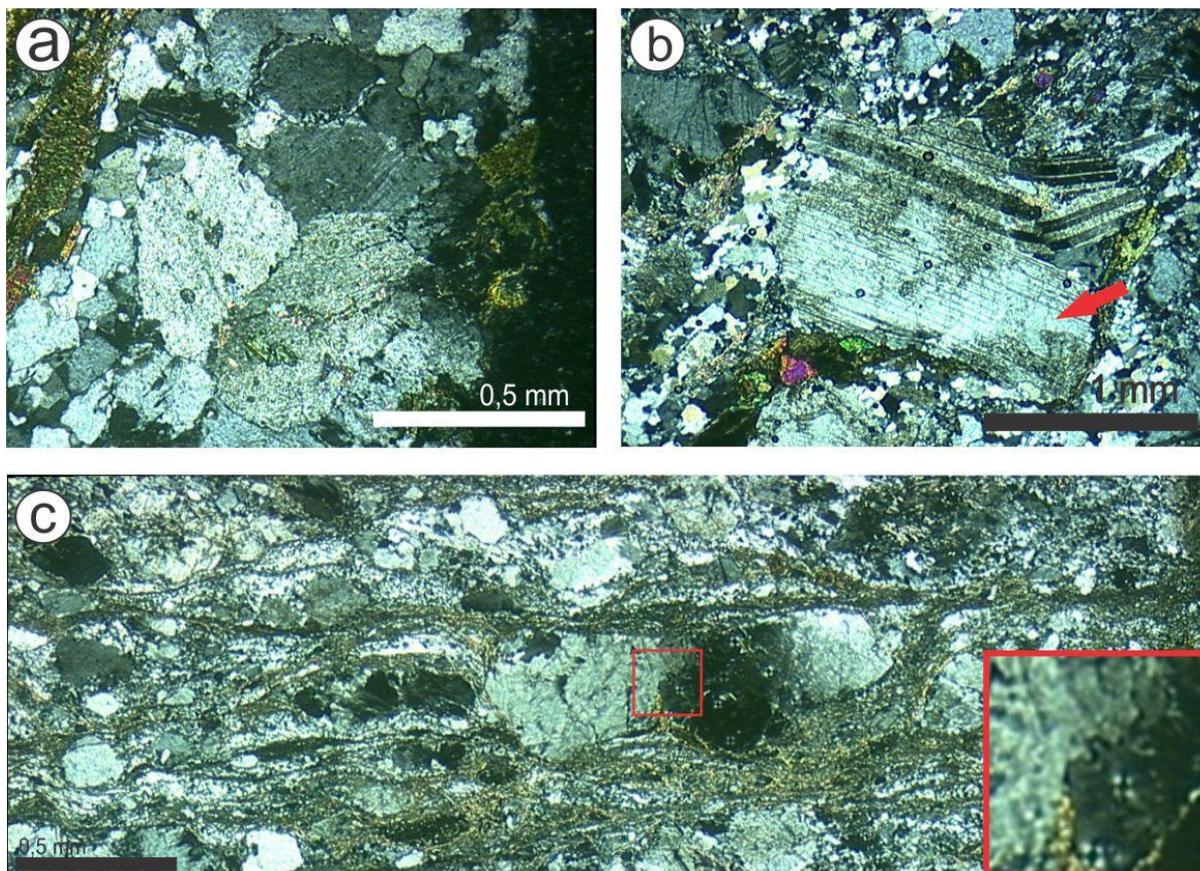


Figura 15 - Feições petrográficas e microestruturais do GCM. (a) Textura granoblástica poligonal em cristais de K-feldspato; (b) Cristal de plagioclásio com macla encurvada e macla tectônica (seta vermelha); (c) Fotomicromosaico mostrando cristal de K-feldspato dividido em dois novos subgrãos. Detalhe em vermelho: Recristalização por migração de limite de grão (MLG) entre os dois subgrãos;

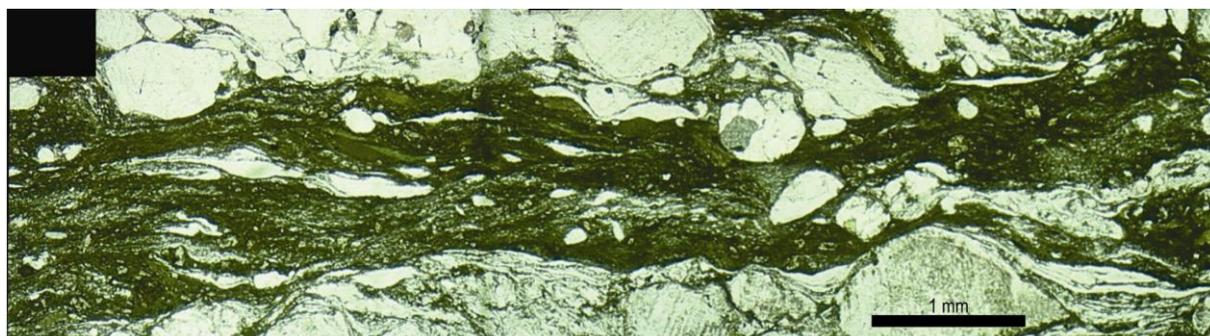


Figura 16 – Fotomicromosaico de uma zona de cataclase do GI (indicada na figura 10), mostrando uma zona de intensa cominuição dos cristais. (Luz natural)

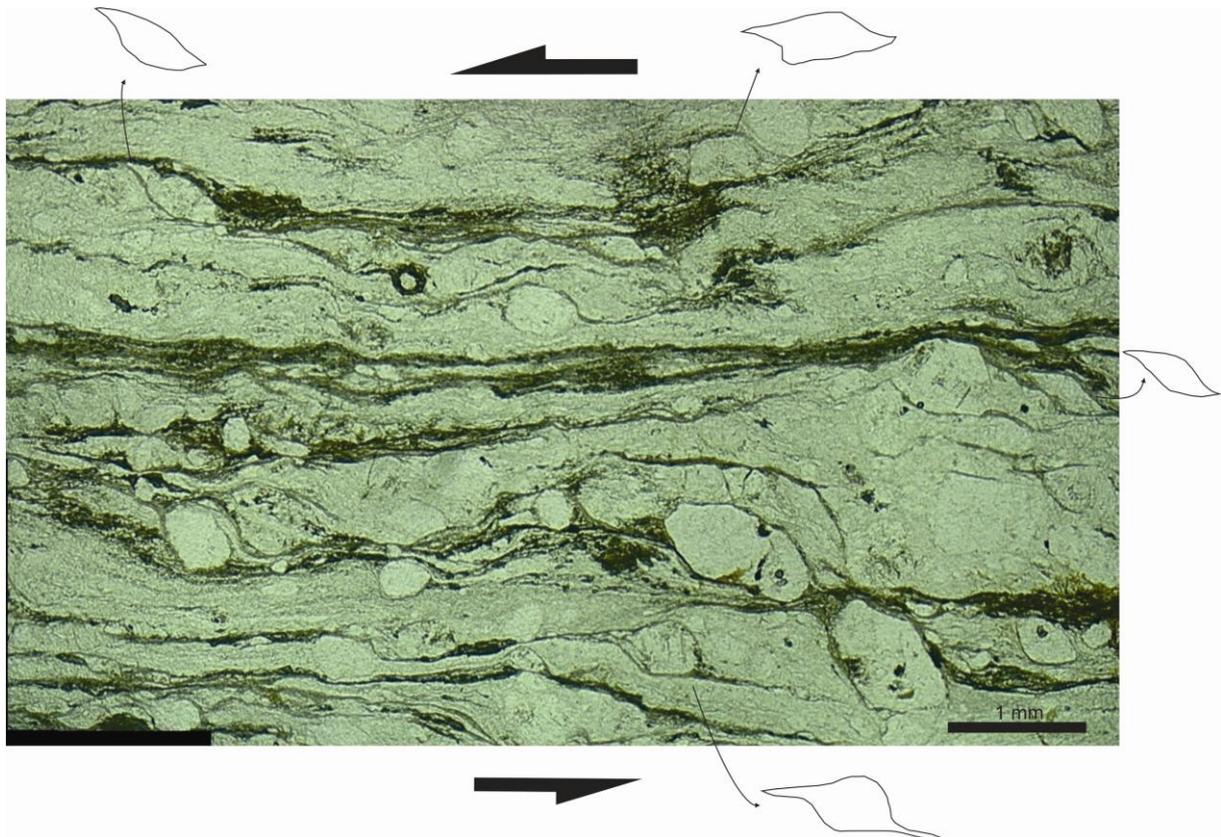


Figura 17 – Fotomicromosaico de uma zona de milonitos do GCM, com indicadores cinemáticos sinistrais formados em feldspatos. (Luz natural)

## **Geoquímica**

Dezessete amostras foram selecionadas para representar a variação composicional das rochas estudadas e avaliar a composição do magma parental. Os resultados são apresentados na tabela 1. Alguns gráficos mostram os dados dos granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos (Floribal *et. al.* 2011), a fim de compará-los com os dados do GCM.

Nos diagramas de elementos maiores em função do teor de SiO<sub>2</sub> (Figura 18), o GCM apresenta uma pequena variação no teor de sílica, a maior parte das amostras contém entre 72 e 74%, e nem todos os elementos mostram boas correlações em função do teor de sílica. Os teores de CaO, TiO<sub>2</sub> e FeO<sub>t</sub> apresentam uma boa correlação negativa com a sílica. As amostras têm conteúdo de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) em torno de 8,5%, aproximando-se dos valores típicos de rochas ácidas do tipo A ou das séries alcalinas sódicas saturadas em sílica (Le Maitre, 2002).

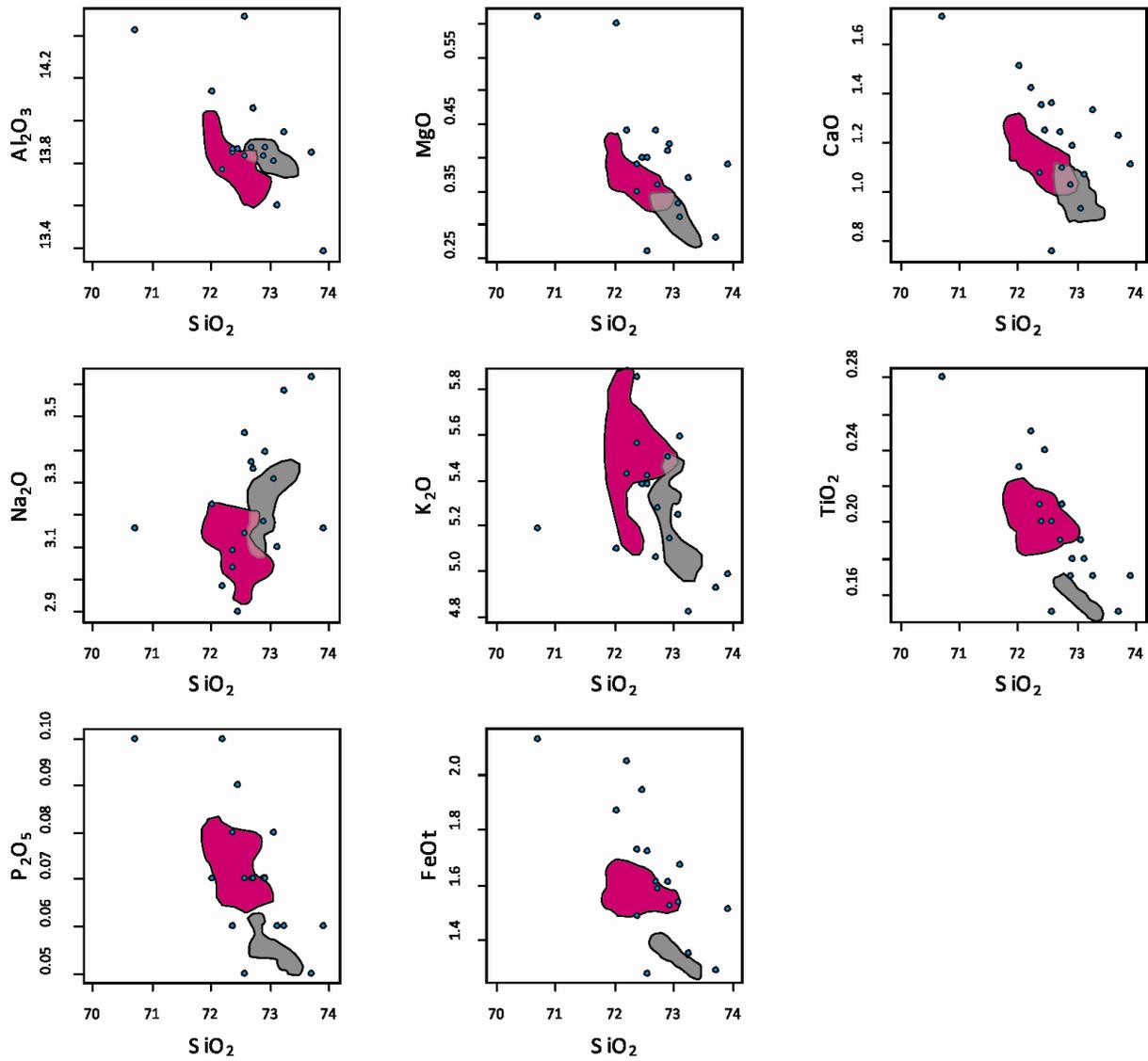


Figura 18 – Diagrama de variação de elementos maiores utilizando  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação do Granito Corre-Mar. O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

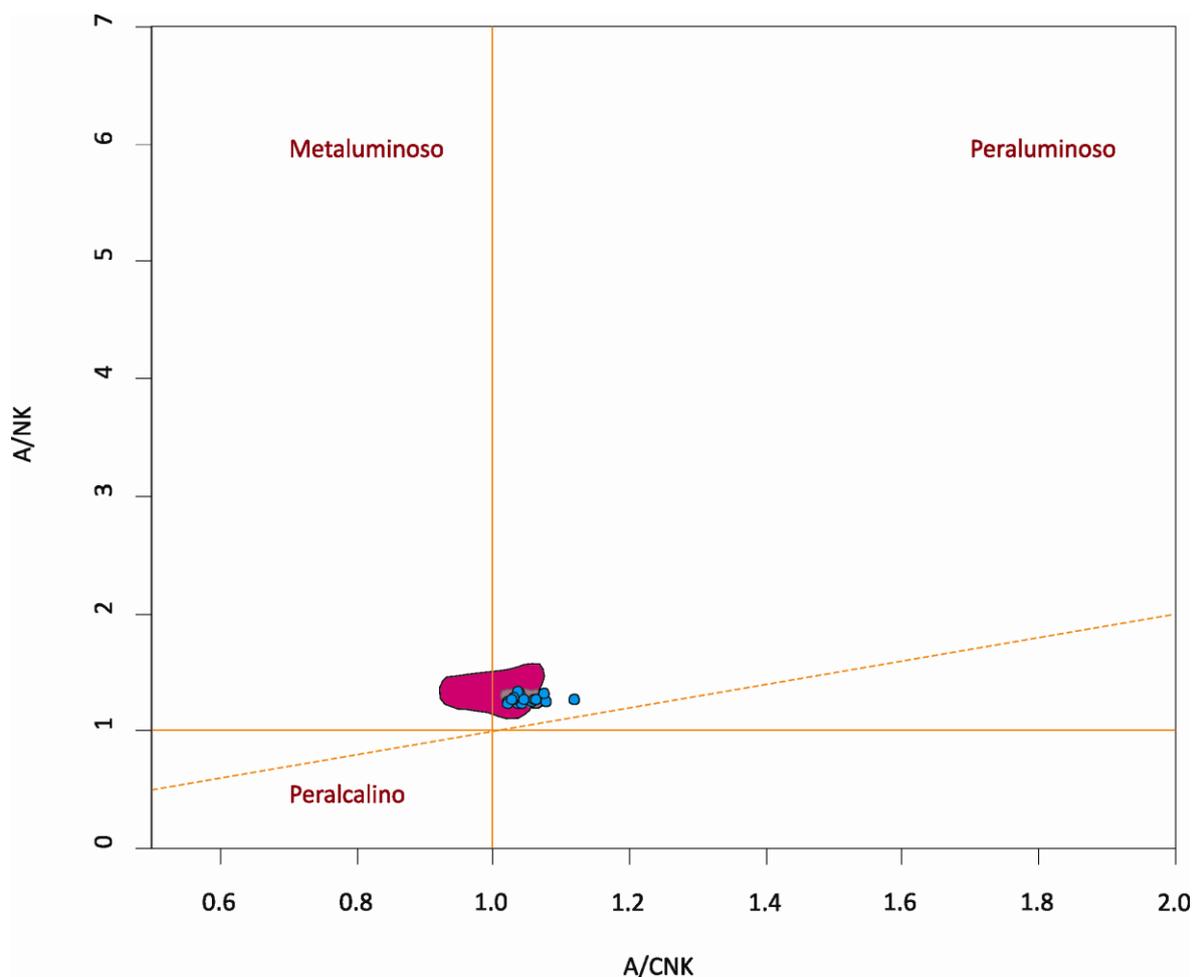


Figura 19 - Diagrama A/NK vs A/CNK proposto por Shand (1943) mostrando o caráter levemente peraluminoso do GCM (círculos azuis). O campo em rosa representa as análises do Granito Serra dos Macacos e o campo cinza representa as análises do Granito Rio Pequeno.

No diagrama A/NK vs A/CNK utilizando os parâmetros propostos por Shand (1943), as amostras analisadas mostram um caráter levemente peraluminoso (Figura 19), com teores A/CNK predominantemente entre 1 e 1,1

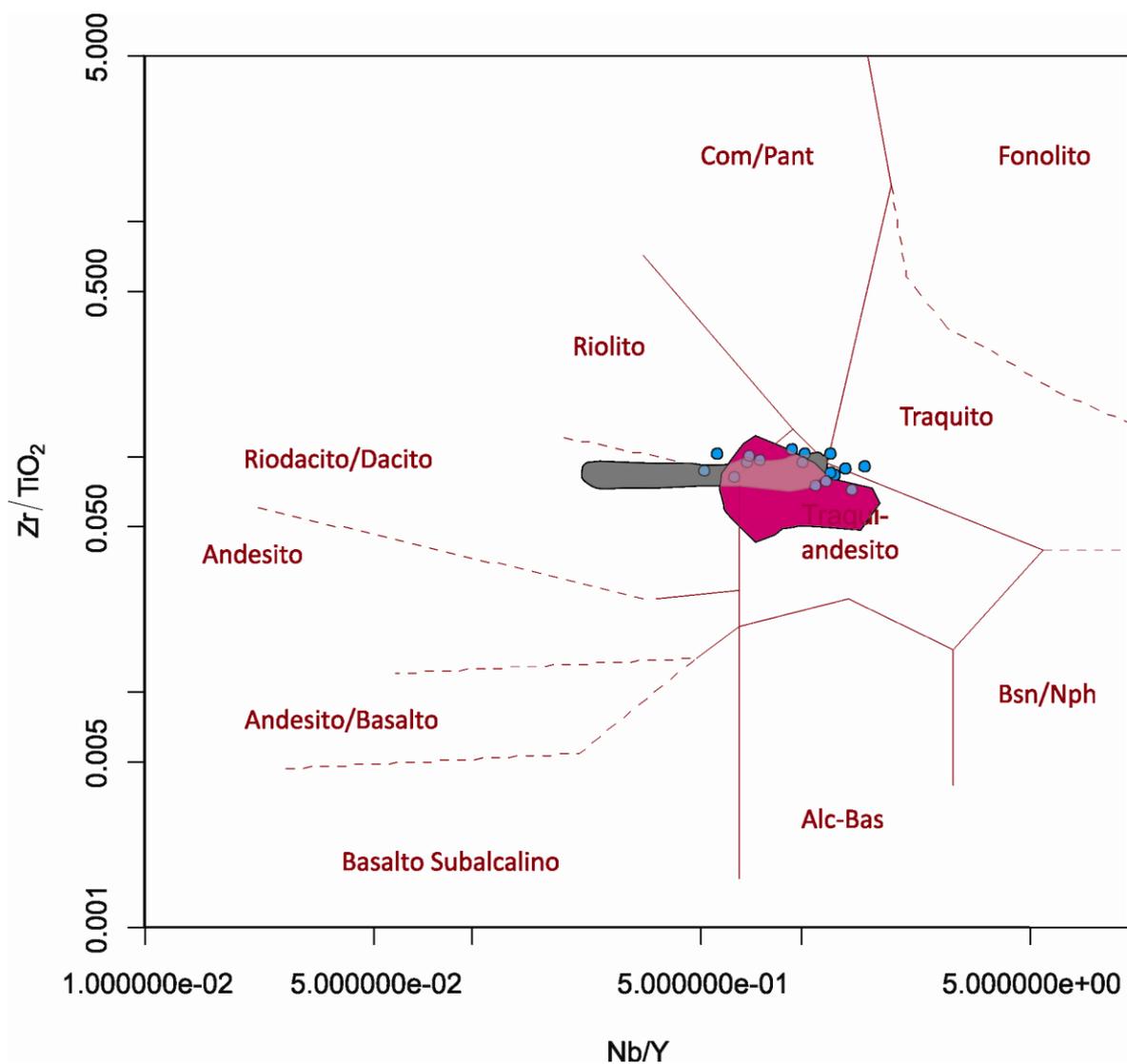


Figura 20 – Diagrama  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$ , mostrando a composição do GCM (círculos azuis) predominantemente semelhante às de magmas traqui-andesíticos conforme proposto por Winchester e Floyd (1977). O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

Utilizando as proporções  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$ , conforme proposto por Winchester e Floyd (1977), a composição do GCM assemelha-se predominantemente à magmas de composição traqui-andesítica (Figura 20).

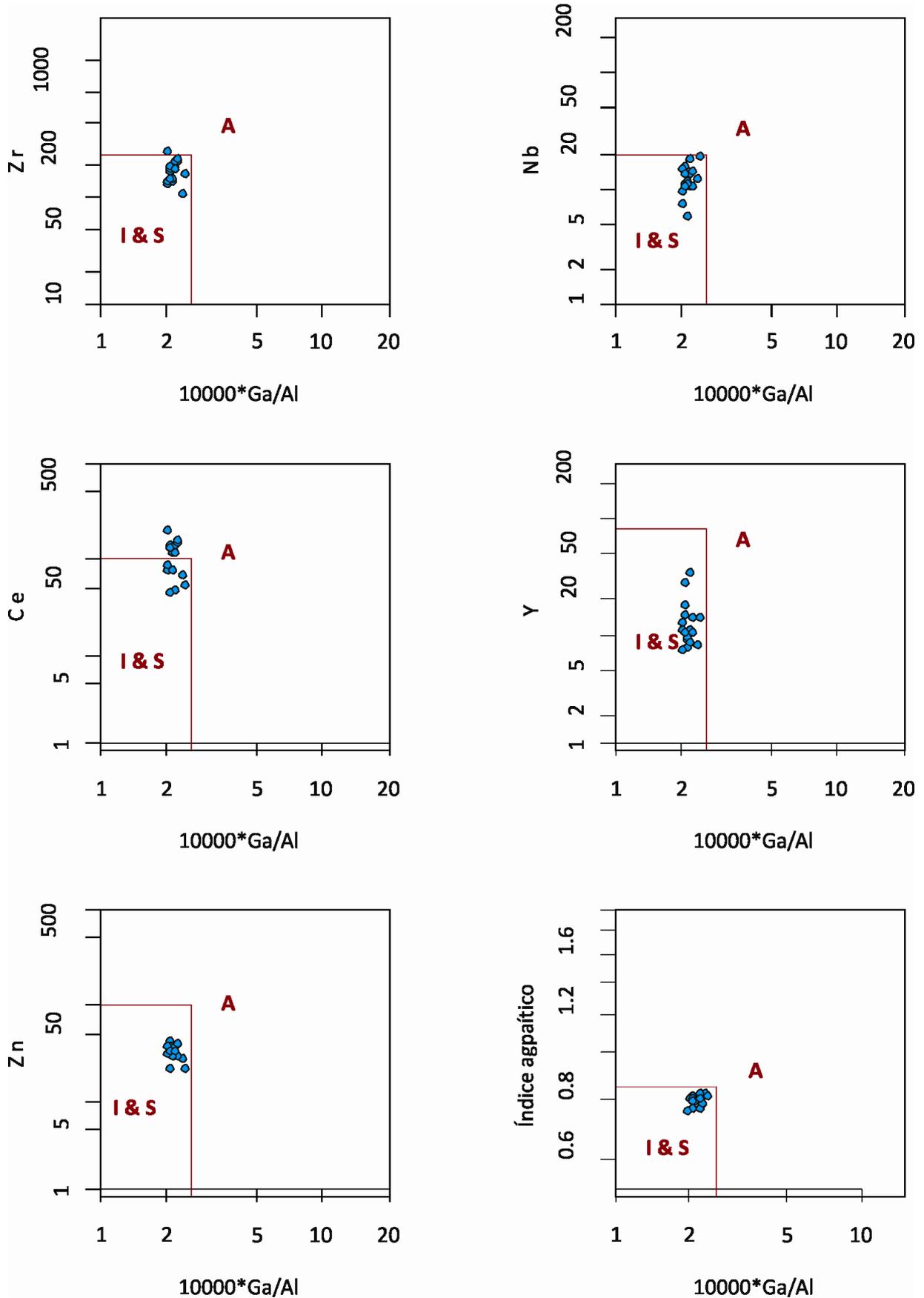


Figura 21 – Diagrama de classificação de granitos do Tipo-A de Whalen *et. al.* (1987). A – Granitos do Tipo-A. I – Granitos do Tipo-I. S – Granitos do Tipo-S.

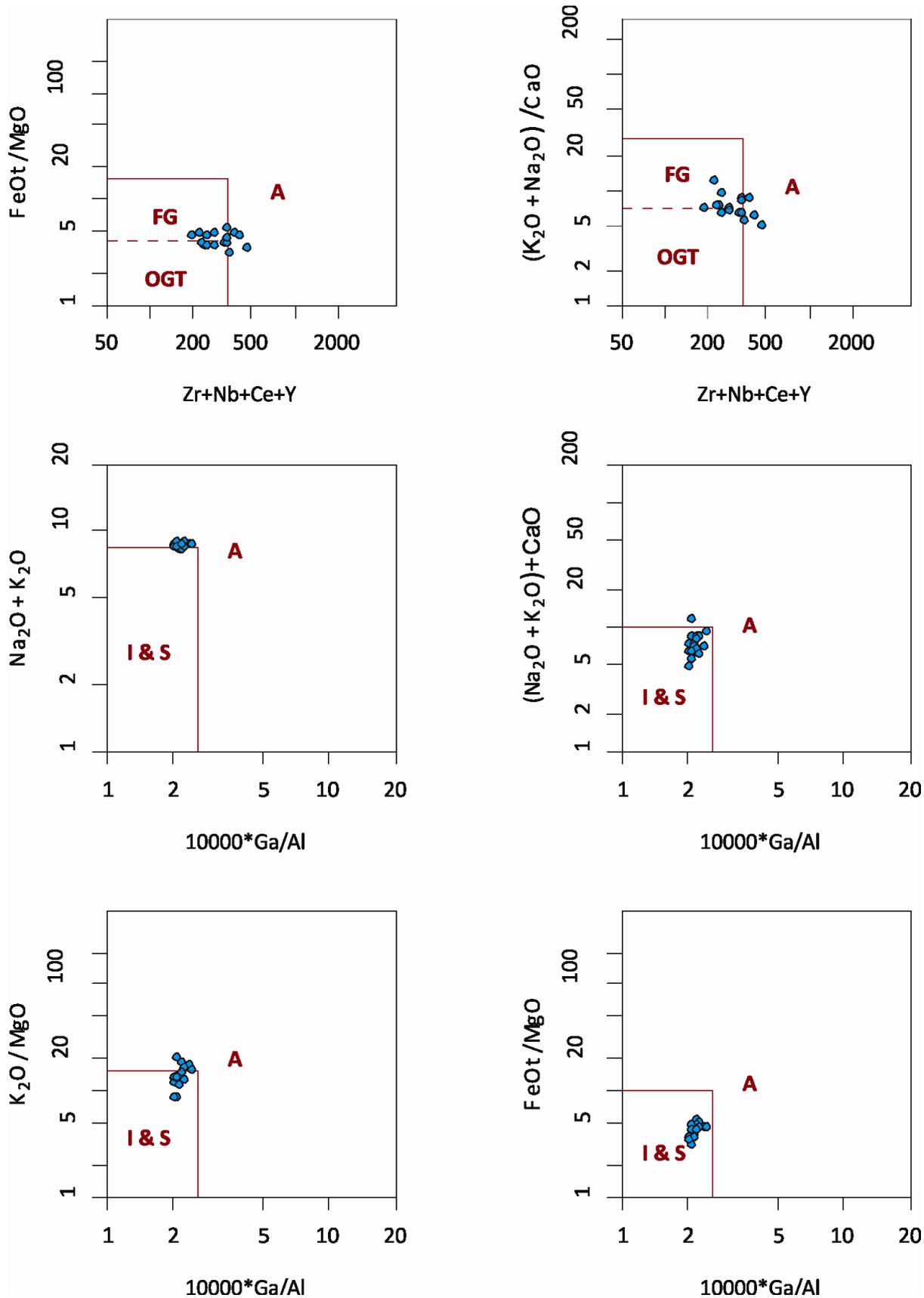


Figura 22 – Diagrama de classificação de granitos do Tipo-A de Whalen *et. al.* (1987), mostrando um carácter transicional do campo de granitos sub-alcálinos para granitos do Tipo-A.

De acordo com os critérios de Whalen *et. al.* (1987) as rochas estudadas situam-se predominantemente no campo de rochas subalcalinas, porém mostrando uma tendência de deslocar-se para o campo dos granitos do Tipo-A ou dos granitos intra-placa (Figuras 21 e 22). Os teores relativamente elevados de Nb e Zr ilustram bem esse caráter transicional das rochas do GCM.

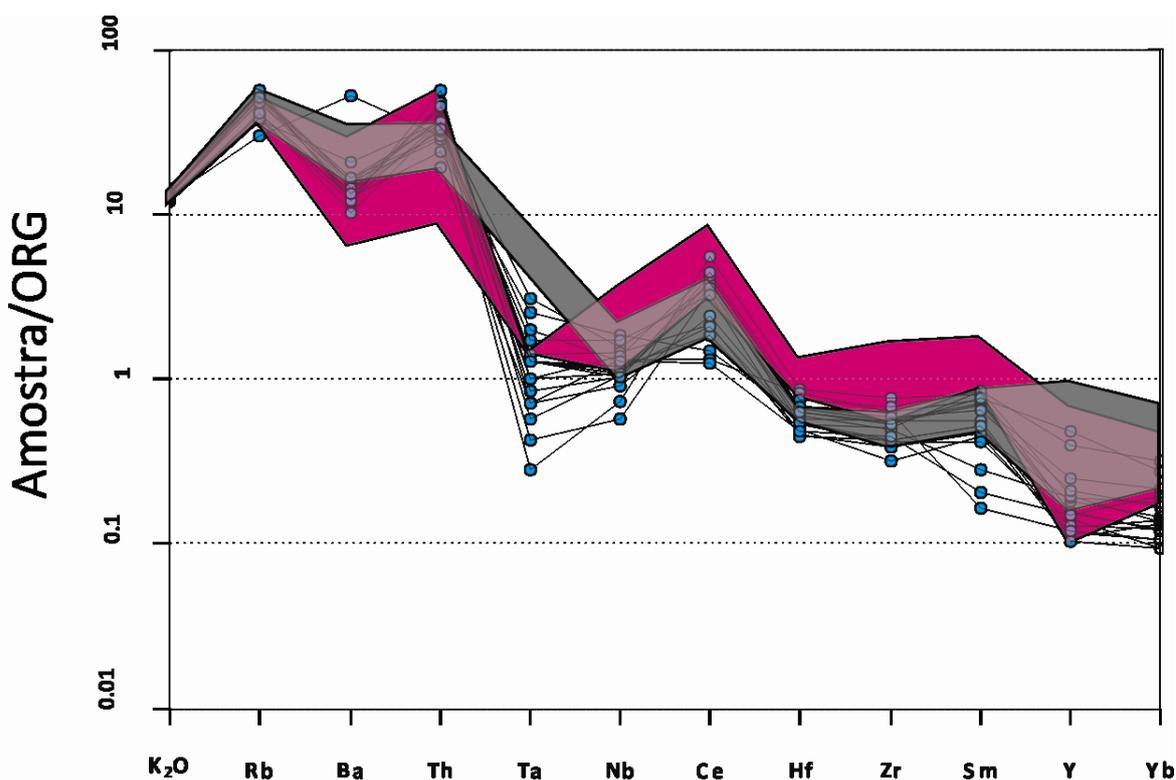


Figura 23 - Diagrama de Pearce *et. al.* (1984) comparando as análises do GCM (círculos azuis) com um granito de cadeia meso-oceânica (ORG). O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

De acordo com o diagrama que compara as rochas estudadas com um granito padrão de cadeia meso-oceânica (ORG), conforme proposto por Pearce *et. al.* (1984) (Fig. 23), o GCM apresenta teores de K<sub>2</sub>O, Rb, Ba e Th cerca de trinta a quarenta vezes maior que o ORG. Os teores de Ta e Nb apresentam similaridade aos teores do ORG. O Ce apresenta um teor de três a quatro vezes o valor do ORG, enquanto Y e Yb mostram teores menores que os do ORG.

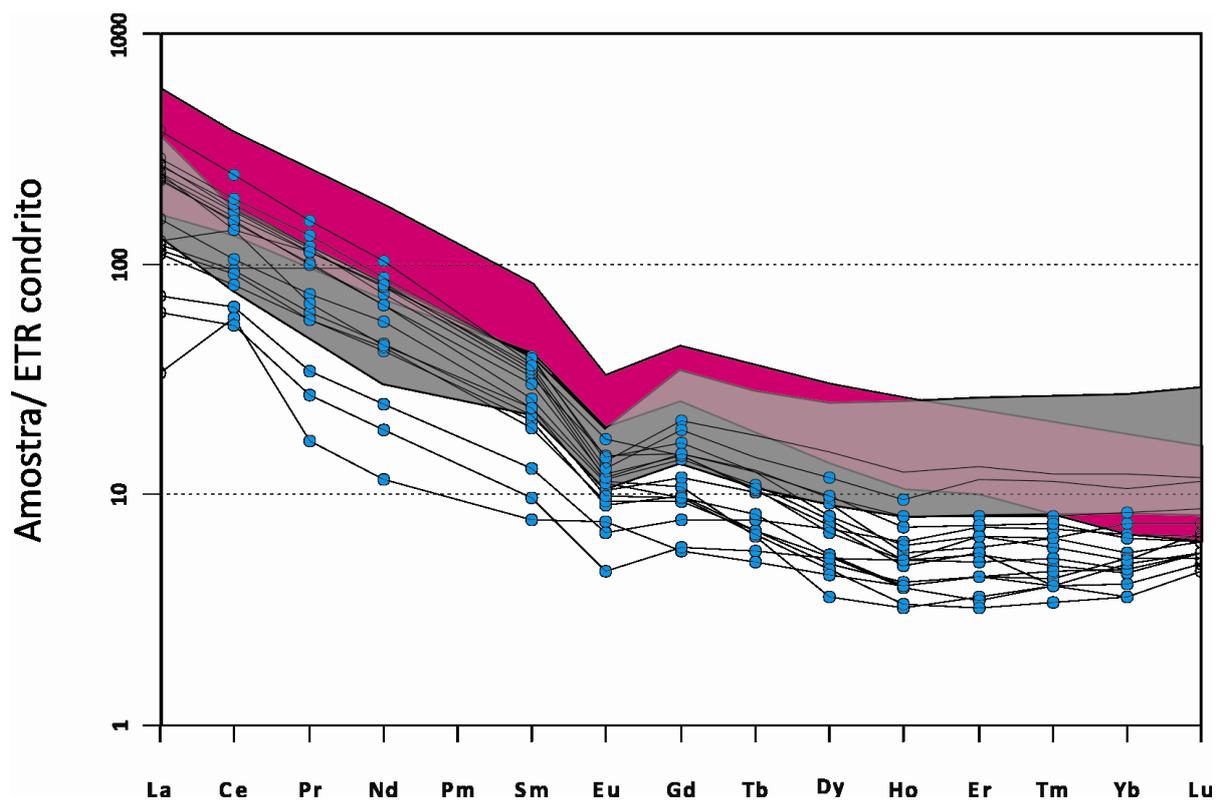


Figura 24 - Diagrama de Boynton (1984), mostrando os padrões dos elementos terras raras do GCM (círculos azuis), normalizados para o condrito, mostrando um enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados. O campo em rosa representa as análises do Granito Rio Pequeno e o campo cinza representa as análises do Granito Serra dos Macacos.

Analisando a distribuição dos elementos terras raras normalizados para o condrito (Boynton, 1984) diagrama da figura 24, nota-se um enriquecimento do terras raras leves em relação aos pesados, o que é notável fazendo a razão de Ce/Yb normalizado = 18,53. O teor de Ce normalizado fica entre 54 e 242. O diagrama mostra também uma leve anomalia negativa de Eu.

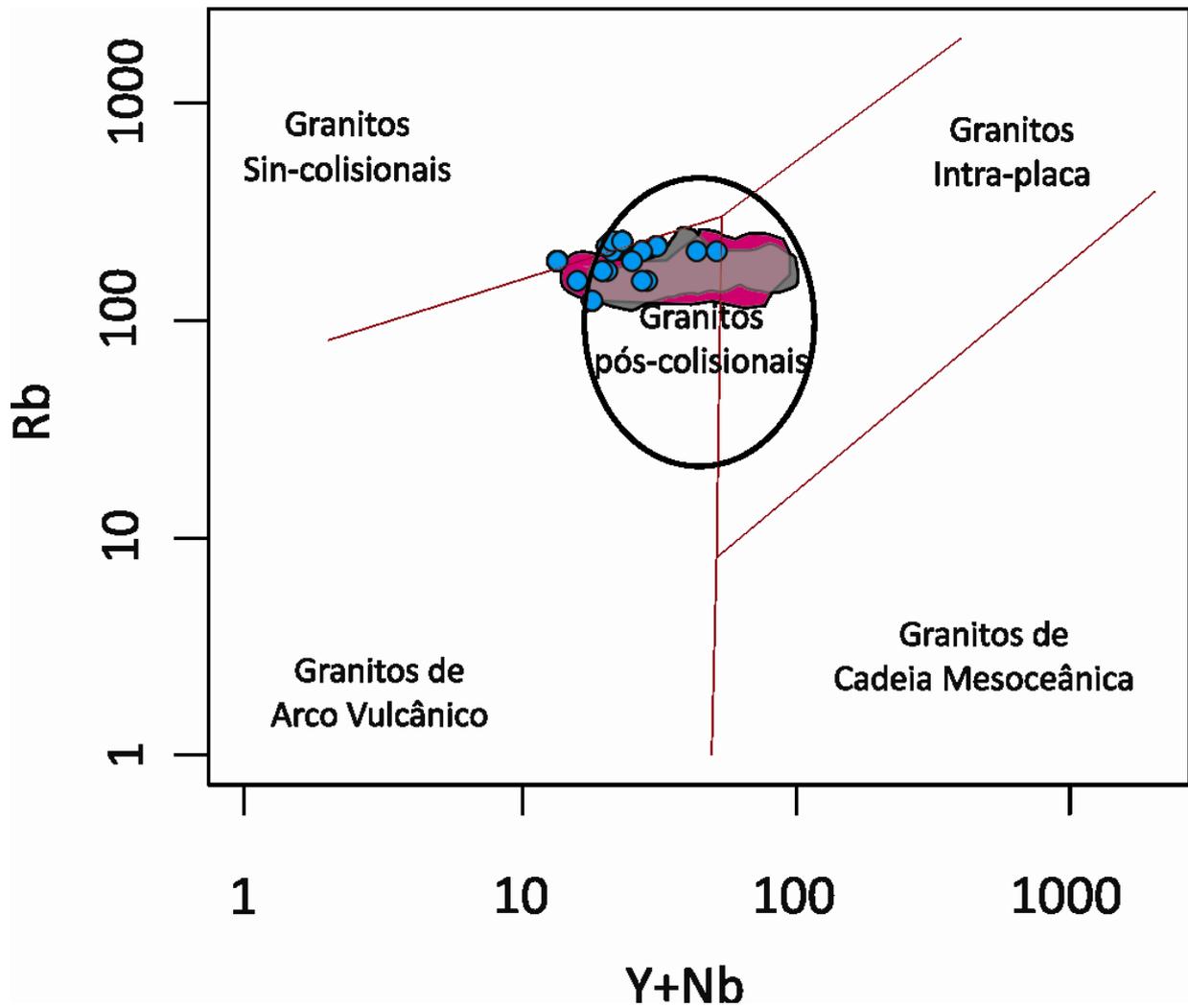


Figura 25 – Diagrama discriminante de ambiente tectônico de granitos proposto por Pearce *et. al.* (1996), mostrando as rochas do GCM (círculos azuis) predominantemente no campo de rochas de ambiente pós-colisional. O campo em rosa representa as análises do Granito Serra dos Macacos e o campo cinza representa as análises do Granito Rio Pequeno.

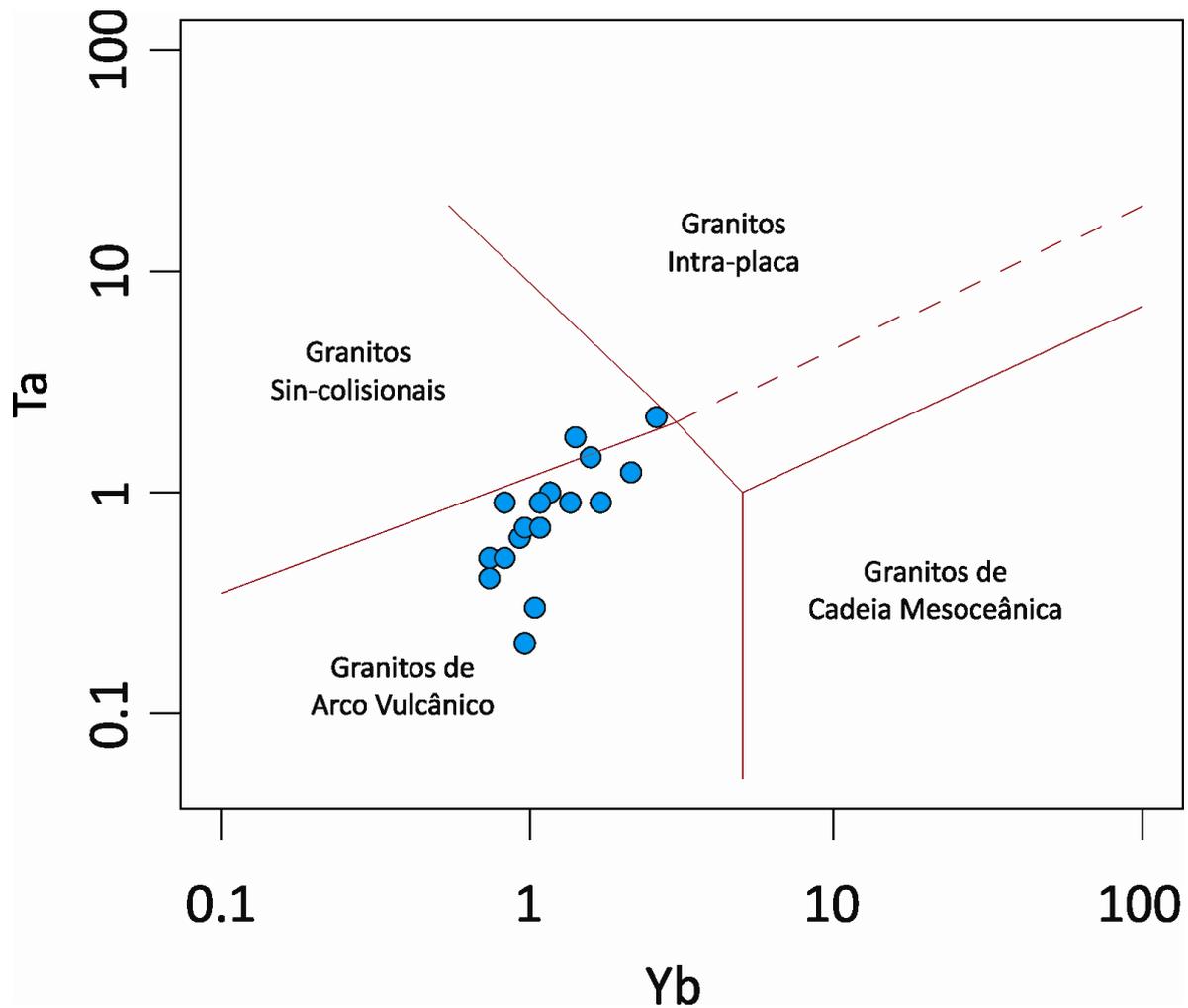


Figura 26 – Diagrama discriminante de ambiente tectônico de granitos proposto por Pearce (1984), mostrando claramente a transição das rochas graníticas estudadas de um ambiente de arco vulcânico, passando por um ambiente sin-colisional e tendendo a passar para um ambiente intra-placa.

Em gráficos discriminantes de ambiente tectônico, como os propostos por Pearce *et. al.* (1984, 1996), ilustrados nas figuras 25 e 26 levando em consideração respectivamente os teores de Rb vs Y+Nb e Ta vs Y, indicam que as rochas estudadas são relacionadas a um ambiente pós-colisional. E, em ambos os gráficos é possível ver uma distribuição das amostras analisadas entre ambiente de arco vulcânico e sin-colisional, transicionando para um ambiente intra-placa.

As temperaturas de cristalização do zircão obtidas nas curvas de solubilidade propostas por Watson e Harrison (1983), indicam valores em torno de 795°C.

## **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 CCSB, conforme interpretado por Peternell *et al.* (2010). O fato de encontrarmos uma zona de cisalhamento subvertical de direção NNE-SSW, com cinemática de transtração sinistral, controlando a intrusão do GCM, permite interpretá-la como uma zona subordinada às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, ambas de direção NE-SW (Fig. 27). Isso explica as estruturas de deformação com indicadores cinemáticos sinistrais, como dobras de cisalhamento, zenólitos estirados e caudas de recristalização assimétricos, assim como as zonas de abertura e alívio encontradas no GCM e descritas nesse trabalho.

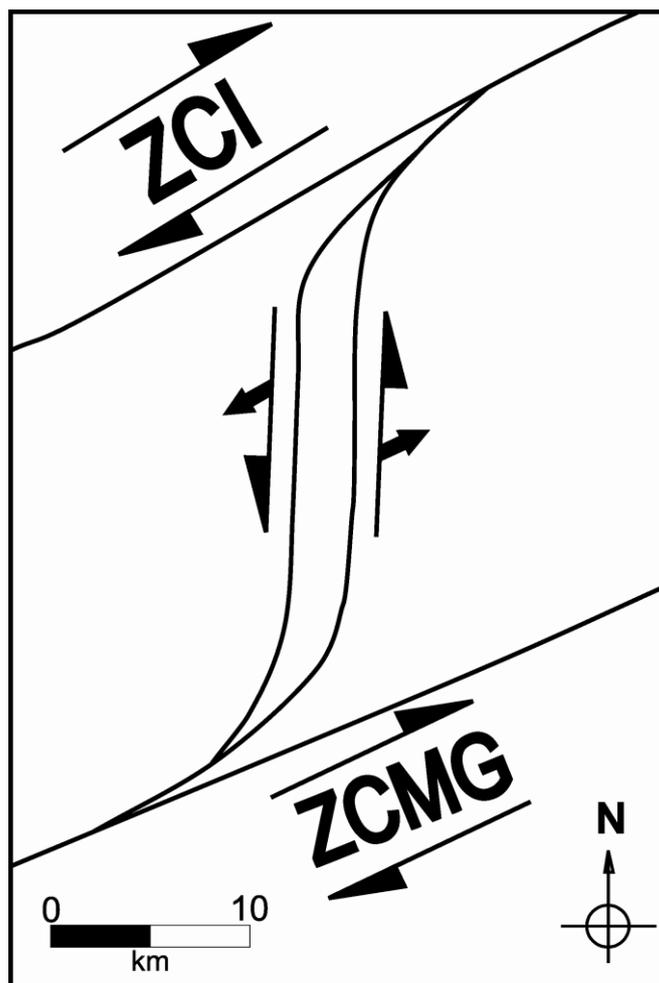


Figura 27 – Representação hipotética do posicionamento da zona de cisalhamento que afeta o GCM, em relação às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, indicando uma transtração sinistral.

O par S-C do GCM 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.

A deformação rúptil encontrada no CC e no GI próximo aos contatos com o GCM é 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, o magma sofreu *strain*

*softening* e absorveu a tensão da zona de cisalhamento, evitando assim uma cataclase generalizada das encaixantes.

A temperatura de saturação em Zr obtida a partir das curvas de solubilidade de Watson e Harrison (1983) e o caráter precoce dos cristais de zircão identificados na petrografia sugere uma temperatura liquidus da ordem de 795°C para o Granito Corre-mar.

Feições de deformação de alta temperatura, como cristais de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, e de K-feldspato com textura granoblástica poligonal grossa, ainda que localmente, indicam que o sistema sofreu deformação em temperaturas da ordem de 650°C (Khrull, 1996; Passchier e Trouw, 2000), 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 reliquiares grandes e ausência de minerais metamórficos, conclui-se que esta deformação é de caráter magmático e que a mesma se dá ao longo da cristalização.

Já a recristalização fina, bem desenvolvida e distribuída homoganeamente no GCM, é 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 *bulldging*; 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 xistos verdes. Esta deformação de baixa temperatura é 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.

Os dados geoquímicos do Granito Corre-mar foram comparados com os do Granito Serra dos Macacos e do Granito Rio Pequeno, levando em conta que também são granitóides sintranscorrência, com cinemática de posicionamento

parecida com a do GCM. É possível notar semelhanças que sugerem uma fonte parecida para esses granitóides.

O conteúdo de alumina sobre álcalis é muito semelhante, assim como o caráter levemente peraluminoso dessas rochas, conforme o diagrama de Shand *et. al.* (1943). Os três granitóides coincidem também no diagrama de classificação geotectônica proposto por Pearce *et. al.* (1996), todos indicando um ambiente pós-colisional, com uma transição de ambiente de arco vulcânico para ambiente intraplaca. Na análise dos elementos terras raras no diagrama de Boynton *et. al.* (1984), os três granitos têm comportamento parecido, com um enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, e uma leve anomalia negativa de Eu.

Os dados colocados no diagrama proposto por Pearce *et. al.* (1984) sugerem uma fonte comum para esses granitos, devido ao conteúdo similar de elementos de comportamento muito diferente. O diagrama de Winchester & Floyd (1977) corrobora a idéia de uma fonte comum, mostrando magmas de composição predominantemente traqui-andesítica para os três granitos.

Assim, a integração da geologia estrutural de detalhe e da petrologia permite afirmar que o magmatismo do Granito Corre-mar é sintectônico a uma zona de abertura relacionada às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí, cinemática de posicionamento muito semelhante à dos granitos Serra dos Macacos e Rio Pequeno. Estes mostram assinaturas geoquímicas que sugerem uma mesma fonte comum ao GCM, 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.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1977. *Províncias Estruturais Brasileiras*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande, SBG, p. 363-391.

Basei, M.A.S., 2000. *Geologia e Modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*.(Livre Docência Thesis). IGC/USP, São Paulo, 123 pp. (Unpublished).

Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Duniy, L., Sato, K., 2010. *Polycyclic evolution of the Camboriu Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil*. In: VII South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI. Brasília : CD-ROM.

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, São Paulo, v.30, n. 1, p. 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. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: P. Henderson. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p 63-114.

Florisbal, L. M. F., Janasi, V. A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2011a. *Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brasil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. Precambrian Research* (submetido).

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

Gregory, T.R. 2007. *Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos*. Porto Alegre, 54p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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.

Hibbard, M. J. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall. 1995. 604p.

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.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 2000. 366 p.

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*, v. 25, p. 956-983.

Pearce, J.A., 1996. *Sources and settings of granitic rocks*. *Episodes* 19, 120-125.

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.

Philipp, R.P., Massonne, H.J., Teye, T., and Campos, R.S., 2009, *U-Th-Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the etapelitic gnaisses 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*, p. 289–291.

Pryer, L. L. & Robin, P.- Y. F. 1995: *Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite*. *Journal of metamorphic Geology*, 14, 645-58.

Pryer, L. L. & Robin, P.- Y. F. 1996: *Differential stress control on the growth and the orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator*. *Journal of structural Geology*, 18, 1511-66.0

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

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. da, Armstrong, R., Pimentel, M.M, Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z. 2002a. *Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena*. Revista Brasileira de Geociências 32(4), 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.

UFRGS 2000b. *Mapeamento Geológico 1:25000 de parte da folha Camboriú (MI2894/2)*, SC. Porto Alegre. 1 vol., 3 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul

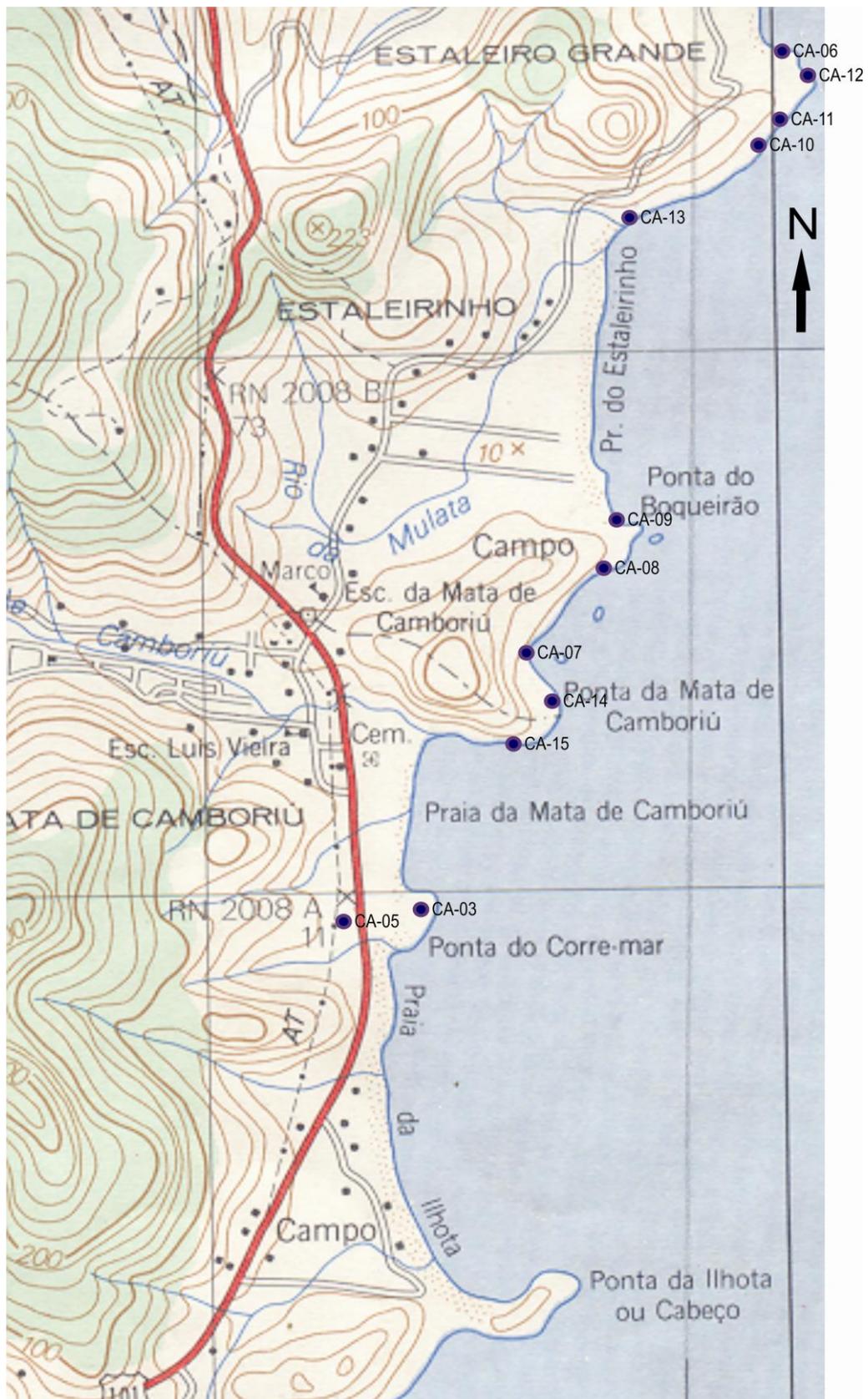
Vernon, R. H., 2004. *A practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press. 594 p.

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

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

Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977, *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*: Chemical Geology, v. 20, p. 325-343.

## Anexo 1 – Mapa de pontos



## **Anexo 2 – Tabela de dados geoquímicos**