

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

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO METAGRANITO CAPANÉ NO
COMPLEXO PORONGOS, CACHOEIRA DO SUL, RS.**

GUSTAVO ZVIRTES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Volume I

Porto Alegre – 2014

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

ANÁLISE ESTRUTURAL DO METAGRANITO CAPANÉ NO COMPLEXO PORONGOS, CACHOEIRA DO SUL, RS.

GUSTAVO ZVIRTES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Roberto Sax de Campos - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina

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

Porto Alegre - 2014

CIP - Catalogação na Publicação

Zvirtes, Gustavo
Análise Estrutural do Metagranito Capané no Complexo
Porongos, Cachoeira do Sul - RS / Gustavo Zvirtes.- 2014.
60 f.

Orientador: Ruy Paulo Philipp.

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

1. Geologia Estutural. 2. Petrografia. 3.
Geotectônica. I. Philipp, Ruy Paulo, orient.

Ao meu avô, Olavo Oterno Ruppenthal,

o “Vô Têno”.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo excelente ensino e estrutura proporcionados, os quais serão retribuídos na forma de serviços e conhecimentos para a melhoria de nossa sociedade e da Terra.

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para que este trabalho se concretizasse. Agradeço a minha família, meu tio Eduardo pela amizade, incentivo e ensinamentos. Minha irmã Maria pelo amor e amizade sempre. Minha esposa Rebeca Terra, que me incentivou, ajudou e sempre me apoiou nos momentos mais difíceis dessa jornada. E é claro agradeço minha mãe Isolde por todo suporte, carinho e amor. Sem vocês eu não teria chegado até aqui.

Obrigado aos Geólogos que ajudaram na construção deste trabalho como Felipe Guadagnin, Farid Chemale Jr., Eduardo Camozzato, e, em especial ao meu grande amigo e orientador Ruy Paulo Philipp pelos grandes ensinamentos em geologia, pelos excelentes trabalhos de campo, pelas dicas musicais e pelas conversas descontraídas em um ótimo ambiente de trabalho.

Agradeço também a todos os grandes amigos e colegas de aula e trabalho, alguns geólogos outros ainda não, como os irmãos Felipe (Guada) e Eduardo Guadagnin (Fumaça), Luciano Alessandretti (o Feijão), Heiny Paim Closs (Passarinho), Tiago Gregóry (o Táta), Betinho, Luana, Manzi, Marco Antônio, Dany Boy, Maciel, Bórba, Cristão, Stalone, Borracha, Sandro (o Jaca), Francisco Molina Bom (Jesus), Giuseppe Betino De Toni (o Pépe), Amós, Pirita, Féra, Dóda, Fontana, Luquito, Aldem, Olavo, Manuela Bálico, Manu, Tamy, Panca, Tchaco Boy, Diegão e todos amigos do grandioso e mágico CAEG, que ajudaram com os debates geológicos, as incríveis saídas de campo, as discussões sobre o mundo e grandes festas por todos estes anos inesquecíveis.

Quero agradecer ao Programa de Formação de Recursos Humanos - PRH 215 da Petrobrás por todo apoio. Desde a minha bolsa de estudos até os auxílios de saída de campo, apresentação de trabalhos em eventos Nacionais e Internacionais e em tudo que foi necessário para produzir esta dissertação. Obrigado a Luana Portz por todo apoio.

E para finalizar, gostaria de agradecer a nossa Mãe Terra, da qual todos nascemos, como os granitos que nascem de fontes variadas. Crescemos e vivenciamos nossas experiências de vida que nos transformam a cada dia, como esse granito que passa por eventos tectônicos, se deformando e metamorfisando ao longo de sua história. Até a hora de morrermos e retornarmos a Terra, como o mesmo granito deformado, que com o tempo é intemperizado, erodido e depositado como sedimentos até que outro ciclo recomece. Obrigado Geologia!

RESUMO

A análise estrutural é uma importante ferramenta na reconstrução de configurações tectônicas, especialmente em terrenos com complexa evolução estrutural, como o Cinturão Dom Feliciano, onde múltiplos eventos metamórficos e fases de deformação se sobrepõem durante sua construção. A análise estrutural do Metagranito Capané e suas relações com o Complexo Porongos são discutidas a partir do mapeamento geológico e da petrografia, integrados com a análise tectônica. O Complexo Porongos (CP) é constituído por quartzitos, xistos pelíticos, mármore e rochas calci-silicáticas intercalados com metavulcânicas ácidas a intermediárias. No interior do CP ocorrem corpos graníticos de formas tabulares, deformados e alongados segundo a direção NNE, com foliação milonítica paralela à foliação metamórfica de fácies xisto verde a anfibolito das rochas encaixantes. Posicionado no flanco oeste da Antiforme Capané, ao norte do complexo, o Metagranito Capané é um pertita granito milonítico, com contatos intrusivos em quartzitos e metapelitos. A intensa milonitização que afetou o granito está associada à atuação de zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes. O granito apresenta texturas ígneas preservadas de modo localizado e uma foliação milonítica de direção NE bem desenvolvida mergulhando em média de 30° para WNW. A lineação de estiramento mergulha em baixo ângulo (<10°) para SSW, semelhante às lineações das suas encaixantes. Os porfiroclastos de K-feldspatos foram parcialmente à completamente recristalizados e são manteados por fitas de quartzo estirados e K-feldspato recristalizado. Porfiroclastos de aegirina estão estirados na foliação milonítica por processos de quebra de grão e boudinagem. As texturas e estruturas observadas são típicas de milonitos de grau médio, condição equivalente à suas encaixantes. Indicadores cinemáticos mostram movimentação de topo para NE. Os dados petrográficos sugerem que o Metagranito Capané evoluiu a partir de um magma alcalino, provavelmente posicionado antes do desenvolvimento das principais fases de deformação da Antiforme Capané (S1 e S2). A milonitização do granito está associada à evento deformacional compressivo de movimentação oblíqua a transcorrente, relacionado a etapa final de colisão entre os Crátons Rio de La Plata e Kalahari, durante a evolução pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano.

ABSTRACT

The structural analysis is an important tool in the reconstruction of tectonic settings, especially in terrains with complex structural evolution, as the Dom Feliciano Belt, where multiple metamorphic events and deformation phases overlap during its construction. Structural analysis of Metagranite Capané and their relationships with metavolcanosedimentary rocks of Porongos Complex is discussed from geological mapping, structural geology and petrography, integrated with regional tectonic features. The Porongos Complex (PC) consists of quartzite, pelitic schists, marbles and calc-silicate rocks interleaved with acid to intermediate metavolcanic rocks. Over complex deformed and elongated tabular granitic bodies occur according to the NNE direction with mylonitic foliation parallel to the metamorphic foliation of the green schist to amphibolites facies of the host rocks. Positioned on the west flank of Capané Antiform on north of the complex, Capané Metagranite is represented by mylonitic perthite granite which is intrusive in quartzites and metapelites. The intense mylonitization is associated with the development of oblique and strike-slip shear zones. The granite textures range from well preserved igneous to well-developed mylonitic foliation dipping on average 30° to WNW. The stretching lineation plunges at low angle ($<10^\circ$) for SSW, similar to their host rocks. In thin section porphyroclasts of K-feldspars were partially to completely recrystallized and are mantled by ribbons of quartz and recrystallized K-feldspar. Porphyroclasts of aegirine were stretched in mylonitic foliation drawn by processes of grain breakage and boudinage. Such textures and structures are typical of medium-grade mylonites, equal their host rocks. Kinematic indicators indicate tectonic movement top to NE. The petrographic data it is suggested that the Capané Metagranite have mineralogical characteristics of alkaline magmas probably positioned before the development of the main deformation phases of Capané Antiform (S1 and S2). The granite mylonitization occurred in compressive deformational event with oblique- transcurrent movement, still associated with the collision between the Rio de La Plata and the Kalahari cratons during the period of post-collisional evolution of the Dom Feliciano Belt.

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT	2
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	4
CAPÍTULO I - Introdução	5
1. Contexto Geológico e Trabalhos Anteriores	6
2. Sobre Metamorfismo e Deformação de Rochas Graníticas	7
3. Sobre a Milonitização.....	10
4. Análise Estrutural.....	13
5. Metodologia	14
5.1 <i>Revisão bibliográfica</i>	15
5.2 <i>Sensoriamento Remoto e Dados Geológicos em base SIG</i>	15
5.3 <i>Mapeamento Geológico</i>	16
5.4 <i>Petrografia</i>	16
5.5 <i>Geologia Estrutural e Análise tectônica</i>	18
CAPÍTULO II – Artigo Submetido.....	19
Resumo.....	20
Abstract.....	21
1. Introdução	22
2. Metodologia.....	24
3. Contexto Geológico Regional.....	24
4. Geologia do Complexo Porongos.....	27
4.1 <i>Geologia Regional e relações estratigráficas</i>	27
4.2 <i>Arcabouço Estrutural</i>	29
5. Geologia do Metagranito Capané.....	32
5.1 <i>Relações estratigráficas</i>	32
5.2 <i>Petrografia</i>	35
5.3. <i>Análise Estrutural</i>	40
5. Conclusões.....	46
CAPÍTULO III	51
1. Considerações finais.....	51
2. Bibliografia	52

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação, intitulada “Análise Estrutural do Metagranito Capané no Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS”, está dividida em três Capítulos.

No Capítulo 1 é apresentada a problemática envolvida na avaliação estrutural e petrológica do magmatismo alcalino em sequências vulcanossedimentares metamorfisadas do Complexo Porongos. Este capítulo é subdividido em: 1. Contexto Geológico e Trabalhos Anteriores; 2.; Sobre Metamorfismo e Deformação de Granitos; 3. Sobre a Milonitização; 4. Análise Estrutural; 5. Metodologia.

No Capítulo II é apresentado o artigo científico, cujo manuscrito foi submetido a revista *Pesquisas* sob o título “Análise Estrutural do Metagranito Capané no Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS”. A carta de recebimento encontra-se na primeira seção do Capítulo II. O Artigo é dividido em: 1. Introdução; 2. Metodologia; 3. Contexto Geológico; 4. Geologia do Complexo Porongos; 5. Geologia do Metagranito Capané; 6. Conclusões e finalizando com as referências bibliográficas do artigo.

No Capítulo III são apresentadas sucintamente as principais conclusões da dissertação no primeiro item. No segundo item são apresentadas as referências bibliográficas utilizadas na dissertação.

CAPÍTULO I

Introdução

A análise estrutural e a petrologia são ferramentas cruciais nos estudos da evolução geotectônica de qualquer ambiente geológico. Tais ferramentas permitem aos pesquisadores avaliar e interpretar informações e identificar fases deformacionais, paleotensões, paragêneses minerais, modelos geométricos e evolutivos, entre outros.

A análise tectônica de uma determinada área envolve o estudo das associações petrológicas existentes e as configurações geométricas, dinâmicas e cinemáticas em escalas de cinturões orogênicos até estruturas e texturas visíveis apenas ao microscópio. No caso de cinturões orogênicos os processos deformacionais são, geralmente, acompanhados dos processos metamórficos que mudam a composição química e mineralógica das rochas, assim como suas estruturas e texturas originais. Essas mudanças nas condições físicas e químicas ocorrem geralmente em resposta a dinâmicas geológicas de grande escala, relacionadas à movimentação tectônica de placas que afetam rochas crustais e mantélicas (Bucher & Grapes, 2011).

A área de estudo está localizada no Cinturão Dom Feliciano, um cinturão orogênico Neoproterozóico, gerado a partir de episódios acrescionários, colisionais e pós-colisionais (transcorrentes e extensionais) durante a construção da porção SW do Gondwana durante o Neoproterozóico, entre os períodos Toniano e Ediacarano (Babinski *et al.*, 1996, Salmann *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2013).

O Complexo Porongos (CP), localizado na porção central do Estado do Rio Grande do Sul, é uma das principais unidades do Terreno Tijucas. Registra uma sucessão metassedimentar intercalada tectonicamente com rochas metavulcânicas. Estas unidades foram submetidas a metamorfismo regional orogênico de fácies xisto verde a anfíbolito superior causado por movimentação tectônica convergente entre o Cráton Rio de La Plata e o Cráton Kalahari durante o Ciclo *Brasiliano/Pan-Africano* (900-540 Ma). Foram identificados inúmeros corpos graníticos no Complexo Porongos. Estes granitos estão posicionados ao longo da foliação metamórfica de suas encaixantes e estão deformados, comumente mostrando textura milonítica.

O trabalho da dissertação compreende a análise tectônica de peritita granito milonitizado, denominado Metagranito Capané (MC), através de mapeamento lito-estrutural e análise microtectônica. O objetivo é definir suas condições de posicionamento e deformação na crosta, determinar os mecanismos e intensidades deformacionais que atuaram para materializar as feições texturais e estruturais presentes e definir as possíveis paleotensões e condições cinemáticas tectônicas envolvidas. Estes estudos definem, de maneira localizada, eventos ígneos e metamórficos no Complexo Porongos assim como a descrição e definição de processos deformacionais por zonas de cisalhamento as quais o MC foi submetido.

1. Contexto Geológico e Trabalhos Anteriores

O Escudo Sul Riograndense (ESRG) é resultado de processos de geração e deformação de crosta continental e de fontes mantélicas, cujas maiores contribuições são registradas em dois principais ciclos orogênicos, o ciclo Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o ciclo Brasileiro (900-535 Ma).

As associações de rochas contidas no escudo foram colididas seqüencialmente, contribuindo para o crescimento da porção sul do continente Sul-americano. Sendo, provavelmente o Néoproterozóico, o período formador das associações petrológicas e feições deformacionais orogênicas encontradas na área de estudo.

O ESRG é dividido em quatro unidades geotectônicas de acordo com suas características estruturais, geofísicas, geoquímicas, geocronológicas e petrológicas. O Terreno Taquarembó como unidade representativa de um fragmento do Cráton Rio de La Plata, ocorrendo ao extremo sudoeste do Estado. O Terreno São Gabriel, representando o fechamento de um oceano e a criação de arcos magmáticos, constitui o setor ocidental do Cinturão Dom Feliciano (CDF). O Terreno Tijucas, na porção central do CDF, é constituído por uma bacia vulcano-sedimentar, representada pelo Complexo Porongos (CP), depositada sobre embasamento granito-gnáissico Paleoproterozóico do Complexo Encantadas. Estas unidades foram deformadas e metamorfasadas durante a colisão Brasileira-Pan-Africana no fim do Neoproterozóico. O Batólito Pelotas (BP), que ocorre no extremo leste do CDF, é composto por suítes granitóides constituídas por múltiplas intrusões graníticas Brasileiras com septos do embasamento mais antigo. A construção do batólito esta associada a atuação de zonas de cisalhamento dúcteis principalmente

durante os períodos sin e pós-colisional entre a movimentação dos Crátons Rio de La Plata e Kalahari no final do ciclo Brasileiro (Philipp e Machado, 2005; Philipp *et al.* 2000, ; Philipp *et al.*, 2007).

O Metagranito Capané, que ocorre no flanco oeste da Antiforme Capané ao norte do CP, constitui um corpo alongado segundo a direção N20°E, de forma lenticular, com largura variando entre 300 e 600 metros e comprimento de 4 km, bordado pelo Arroio Capané a oeste. Está intercalado tectonicamente com rochas metavulcanossedimentares do CP, e está intensamente deformado, com estruturas de foliação milonítica e lineação de estiramento orientadas de modo concordante com as suas rochas encaixantes.

Os primeiros estudos no MC foram realizados por Camozzato *et al.*, (1977) e Hartmann & Jost (1980), onde o metagranito foi interpretado como um meta-arcóseo. Nos trabalhos de Marques *et al.*, (1998) essas rochas foram denominadas de Gnaisses Capané e interpretadas como de origem ígnea, cujo magmatismo foi associado a um evento extensional anterior ou concomitante à formação da bacia do CP (Marques, 1996; Marques *et al.*, 1998).

2. Sobre Metamorfismo e Deformação de Rochas Graníticas

A definição do metamorfismo em rochas graníticas é de difícil reconhecimento devido à baixa capacidade de sua composição química de responder as variações de pressão (P) e temperatura (T), através do surgimento de minerais índices. Por outro lado, a deformação de tais rochas gera feições com padrões irregulares, difíceis de ser distinguidos das deformações primárias do estado sub-solidus. Por essas limitações o melhor critério para o reconhecimento de eventos metamórficos regionais sobre rochas graníticas, seria a utilização conjunta de feições estruturais e micro-estruturais que acompanham transformações mineralógicas presentes nas rochas graníticas (Nardi & Bitencourt, 1986).

A deformação regional se distribui de forma heterogênea nas rochas graníticas, sendo possível a identificação de diferentes estágios, de acordo com o grau de ductibilidade e a intensidade da deformação. Sendo assim, fatores como o grau de desenvolvimento da foliação, o caráter penetrativo da deformação e a intensidade das transformações texturais podem ser critérios para identificar diferentes estágios deformacionais, desde o estágio não-deformado até estágios de deformação avançada. No Metagranito Capané, que está posicionado em meio a

metassedimentos em grau médio de metamorfismo, observa-se o registro da atuação de diferentes graus de intensidade de deformação.

As transformações mineralógicas decorrentes do metamorfismo dependem, fundamentalmente, da composição mineralógica do protólito e das condições de hidratação. Tais transformações, freqüentemente parciais, envolvem processos de recristalização acompanhada de redução do tamanho de grão (cominuição). Embora não existam dados para o estabelecimento de uma mineralogia índice para o metamorfismo progressivo de rochas graníticas, o aumento das condições de metamorfismo pode ser avaliado com base na evolução de determinadas texturas e transformações mineralógicas. Para rochas graníticas sugere-se o prefixo (meta), quando são observadas amplas transformações da mineralogia magmática por eventos metamórficos (Nardi & Bittencourt, 1986).

O estudo de rochas graníticas deformadas é totalmente dependente das estruturas geradas e do grau metamórfico atuante. Cada mineral reage de maneira diferente perante as variações de diversas condições como, por exemplo, pressão, temperatura, taxa de deformação (strain) e intensidade de estresse diferencial. No caso do MC são observadas especialmente as transformações texturais e mineralógicas de quartzo, do feldspato e do piroxênio.

Em condições de grau muito baixo, o quartzo e os feldspatos se deformam por fraturamento rúptil. Observações microestruturais sugerem que os feldspatos são mais fracos ao quartzo nestas condições devido aos planos de clivagem que reduzem sua força de resistência a deformação. Uma foliação cataclástica de aglomerados de grãos cataclasados e orientação de filossilicatos é comumente desenvolvida.

Em condições de grau baixo, os feldspatos ainda são rúpteis enquanto o quartzo deforma ductilmente por deslocamentos do tipo deslizamento e rastejamento (*dislocation glide and creep*). Neste caso, a relação de resistência a deformação é inversa, com o quartzo menos resistente e os feldspatos deformando por desenvolvimento de estruturas do tipo manto e núcleo, onde o núcleo mostra evidências de fraturamento rúptil e extinção ondulante desigual. O quartzo, geralmente, envolve os grãos de feldspatos e se deforma mais homoganeamente. Os grãos de quartzo reliquiares mostram, em seu núcleo, abundantes subgrãos, que lateralmente passam para novos grãos recristalizados (Passchier & Trouw, 1996).

Seguindo as descrições destes autores, nas condições de grau médio para o alto grau, o quartzo e feldspatos são deformados por *dislocation creep* auxiliado por

processos de difusão e recristalização. Ambos minerais podem gerar fitas monominerálicas ou poliminerálicas, gerando na rocha uma aparência bandada. Os feldspatos também apresentam subgrãos em seus núcleos de grãos mais antigos e uma transição gradual do núcleo para uma borda com novos grãos finos recristalizados.

Em condições de alto grau os limites dos grãos de quartzo e dos feldspatos são fortemente curvados, com formas lobadas e até mesmo amebóides (Passchier , 1982a; Gower & Sibson 1992). Essa geometria é causada pelas condições dúcteis do alto grau, com um forte componente de transferência de massa por difusão no estado sólido (*Coble ou Navarro-Herring creep*), ou por rastejamento por precipitação de solução (Gower & Simpson, 1992).

Devido às dificuldades de determinar as condições de P e T nos estudos de metamorfismo de granitóides, a maior parte dos autores infere o grau metamórfico em função das associações mineralógicas determinadas nas encaixantes. Mas há uma limitação desta condição, visto que são necessárias informações muito precisas sobre a distribuição das zonas metamórficas das encaixantes e suas relações cronológicas (Nardi e Bitencourt, 1986). Alternativamente, autores como (Passchier e Trouw, 1996) indicam que as condições de recristalização do quartzo, do K-feldspato e do plagioclásio podem marcar limites relativamente definidos de temperatura. Segundo estes autores, a recristalização do quartzo inicia em temperaturas da ordem de 250° C, enquanto o K-feldspato começa a recristalizar aos 400-450 °C e, no plagioclásio, as condições de temperatura para o início da recristalização são da ordem de 550 °C.

No caso do Metagranito Capané, as encaixantes estão metamorfisadas na fácies xistos verdes a anfíbolito inferior, com a ocorrência de granada-muscovita-quartzo xistos e estauroлита-granada-muscovita xistos do CP. Quando a deformação do corpo granítico foi gerada por condições geológicas de zonas de cisalhamento dúctil, essa relação do grau metamórfico das encaixantes é mais questionável, sendo preferível optar por relações de transformações mineralógicas e graus de deformação crescentes observados em lâminas delgadas.

A investigação da evolução tectônica do MC envolve o reconhecimento dos eventos metamórficos e/ou deformacionais no corpo de granito milonítico, e é de fundamental relevância para a compreensão da evolução geológica de áreas orogênicas como o Cinturão Dom Feliciano. Granitóides submetidos a diferentes intensidades de metamorfismo e deformação produzem rochas com diferentes

características texturais, estruturais e mineralógicas, que podem ser geradas em circunstâncias geológicas diversas.

A identificação de eventos de metamorfismo e deformação regionais, desenvolvidos posteriormente, ou concomitantes no caso de processos sintectônicos, a intrusão de corpos graníticos, é procedida com base em aspectos, analisados conjuntamente, que são (i) modificações texturais e mineralógicas, (ii) feições estruturais meso e microscópicas da rocha, (iii) distribuição espacial de estruturas planares e/ou lineares e (iv) relação das estruturas observadas com as encaixantes.

3. Sobre a Milonitização

Embora o termo milonito seja freqüentemente usado como nome de rocha, seu significado é mais estrutural do que litológico (Trouw *et. al.*, 2010). O termo foi designado por Lapworth (1885) para designar rochas xistosas de granulação fina que ocorriam em falhas, tais como o *Moine Thrust* na Escócia, formadas principalmente por processos de trituração, arrastamento e moagem. Portanto, a palavra milonito deriva do grego, e significa moinho. O mesmo autor também identificou processos secundários como recristalização de quartzo e mica durante a formação de milonitos. Com um maior entendimento de como ocorre a redução do tamanho de grão por recuperação e recristalização, levou a modificações significativas do conceito de falhas, zonas de cisalhamento, milonitos e zonas miloníticas.

Zonas de cisalhamento são entendidas como zonas estreitas de alta deformação que acomodam deslocamentos laterais de volumes de rochas adjacentes. A natureza da deformação varia com diversos fatores como, por exemplo, profundidade, gradiente térmico e tipo de rocha (Ramsay, 1980). Zonas de cisalhamento nas quais a deformação foi exclusivamente rúptil são zonas de falhas. Outros segmentos da zona de cisalhamento podem ter uma componente de deformação rúptil, enquanto outras zonas de cisalhamento possuem exclusivamente comportamento dúctil, conhecidas como zonas de cisalhamento dúcteis.

De acordo com os mecanismos de deformação, as rochas de falhas rúpteis são chamadas de cataclasitos ou brechas de falha e o termo milonito é restrito para

rochas coesas de zonas de cisalhamento dúcteis, geralmente formado sobre circunstâncias metamórficas.

Os milonitos são classificados em (i) Protomilonitos, (ii) Milonitos e (iii) Ultramilonitos, baseado na relação entre a porcentagem de matriz versus a porcentagem de porfiroclastos (Sibson, 1977; Scholz, 1990; Schmid & Handy 1991). Os protomilonitos tem de 10 a 50% de matriz, os milonitos tem 50-90% de matriz e os ultramilonitos apresentam mais de 90 % de matriz, sendo levada em consideração a rocha parental.

Os milonitos podem ser classificados em relação á temperatura pela qual o protólito passou, de acordo com as texturas e estruturas identificadas em lâminas delgadas. Essa classificação divide os milonitos em (i) milonitos de baixo grau, (ii) milonitos de grau médio e (iii) milonitos de alto grau. Cada uma destas fases apresenta determinadas características descritas por Trouw *et al.* (2010), e são listadas a seguir:

Milonitos de baixo grau:

- Temperatura: 250-500°C
- Porfiroclastos de feldspatos freqüentemente fraturados pela cataclase.
- Quartzo com deformação dúctil ativada por processos cristalinos marcados pela mudança de forma do grão, formação de subgrãos e extinção ondulante.
- Quartzo freqüentemente menor que 50 micrômetros.
- Presença de transição nítida entre protomilonito, milonito e ultramilonito
- Estruturas assimétricas como indicadores cinemáticos.

Milonitos de médio grau:

- Temperatura: 500-650°C
- Quartzo completamente recristalizado, principalmente por processo de rotação de subgrãos.
- Quartzo com fábrica cristaloblástica poligonal com média de tamanho de grão maior que 50 micrômetros.
- Porfiroclastos de feldspato com extinção ondulante e estruturas de núcleo-manto (*core-mantle*) por recristalização parcial.
- Fraturamento não é comum.

- A transição gradual para rochas não miloníticas é comum.
- Estruturas assimétricas não são tão evidentes quanto nos milonitos de mais baixo grau.

Milonitos de alto grau:

- Temperatura: $> 650^{\circ}\text{C}$
- Rocha completamente recristalizada, obliterando ou mascarando as estruturas miloníticas prévias.
- Estruturas simétricas de difícil identificação de sentido de cisalhamento.
- Quartzo maior que 200 micrômetros.
- Feldspato maior que 100 micrômetros.

Para determinar o sentido do cisalhamento é preciso identificar feições que assinalem tal movimentação como indicadores cinemáticos identificados em campo e/ou em lâminas petrográficas. São utilizados diversos tipos de indicadores cinemáticos para a determinação da movimentação tectônica, como caudas de deformação em feldspatos, pares SC, dobras de cisalhamento e dobras em bainha, entre outros (Fig. 1).

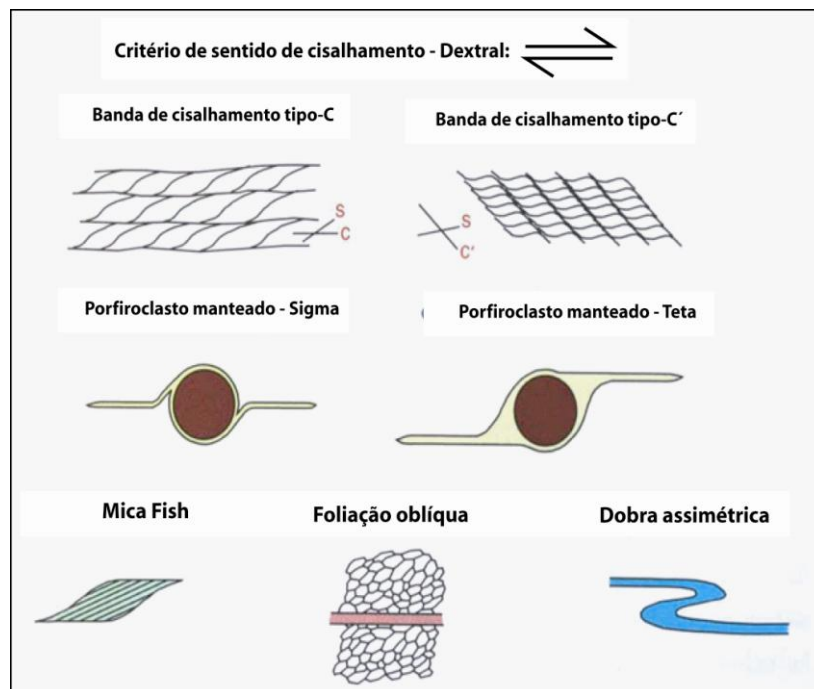


Figura 1 - Principais indicadores cinemáticos pra a identificação do sentido do transporte tectônico em zonas de cisalhamento com movimento dextral em alto ângulo ou lateral direito em baixo ângulo. Modificado de Passchier & Trouw (2005).

Todas estas feições são usadas como critérios básicos na análise e classificação do MC, contribuindo no entendimento das condições deformacionais, metamórficas e dinâmicas envolvidas.

4. Análise Estrutural

Os processos estruturais abrangem milhares ou milhões de anos, e a maioria dos dados estruturais descrevem apenas o produto final de longas histórias de deformação. Por isso uma análise cuidadosa dos dados pode revelar de maneira acurada a história estrutural de uma determinada área. Na análise estrutural são utilizadas diferentes abordagens as quais integradas se revelam poderosas ferramentas de reconstituição do cenário em que as estruturas foram geradas (Fossen, 2010).

Uma destas abordagens é a análise geométrica, uma abordagem descritiva, a qual se detém na análise da forma, orientação geográfica, tamanho e relações geométricas entre as estruturas principais e as de menor ordem. O que significa que as estruturas normalmente são compostas apresentando assim associações estruturais em diferentes escalas.

Outra ferramenta importante na análise estrutural é a análise dinâmica, através da qual são investigados a origem dos esforços que causam a formação de estruturas e a acumulação da deformação. Quando as partículas começam a se mover umas em relação às outras, há uma deformação na qual podemos observar a variação na forma e na formação de novas estruturas (Fossen, 2010). Aqui podemos reconstruir a orientação (atitude) e a magnitude do campo de esforços por meio de conjuntos de estruturas.

Com a integração dos dados obtidos a partir das análises geométricas, cinemáticas e dinâmicas podemos realizar a análise tectônica em escala de bacias ou cinturões orogênicos.

A análise estrutural e a interpretação da evolução geotectônica do Metagranito Capané são dificultadas pela atuação de eventos de metamorfismo e deformações polifásicas. Estes eventos estão associados aos ajustes tectônicos do Ciclo Brasileiro em momentos geológicos distintos, posições variadas na crosta e direções de tensão tectônica em constante mudança.

A Antiforme Capané, localizada no extremo norte do CP, é composta por uma seqüência de rochas metavulcanossedimentares metamorfisadas em condições da

fácies xisto verde a anfibolito. Foram identificadas quatro fases de deformação nas rochas metamórficas, além de intrusões de corpos de granitóides leucocráticos, hoje estirados em lentes decamétricas dispostas segundo a foliação metamórfica principal das encaixantes, como no caso do MC.

São levantadas diversas questões e problemas estruturais em relação ao MC e suas encaixantes, como por exemplo:

- (a) Caracterizar o MC e as condições de seu posicionamento em metassedimentos.
- (b) Descrever e interpretar as feições geométricas e as relações estruturais entre as unidades.
- (c) Determinar qual o tipo e intensidade de deformação assim como os mecanismos de deformação que atuaram para materializar as feições texturais e estruturais presentes.
- (d) Identificar as principais fases de deformação e avaliar qual o momento e de que forma o MC é posicionado e deformado na crosta.

5. Metodologia

A entrada e milonitização destes granitos, durante a evolução do Cinturão Dom Feliciano, pode ter ocorrido em diferentes situações geológicas. As hipóteses para o episódio de intrusão do MC seriam: (i) o Metagranito Capané poderia estar associado a um posicionamento pré-tectônico, como por exemplo, durante a formação da bacia sedimentar ou (ii) sua intrusão poderia dar-se no período sin-tectônico, após a formação da bacia sedimentar do CP, durante alguma das principais fases deformacionais do cinturão orogênico.

A milonitização estaria associada à evolução do período pós-colisional, na fase de deformação transcorrente, após o pico metamórfico do complexo (650 e 620 Ma) de acordo com os dados de campo e geocronológicos disponíveis. Para testar essas hipóteses foram propostas as seguintes técnicas:

- Análise estrutural para (i) o entendimento das relações estruturais do MC e suas rochas encaixantes, (ii) caracterização da intensidade e o tipo de

deformação atuante, além da (iii) discriminação das paleotensões que agiram na região;

- Análise petrográfica para (i) a classificação petrológica, (ii) reconhecimento das composições, texturas e estruturas do MC em diferentes graus de deformação, (iii) identificação de indicadores cinemáticos para análise do transporte tectônico. (iv) Identificação das intensidades e dos mecanismos de deformação geradores das texturas e estruturas;

5.1 Revisão Bibliográfica

A análise bibliográfica consistiu na revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizados anteriormente na área estudada, com o objetivo de obter embasamento teórico sobre conceitos, metodologias, técnicas e geologia da região além de permitir planejar estratégias de ação para o estudo a ser realizado.

O levantamento de dados estruturais disponíveis na bibliografia possibilitou um relatório prévio do comportamento estrutural da área como: (a) principais limites de terrenos; (b) geometria e orientação das litologias e suas relações de contatos; (c) relações estruturais e fases de deformação já descritas.

5.2 Sensoriamento Remoto e Dados Geológicos em Base SIG.

A interpretação das imagens de satélite e fotografias aéreas tem como objetivo identificar os padrões de macroformas do relevo, os principais lineamentos e feições geomorfológicas do Complexo Porongos, especificamente, na Antiforme Capané, bem como as possíveis áreas com afloramentos a serem visitados nas etapas de campo, resultando em uma investigação geológica e geográfica indireta da área.

Esta etapa foi realizada com a utilização de imagens orbitais dos sensores ASTER em diferentes composições falsa-cor (RGB), de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com a qual foi gerada uma imagem com Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDT) com efeito de relevo sombreado de montanha (*Hill Shade Relief*). Com a técnica de superposição de imagens, foram superpostas as imagens ASTER sobre o MDT, para realce das macroformas do relevo e de estruturas que compõe o terreno.

As fotografias aéreas foram cedidas pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil e estão em escala 1:25.000. Nelas foram analisadas padrões de relevo que identifiquem feições de limites e contatos litológicos, estruturas como falhas e

fraturamentos, drenagens e acessos a áreas potenciais para afloramentos. Também foram utilizadas imagens do *Google Earth* em diferentes escalas no auxílio ao reconhecimento da área.

O banco de dados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) foi realizado através do programa *ArcGis 9.3* contendo base cartográfica com os principais acessos, imagens de satélite, modelo digital de elevação, os arquivos vetoriais (*shapefiles*), mapas geológicos extraídos de trabalhos realizados anteriormente, principais estruturas como foliações, dobras, falhas e fraturas. Isso para poder gerar novas informações geológicas e fisiográficas da área de estudo e uma integração das informações coletadas durante o trabalho com os dados pré-existentes

5.3 Mapeamento Geológico

A etapa de campo foi realizada através de perfis geológicos ao longo do corpo do MC e nas rochas encaixantes. Os dados estruturais na área de estudo foram coletados utilizando bússolas Brunton® com declinação magnética corrigida conforme a área de estudo. As medições estruturais foram feitas com a notação de “mão esquerda”. Foram registradas medidas de foliações, clivagens de fraturas, lineações e dobras para visualização e interpretação da distribuição espacial e geométrica das estruturas para o reconhecimento das fases deformacionais atuantes na área e as correlações entre o MC e as rochas encaixantes.

Os pontos de campo foram nomeados sistematicamente e receberam as iniciais do nome Gustavo Zvirtes seguido de números seqüenciais. Sendo assim, os pontos são GZ-01, GZ-02 e assim sucessivamente. As amostras foram numeradas de acordo o ponto, e discriminadas para a petrografia e outras técnicas. As coordenadas geográficas de cada ponto foram registradas através de aparelho GPS *Etrex* da marca *Garmin*.

Em campo foram coletadas amostras de rochas representativas do MC e das rochas metassedimentares, com as possíveis variações composicionais e estruturais. Para tal foram utilizados marretas, talhadeiras e sacos plásticos devidamente etiquetados. Também foram realizadas fotografias dos afloramentos para o registro e interpretação dos mesmos assim como a criação de croquis.

5.4 Petrografia

Para a confecção das lâminas delgadas foram selecionadas dez amostras, representando o MC com diferentes intensidades de deformação, variando de textura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica. Outras duas amostras de

metassedimentos também foram selecionadas para a caracterização das rochas encaixantes. Juntamente com estas lâminas delgadas foram integradas as informações petrográficas realizadas em trabalhos anteriores.

Através da petrografia objetiva-se a classificação do granito e suas hospedeiras, a descrição e reconhecimento das composições minerais, texturas e estruturas dos litotipos, e reconhecimento dos mecanismos envolvidos na gênese dos mesmos.

Outro objetivo é identificar as paragênese minerais para estabelecer as condições metamórficas atuantes nas rochas estudadas, e verificar as zonas de pressão e temperatura de formação de tais assembléias minerais assim como a sua distribuição espacial. Através dos indicadores cinemáticos integrados às relações de campo é possível descrever o transporte tectônico durante a deformação.

Preparação de lâminas delgadas:

A preparação das amostras para petrografia consistiu nas etapas de corte, laminação e polimento. Estes procedimentos foram feitos no laboratório de preparação de amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do IG-UFRGS.

Para a confecção das lâminas delgadas, as amostras selecionadas passaram pelos seguintes tratamentos:

- (a) corte na amostra de rocha, na serra circular motorizada com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2 cm de espessura;
- (b) corte na forma de tabletes, numa serra menor, com o formato das lâminas delgadas;
- (c) polimento de uma das superfícies do tablete;
- (d) colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente;
- (e) secagem (da cola) do tablete com a lâmina de vidro em estufa, permanecendo ali durante 24 horas;
- (f) desbaste do tablete com a lâmina de vidro nas serras menores para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha;
- (g) desbaste final do tablete com a lâmina de vidro numa serra de corte mais preciso;
- (h) lixamento da lâmina numa série de lixas com distintos potenciais abrasivos;

(i) acabamento final com polimento numa politriz, onde o abrasivo é composto por alumina e com 100 rotações por minuto, durante aproximadamente 5 minutos, até que a lâmina atinja a espessura de até 0,03mm.

5.4 Geologia Estrutural e Análise tectônica

A análise estrutural associada a estudos de mapeamento e petrografia tem se mostrado eficiente no reconhecimento das estruturas, das condições e do tipo de deformação atuante na formação de unidades orogênicas. A integração destas técnicas tem permitido reconhecer a distribuição das tensões regionais e a construção de modelos para a geração das estruturas e de evolução tectônica de terrenos colisionais.

Esta técnica objetiva obter um controle estrutural da área com a descrição dos tipos, da geometria e a da intensidade dos mecanismos deformacionais atuantes na área estudada. A análise tectônica foi realizada em uma perspectiva multi-escala, ou seja, sendo realizadas análises de estruturas em mega-escala, meso-escala e micro-escala. A mega-escala é feita através da interpretação de imagens orbitais e fotografias aéreas, a meso-escala com a análise de afloramentos e amostras de mão e a micro-escala pela microscopia em lâmina delgada.

Os dados estruturais compilados e os dados de campo coletados foram tratados, analisados e interpretados através de diferentes técnicas de análise estrutural com o objetivo de identificar as principais fases de deformação e suas respectivas orientações espaciais.

Para o tratamento dos dados estruturais coletados no MC e em suas encaixantes, foram gerados estereogramas a partir do programa Stereonet®. Também são produzidos bloco-diagramas esquemáticos, e interpretações em fotomosaicos dos afloramentos, com a distinção das diferentes fases deformacionais para organizar espacialmente e ilustrar as estruturas descritas em campo.

CAPÍTULO II

ARTIGO SUBMETIDO

Artigo Submetido para a revista Pesquisas em 16 de Janeiro de 2014

Carta de recebimento do artigo submetido:



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
Profª Drª Maria de Fátima Bitencourt
Av. Bento Gonçalves, 9500 - prédio 43126/s.203 - Porto Alegre, 91540-000 - RS
fone: (51) 3308-6371 fax: (51) 3308-7302 e-mail: fatimab@ufrgs.br

Gustavo Zvirtes
PPGGEO - UFRGS

Porto Alegre, 16 de janeiro de 2014.

Em nome da Comissão Editorial da revista Pesquisas em Geociências, acuso o recebimento dos artigos abaixo discriminados para submissão ao processo editorial da mesma.

Zvirtes, G.; Philipp, R.P.; Camozzato, E. & Guadagnin, F. Análise estrutural do Metagranito Capané no Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS.

Atenciosamente,

M. F. Bitencourt
Editora Adjunta

Análise estrutural do Metagranito Capané no Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS.

Structural analysis of Capané Metagranite in Porongos Complex, Cachoeira do Sul, RS.

Gustavo ZVIRTES*¹, Ruy Paulo PHILIPP², Eduardo CAMOZZATO³ & Felipe GUADAGNIN⁴

1 - Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR. E-mail: zvirtes@yahoo.com.br;

2 - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Av. Bento Gonçalves 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br;

3 - Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR; Serviço Geológico do Brasil – CPRM/SUREG – Rua Banco da Província 105, CEP: 90840-030, Porto Alegre, RS, BR. E-mail: eduardo.camozzato@gmail.com

4 - Universidade Federal do Pampa – UNIPAMPA, Campus Caçapava do Sul. Av. Pedro Anunciação 111, CEP: 96570-000, Caçapava do Sul, RS, BR. E-mail: felipe.guada@yahoo.com.br

Resumo

A análise estrutural do Metagranito Capané e suas relações com o Complexo Porongos são discutidas a partir do mapeamento geológico e estrutural e da petrografia, integradas com a tectônica regional. O Complexo Porongos (CP) é constituído por quartzitos, xistos pelíticos, mármore e rochas calci-silicáticas intercalados com metavulcânicas ácidas a intermediárias. No interior do CP ocorrem corpos graníticos de formas tabulares, deformados e alongados segundo a direção NNE, com foliação milonítica paralela à foliação metamórfica de fácies xisto verde a anfibolito das rochas encaixantes. Posicionado no flanco oeste da Antiforme Capané, ao norte do complexo, o Metagranito Capané é um pertita granito milonítico, com contatos intrusivos em quartzitos e metapelitos. A intensa milonitização que afetou o granito esta associada à atuação de zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes. O granito apresenta texturas ígneas preservadas de modo localizado e uma foliação milonítica de direção NE bem desenvolvida mergulhando em média de 30° para WNW. A lineação de estiramento mergulha em baixo ângulo (<10°) para SSW, semelhante as lineações das suas encaixantes. Os porfiroclastos de

K-feldspatos foram parcialmente à completamente recristalizados e são manteados por fitas de quartzo estirados e K-feldspato recristalizado. Porfiroclastos de aegirina estão estirados na foliação milonítica por processos de quebra de grão e boudinagem. As texturas e estruturas observadas são típicas de milonitos de grau médio, condição equivalente à suas encaixantes. Indicadores cinemáticos mostram movimentação de topo para NE. Os dados petrográficos sugerem que o Metagrano Capané evolui a partir de um magma alcalino, posicionado antes do desenvolvimento das principais fases de deformação da Antiforme Capané (S1 e S2). A milonitização do granito está associada à evento deformacional compressivo de movimentação oblíqua a transcorrente, relacionado a etapa final de colisão entre os Crátos Rio de La Plata e Kalahari, durante a evolução pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano.

Palavras-chave: Análise estrutural, inturão Dom Feliciano, Complexo Porongos, Metagrano Capané, Milonitos.

Abstract

Structural analysis of Metagrano Capané and their relationships with metavolcanosedimentary rocks of Porongos Complex is discussed from geological mapping, structural geology and petrography, integrated with regional tectonic features. The Porongos Complex (PC) consists of quartzite, pelitic schists, marbles and calc-silicate rocks interleaved with acid to intermediate metavolcanic rocks. Over complex deformed and elongated tabular granitic bodies occur according to the NNE direction with mylonitic foliation parallel to the metamorphic foliation of the green schist to amphibolites facies of the host rocks. Positioned on the west flank of Capané Antiform on north of the complex, Capané Metagrano is represented by mylonitic perthite granite which is intrusive in quartzites and metapelites. The intense mylonitization is associated with the development of oblique and strike-slip shear zones. The granite textures range from well preserved igneous to well-developed mylonitic foliation dipping on average 30° to WNW. The stretching lineation plunges at low angle (<10 °) for SSW, similar to their host rocks. In thin section porphyroclasts of K-feldspars were partially to completely recrystallized and are mantled by ribbons of quartz and recrystallized K-

feldspar. Porphyroclasts of aegirine were stretched in mylonitic foliation drawn by processes of grain breakage and boudinage. Such textures and structures are typical of medium-grade mylonites, equal their host rocks. Kinematic indicators indicate tectonic movement top to NE. The petrographic data it is suggested that the Capané Metagranite have mineralogical characteristics of alkaline magmas probably positioned before the development of the main deformation phases of Capané Antiform (S1 and S2). The granite mylonitization occurred in compressive deformational event with oblique-transcurrent movement, still associated with the collision between the Rio de La Plata and the Kalahari cratons during the period of post-collisional evolution of the Dom Feliciano Belt.

Key-Words: Structural analysis, Dom Feliciano Belt, Porongos Complex, Capané Metagranite, Milonites.

1. Introdução

A análise tectônica de rochas metamórficas envolve o estudo das associações petrológicas, de suas configurações geométricas, dinâmicas e cinemáticas, integrando levantamentos na escala de cinturão orogênico até estruturas e texturas visíveis apenas ao microscópio. No caso de cinturões orogênicos os processos deformacionais são geralmente acompanhados por metamorfismo, modificando parcialmente a composição mineralógica das rochas, assim como suas estruturas e texturas originais. Essas mudanças nas condições físicas e químicas ocorrem em resposta a dinâmicas geológicas de grande escala, relacionadas à movimentação de placas tectônicas que afetam rochas crustais e mantélicas (Bucher & Grapes (2011). A área de estudo esta localizada no Cinturão Dom Feliciano, um cinturão orogênico Neoproterozóico gerado a partir de episódios acrescionários, colisionais e pós-colisionais (transcorrentes e extensionais) durante a construção da porção SW do Gondwana, entre os períodos Toniano e Ediacarano (Babinski *et al.*, 2006; Salmann *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2013) (Fig. 1).

O Complexo Porongos (CP), localizado na porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, é uma das principais unidades do Terreno Tijuca (Fig. 2). Registra uma sucessão metassedimentar, incluindo quartzitos, xistos pelíticos, mármore e rochas calci-silicáticas, intercalada tectonicamente

com rochas metavulcânicas compostas por metadacitos, metariolitos e meta-andesitos. Estudos recentes indicam que as metavulcânicas têm idades de cristalização entre 800 e 780 Ma e quimismo cálcico-alcálico baixo a médio-K relacionado a arcos magmáticos (Philipp *et al.*, 2013). As unidades do CP foram depositadas sobre o Complexo Encantadas, um embasamento granito-gnáissico de idade Paleoproterozóica (2,2 -2,0 Ga) (Soliani Jr., 1986; Hartmann *et al.*, 2003; Philipp *et al.*, 2008). O CP foi submetido a metamorfismo regional orogênico que varia da fácies xisto verde a anfíbolito superior, resultado das movimentações tectônicas convergentes entre o Cráton Rio de La Plata e o Cráton Kalahari durante a fase final de evolução do Ciclo Brasileiro (900-540 Ma) (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981).

Embora pouco descritos, foram identificados inúmeros corpos graníticos no Complexo Porongos (Camozzato *et al.*, 1977; Charão *et al.*, 1998a, 1998b; Orlandi *et al.*, 2000; Camozzato *et al.*, 2012). Os granitos possuem formas tabulares com centenas de metros de comprimento e espessuras de alguns metros a dezenas de metros. Estes granitos estão deformados e frequentemente mostram textura milonítica. Os corpos estão alongados e possuem uma foliação milonítica concordante com a foliação das rochas metamórficas encaixantes. Os granitos podem ser divididos em dois grupos: (i) granitos peraluminosos, com muscovita, turmalina e granada e (ii) granitos alcalinos a peralcalinos, com biotita e piroxênio alcalino, respectivamente.

Este artigo apresenta a análise tectônica de um aegirina pertita granito milonítico, denominado Metagranito Capané (MC), através de mapeamento lito-estrutural e análise microtectônica. Os objetivos principais foram caracterizar o corpo em termos de mineralogia e texturas, definir as condições de posicionamento e de deformação na crosta, determinar os mecanismos deformacionais que atuaram para materializar as feições texturais e estruturais presentes e definir as possíveis paleotensões e condições cinemáticas envolvidas.

Estes estudos definem, de maneira localizada, eventos ígneos e metamórficos no Complexo Porongos assim como a descrição e definição de processos deformacionais por zonas de cisalhamento as quais o MC foi submetido.

2. Metodologia

A análise estrutural do MC foi realizada através da integração do mapeamento geológico do metagranito e de suas encaixantes, com coleta de dados estruturais de foliações, lineações, dobras e fraturas; da análise geométrica da forma e das atitudes das estruturas na busca de associações estruturais para descrever diferentes sistemas deformacionais; da análise deformacional e cinemática, especialmente integrada a petrografia; da análise dinâmica com ênfase no reconhecimento das principais fases de deformação e respectivas tensões regionais que afetaram as unidades e, por fim, com a integração e interpretação destes dados para a análise tectônica na escala do Cinturão Dom Feliciano.

Os dados estruturais foram coletados segundo a regra da mão esquerda (right hand rule). Foram tratados estatisticamente e ilustrados a partir de diagramas estereográficos no programa Stereonet. Comparando os estereogramas do granito e de suas encaixantes foi possível correlacionar quais as fases de deformação são correspondentes entre as distintas unidades. Para avaliar os diferentes graus de deformação reconhecidos durante os trabalhos de campo, foram selecionadas quinze (15) amostras representativas para confecção de lâminas petrográficas, sendo sete (7) orientadas. As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. As amostras orientadas foram serradas de acordo com a seção X-Z do elipsóide de deformação, para avaliar os indicadores cinemáticos de direção e sentido do transporte tectônico.

A análise petrográfica permitiu o reconhecimento da mineralogia primária e metamórfica, bem como avaliar a variação da intensidade de deformação a partir das texturas e microestruturas identificadas. A elaboração de croquis esquemáticos dos afloramentos foi crucial na organização e ilustração da geometria e das estruturas mapeadas. Os resultados obtidos pela análise estrutural e pela petrografia foram comparados com outros dados disponíveis na literatura.

3. Contexto Geológico Regional

Localizado na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1971), o Terreno Tijucas compõe a unidade central do Cinturão Dom Feliciano e está inserido no contexto geológico

dos Escudos Brasileiro/Uruguaio. Esta região constituiu a parte sudoeste do Supercontinente Gondwana, o qual foi composto por blocos cratônicos cercados por cinturões orogênicos do ciclo Brasiliano/Pan-Africano (Fig. 1).

O Escudo Sul-Riograndense (ESRG) é o resultado do processo de geração e deformação de crosta continental e de fontes mantélicas, cujas maiores contribuições são registradas em dois ciclos orogênicos principais, o ciclo Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o ciclo Brasiliano (900-535 Ma) (Fig. 2).

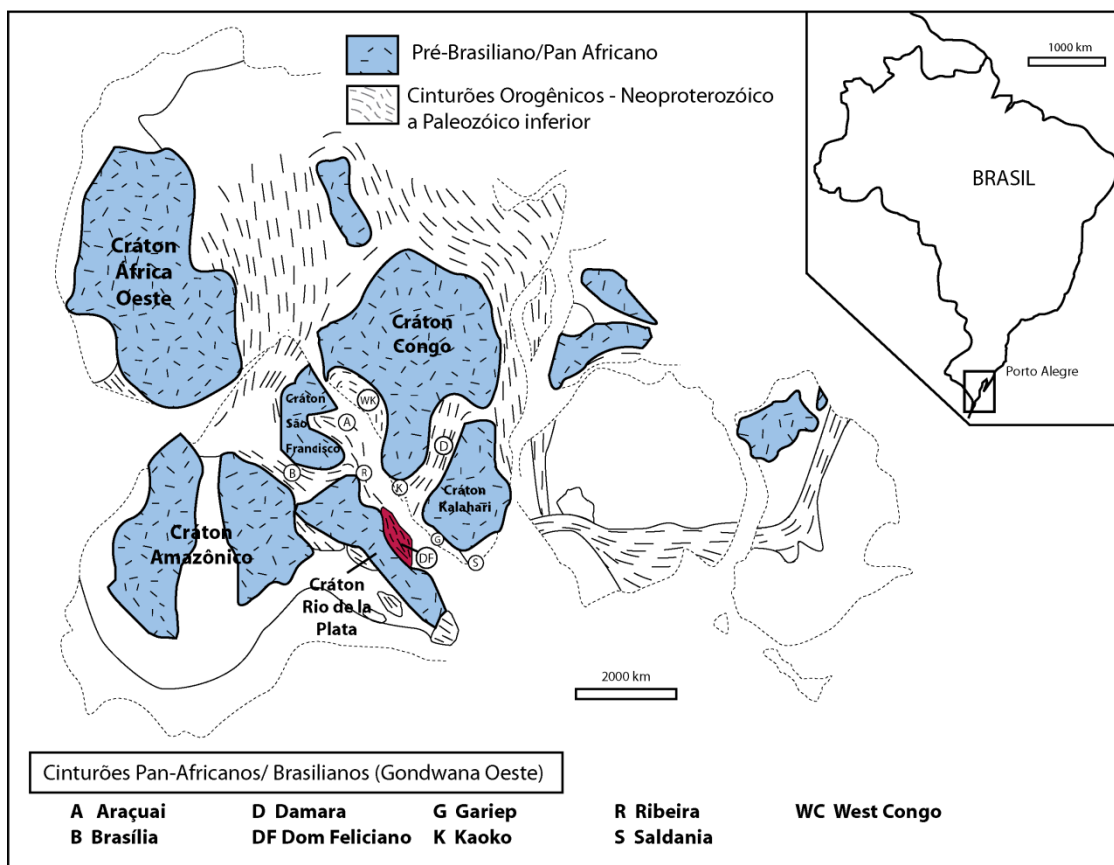


Figura 1 - Principais áreas cratônicas (em azul) e cinturões orogênicos correspondentes a configuração tectônica do setor oeste do Supercontinente Gondwana. Cinturão Dom Feliciano em vermelho. Modificado de Saalman *et al.*, (2005).

O ESRG é dividido em duas grandes unidades geotectônicas de acordo com suas características estruturais, geofísicas, geoquímicas, geocronológicas e petrológicas: (1) O Cráton Rio de La Plata (CRLP), representado no RS pelo Terreno Taquarembó, um fragmento de idade Paleoproterozóica situado no extremo sudoeste do ESRG e, (2) o Cinturão Dom Feliciano (CDF), uma faixa orogênica de idade Neoproterozóica direcionada segundo NE, construída na porção oriental do

CRLP durante o Ciclo Brasileiro. O CDF é constituído, de oeste para leste, pelo Terreno São Gabriel (TSG), Terreno Tijucas (TTj), Batólito Pelotas (BP) e Terreno Punta del Este (TPE).

O TSG contém associações petrotectônicas vulcânicas e plutônicas de caráter juvenil intercaladas com ofiolitos, representando a abertura e o fechamento do oceano Goiás-Farusiano (Cordani *et al.*, 2013), com a criação de um arco ilhas oceânica (Arco Passinho), e um arco de margem continental (Arco São Gabriel), acrescidos na borda ocidental do CDF (Babinski *et al.*, 1996; Salmann *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2013).

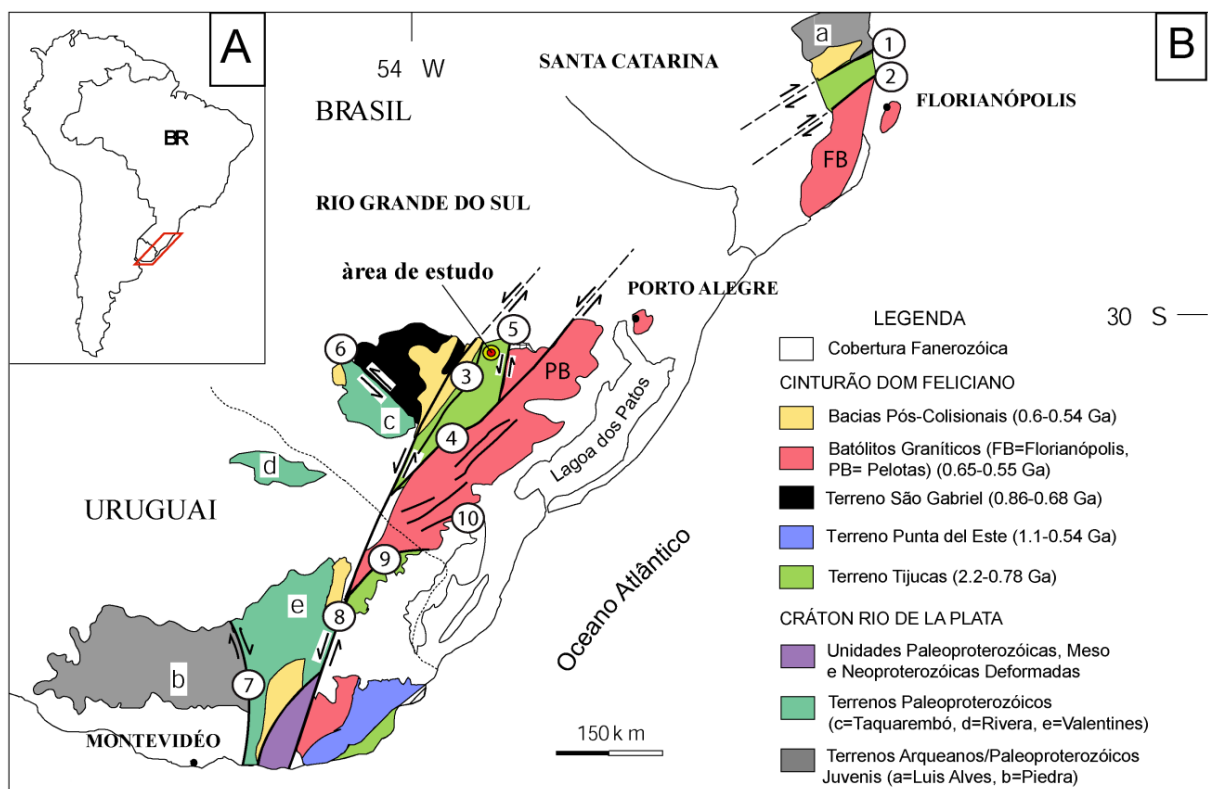


Figura 2 - A) Localização dos Escudos Sul-Brasileiros e Uruguai na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Zonas de cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal do Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Fonte: Philipp *et al.* (2013).

O TTj constitui uma bacia metavulcano-sedimentar Neoproterozóica, com deposição associadas com ambientes de margem passiva e de *back-arc* sobre um embasamento granito-gnáissico Paleoproterozóico, representado pelo Complexo Encantadas. Suas unidades foram deformadas e metamorfisadas em sucessivas fases compressionais cujas intensidades e dinâmica dos campos tencionais variam com a evolução do CDF.

O BP é o cenário de intensas e múltiplas intrusões graníticas Brasilianas com septos do embasamento mais antigos, através da atuação de intensas zonas de cisalhamento dúcteis, principalmente durante o período pós-colisional (Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007).

O TPL compreende gnaisses e migmatitos formados entre 1000 Ma a 900 Ma (Preciozzi *et al.*, 2001). Estas rochas foram intensamente retrabalhadas durante o Brasiliano (900-500 Ma). Este segmento crustal representa um terreno de alto grau metamórfico, o qual é correlacionado com alguns complexos gnáissicos do sudoeste da África.

Estas unidades geotectônicas foram formadas essencialmente pela interação entre placas a partir do início do Paleoproterozóico, com metamorfismo regional granulítico entre 2,02 e 2,10 Ga, a partir de acreção juvenil no Terreno Taquarembó (Hartmann, 1987 e Mantovani *et al.*, 1987). Durante o Neoproterozóico, o Ciclo Brasiliano/Pan Africano retrabalhou a borda leste do Cráton Rio de La Plata, durante a aglutinação do Gondwana, conseqüentemente, gerando o Cinturão Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007) (Fig. 1 e 2).

4. Geologia do Complexo Porongos

4.1 Geologia Regional e relações estratigráficas

O Complexo Porongos (CP) compreende uma associação de rochas metavulcanossedimentares, Meso a Neoproterozóicas, metamorfisadas em condições de grau baixo a médio, entre a fácies xisto verde até a fácies anfíbolito (Jost & Bittencourt, 1980). Encontra-se disposto como uma faixa alongada de direção N30°E, com 170 km de comprimento e 15 a 30 km de largura (Fig. 3). O CP está limitado ao leste com o Batólito Pelotas pelas Zonas de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) e Passo do Marinheiro (ZCPM). Apresenta contatos tectônicos, ao oeste, com recobrimento parcial pelas rochas sedimentares da Bacia do Camaquã (sub-bacias Guaritas, ao oeste e Piquiri-Boici, no centro). Ao norte esta recoberto pelas rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná (Chemale Jr., 2000) .

Os metassedimentos do CP são metapelitos, xistos carbonosos, quartzitos, mármore e lentes de metamargas. As rochas metavulcânicas são metariolitos, metadacitos e metandesitos, ocorrendo intercaladas com os metassedimentos e registrando as mesmas condições metamórficas de deformação

(Jost & Bitencourt, 1980; Marques *et al.*, 1998a,b; Golmann *et al.*, 2008). A idade do magmatismo, entre 780-800 Ma, fornece a idade da atividade vulcânica sin-deposicional (Hartmann *et al.*, 2007).

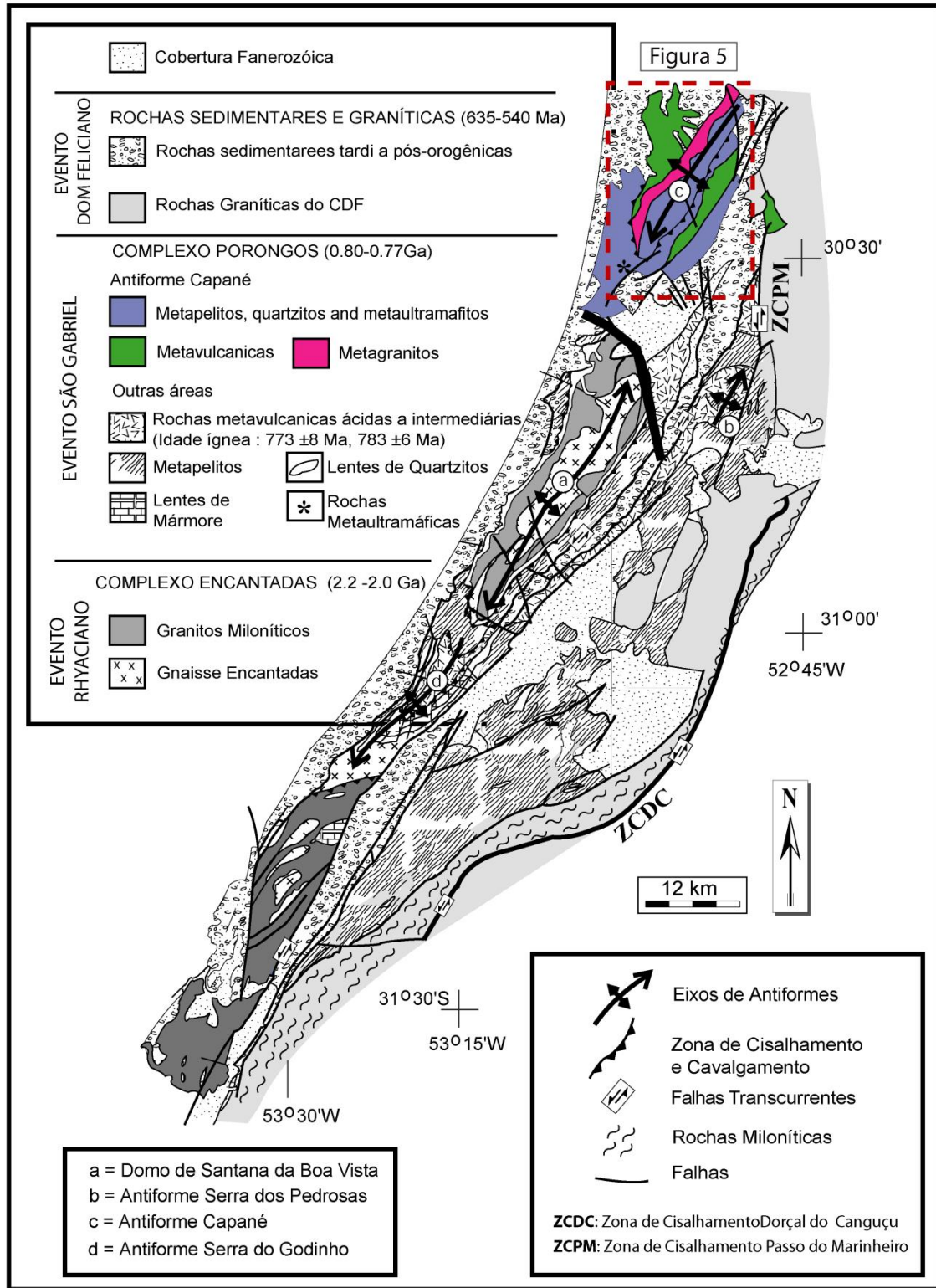


Figura 3 - Mapa Geológico do Complexo Porongos. Em destaque tracejado vermelho a região da Antiforme Capané apresentada na figura 5. (Modificado de Chemale Jr., 2000).

Muitos ambientes foram propostos para o Complexo Porongos, incluindo margem passiva (Jost & Bitencourt, 1980), margem ativa (Chemale Jr., 2000) e bacia de retro-arco (Fernandes *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2000; Philipp *et al.*, 2013). Os dados isotópicos e de elementos-traços das rochas metavulcânicas e dos metassedimentos indicam um retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano, sugerindo a deposição em crosta continental distendida ou em um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica (Hartmann *et al.*, 2007). Dados geocronológicos de U-Pb em zircões detríticos dos metassedimentos do CP mostram duas fontes principais com idades Paleoproterozóica e Neoproterozóica (Hartmann *et al.*, 2003; Gruber *et al.*, 2007), sugerindo uma evolução a partir de uma margem passiva para uma bacia de retro-arco (Philipp *et al.*, 2013).

A presença de corpos graníticos intrusivos ao longo do Complexo Porongos foi registrada por diversos pesquisadores (Frantz & Remus, 1986; Chemale Jr., 2000; Orlandi *et al.*, 2000; Philipp & Camozzato, 2009; Camozzato *et al.*, 2012), dentre os quais ocorrem granitos alcalinos miloníticos como o MC.

4.2 Arcabouço Estrutural

A estruturação do CP está definida por quatro principais estruturas antiformais de escala quilométrica (Fig. 3), denominadas Domo da Serra das Encantadas, Antiforme Serra dos Pedrosas, Antiforme Capané e Antiforme Serra do Godinho (Jost & Bitencourt, 1980).

O Domo da Serra das Encantadas ou Domo de Santana é uma estrutura alongada segundo direção N45°E, cujo núcleo e infraestrutura expõem o embasamento Paleoproterozóico, representado pelos Gnaisses Encantadas e por metagranitóides associados, e uma supraestrutura composta por metapelitos, quartzitos e mármore Neoproterozóicos. Seus eixos mergulham em baixo ângulo para SW e NE materializando uma braquiantiforme.

A Antiforme Serra dos Pedrosas, situada ao nordeste do Domo de Santana da Boa Vista, consiste principalmente de rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, subordinadamente metapelitos e xistos gráfitosos (Jost, 1981; Jost & Bitencourt, 1980; Marques & Caravaca, 1994). A antiforme esta orientada segundo a direção N20°E com eixo mergulhando em baixo ângulo para NE.

A Antiforme Serra do Godinho possui a mesma orientação anterior, entretanto, com eixo mergulhando suavemente para SW. Esta estrutura ocorre ao sul do Rio Camaquã e também expõe as rochas supracrustais neoproterozóicas do CP e o embasamento paleoproterozóico do Complexo Encantadas.

Por fim, no extremo norte do CP, a Antiforme Capané compreende a área de estudo do presente trabalho. É composta por rochas metavulcânicas máficas e félsicas, rochas metassedimentares como pelitos, quartzitos e mármore com granitóides miloníticos. O eixo desta antiforme mergulha cerca de 20° para SW.

O CP apresenta uma trama estrutural complexa caracterizada por várias fases de dobramentos e desenvolvimento de duas foliações metamórficas principais (Jost & Bitencourt, 1980; Remus *et al.*, 1987; Remus *et al.*, 1990). O acamadamento dos metapelitos contém veios e segregações de quartzo S-paralelos e também dobras isoclinais intrafoliais, em escala de 1-10 cm, e foi, portanto, construída a partir de camadas que já estavam dobradas. A deformação deste acamadamento representou a formação da foliação metamórfica (S1), e está associada com o primeiro episódio de dobramento F1.

A fase de deformação D2 produziu dobras isoclinais associadas ao desenvolvimento de uma clivagem de crenulação S2, com transposição do acamadamento S₀ e da foliação S1 (Fig. 4A). Durante o desenvolvimento das foliações S1 e S2 foram atingidas condições metamórficas entre as fácies xistos verdes inferior e anfíbolito médio (Jost, 1981). A foliação S2 exibe uma lineação mineral e/ou de estiramento com direção NNE-SSW. A presença de feições microestruturais como quartzo estirado e mica *fish* nos metassedimentos atesta a atuação de zonas de cisalhamento dúcteis durante o desenvolvimento da foliação S₂. Indicadores cinemáticos remanescentes sugerem um sentido de cisalhamento de topo para NNE (Remus *et al.*, 1990; Fernandes *et al.*, 1992; Hartmann *et al.*, 2007).

A fase de deformação D3 está marcada pelo redobramento das dobras F2 e pela geração das dobras (F3), que possuem formas abertas a fechadas, escala de centenas de metros a quilométrica, com eixos mergulhando para NE e SW (Jost e Bitencourt, 1980) (Fig. 4b). Essa fase é responsável pela estruturação do relevo do CP em mega estruturas antiformais, como a Antiforme Capané, onde o MC está posicionado em seu flanco oeste.

A quarta fase de deformação (D4) ocorreu em condições retrogressivas rúpteis e está representada por dobras abertas a fechadas com eixos orientados segundo NW-SE e com uma

pronunciada clivagem de fratura (S_4) de superfície axial associada (Fig. 4c). Segundo Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981) as primeiras fases de dobramentos foram associadas com falhas de empurrão com vergencia para NW. Estas estruturas, do tipo *nappes*, foram responsáveis pelo empilhamento por empurrão, e também pelo transporte para NW das unidades situadas na porção sudeste do Complexo Porongos, posicionando-as sobre as unidades situadas a noroeste.

A pilha de fatias de empurrão foi recortada por falhas semi-rúpteis a rúpteis durante as fases D3 e D4, em regime de cisalhamento transcorrente sinistral. De acordo com Chemale Jr. (2000), bacias de *pull-apart*, delimitadas por falhas, formaram-se em segmentos transpressionais, com formas estreitas e alongadas, segundo a direção NE-SW, como por exemplo, a Sub-bacia do Piquiri. Estas bacias foram preenchidas por uma espessa seqüência de sedimentos não metamorfizados, que representam os primeiros depósitos da Bacia do Camaquã. Estas seqüências também foram afetadas por falhamentos relacionados a eventos deformacionais mais jovens.

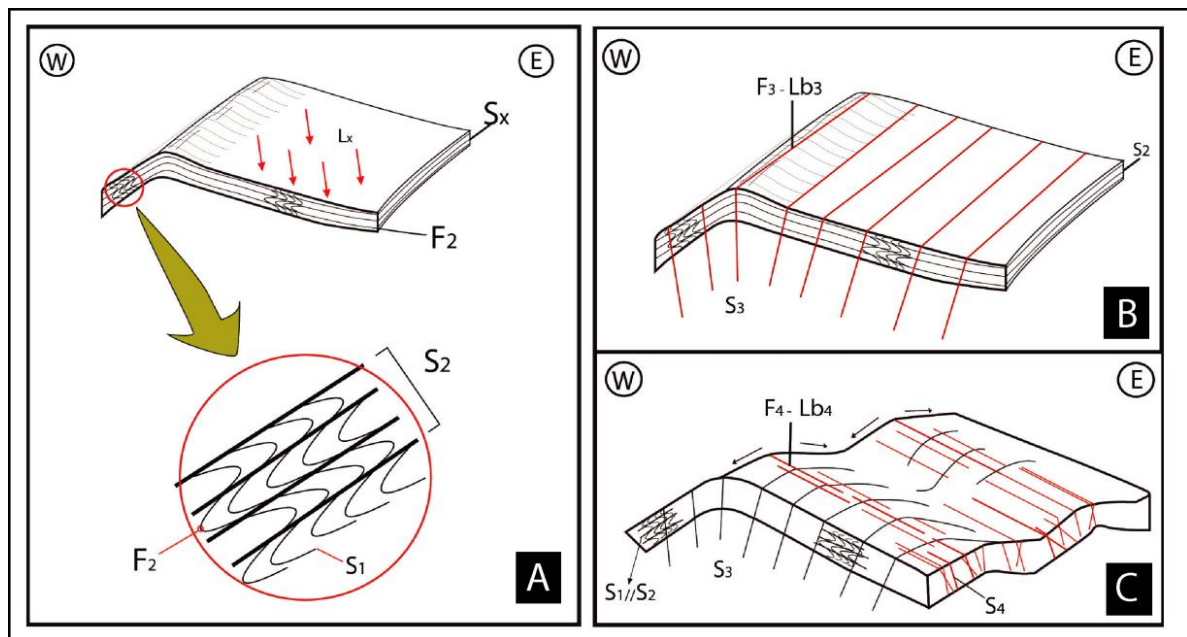


Figura 4 – Blocodiagramas esquemáticos representando as diferentes fases de deformação e estruturas identificadas em campo no Complexo Porongos. A) Detalhe da foliação metamórfica S_1 como dobras intrafoliais F_2 gerando a foliação metamórfica (S_2). B) Dobramento da foliação S_2 em estrutura antiformal de escala regional, gerando clivagem de fratura (S_3) nos planos axiais, de orientação NE. C) Representação da fase deformacional de caráter mais rúptil, com clivagens de fraturas sub-verticais (S_4) segundo SE-NW, afetando as estruturas pré-existentes.

5. Geologia do Metagranito Capané

5.1 Relações estratigráficas

A Antiforme Capané, localizada no extremo norte do CP, está composta essencialmente por rochas metavulcanossedimentares metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito inferior. Jost (1981) e Marques *et al.*, (1998 b) reconheceram duas grandes unidades litológicas, uma dominada por rochas metavulcânicas e outra por rochas metassedimentares.

A estrutura antiformal apresenta cerca de 20 km de comprimento e 12 km de largura, com eixo de direção média N30°E e um caimento médio de 20° para 220° (Fig. 5). O flanco oeste da antiforme mergulha em média 38°NW e o flanco leste mostra um mergulho médio de 30°SE. Estas atitudes determinam um ângulo interflancos de aproximadamente 110°, o que permite definir a estrutura como uma dobra aberta com superfície axial praticamente vertical (86°SE).

A unidade metavulcânica aflora principalmente ao longo do flanco oeste da Antiforme Capané, enquanto a unidade metassedimentar está concentrada nas porções central e leste desta megaestrutura, com amplas interdigitações entre ambas. Estas unidades estão orientadas preferencialmente segundo NE-SW e foram intrudidas por corpos de granitóides leucocráticos, dentre eles o Metagranito Capané, hoje estirados em lentes decamétricas dispostas segundo a foliação das encaixantes (Fig. 5).

A unidade metavulcânica foi subdividida em duas sub-unidades, uma félsica de afinidade cálcico-alcálica e outra intermediária a máfica de caráter transicional a toleiítico, sendo interpretado por Marques *et al.* (1998) como tendo ocorrido em parte sob condições sub-aquosas e vulcanismo explosivo associado à subducção de crosta oceânica sob um continente existente durante o Neoproterozóico. O conteúdo elevado de ETR e LILE e as relações de campo sugerem vulcanismo também associado à subducção de crosta oceânica sob um continente pré-existente, provavelmente representado pelas rochas granito-gnáissicas Paleoproterozóicas do Complexo Encantadas.

As rochas metassedimentares consistem de metapelitos e quartzitos, com algumas lentes de mármore e mais raramente metaconglomerados. Enquanto os metapelitos e quartzitos se distribuem em grande parte da área da estrutura, os e mármore se associam em sucessivas cristas e lentes no flanco leste com ótima exposição em antigas cavas de pedreiras. A natureza das rochas

metassedimentares sugere sedimentação em ambiente de mar raso, com vulcanismo subaquoso (Marques *et al.*,1998).

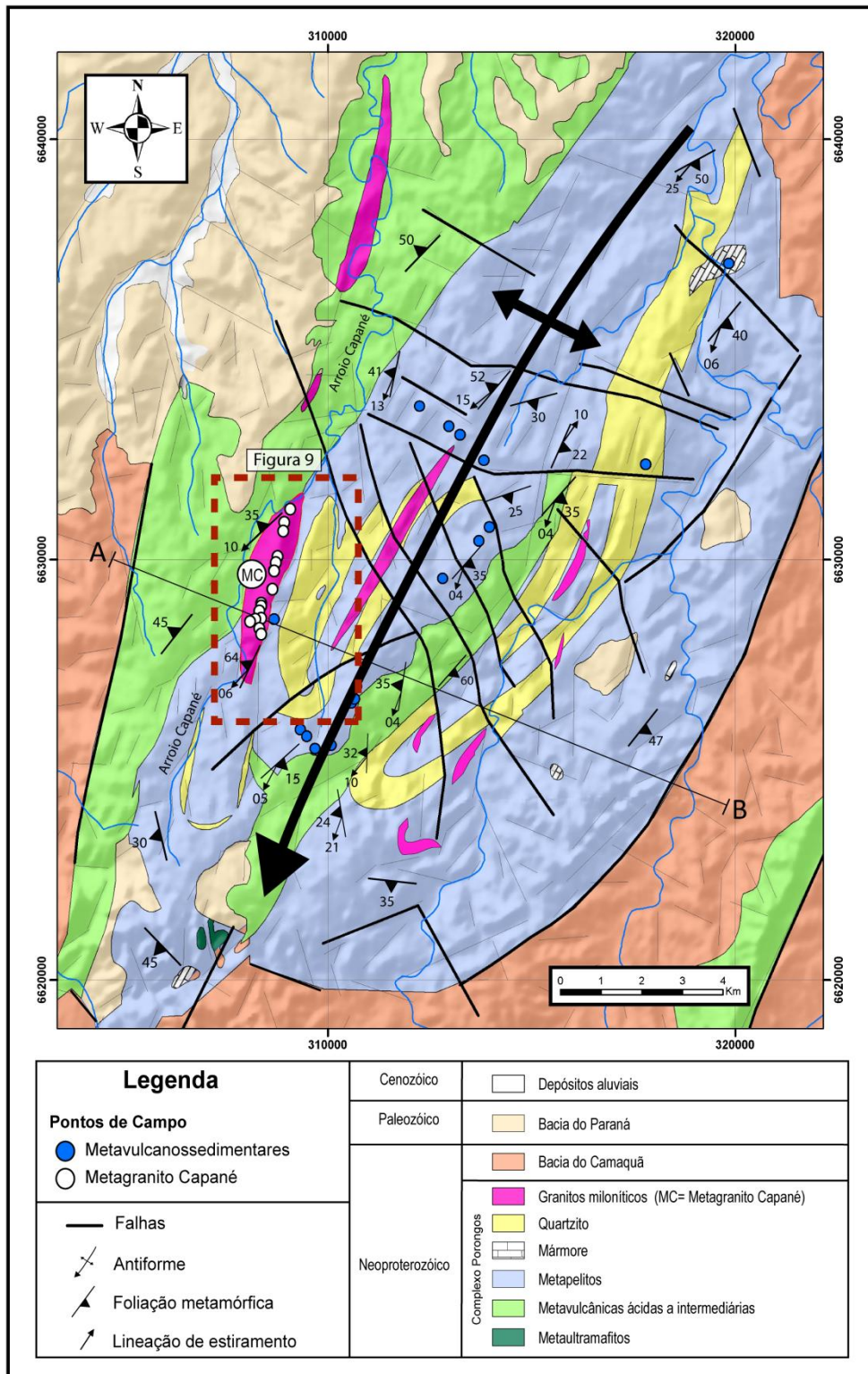


Figura 5 - Mapa geológico da Antiforme Capané. Em destaque tracejado vermelho área de localização do MC representa na figura 9.

Rochas metaultramáficas ocorrem como um alinhamento de lentes situadas ao longo do flanco oeste da antiforme. São compostas por serpentinitos com e sem textura reliquiar e, em menor quantidade, talco xistos, antofilita xistos e clorititos (Marques, 1996; Marques *et al.*, 2003). Estas rochas estão imbricadas tectonicamente com as rochas metavulcânicas, metassedimentares e metagraníticas.

A antiforme está cortada por estreitas e longas faixas de alto *strain*, as quais são definidas, em afloramentos e lâminas delgadas, por filonitos e ultramilonitos (Marques *et al.*, 1998 a). Estas faixas também estão dobradas na antiforme e representam antigas superfícies de cisalhamento (S1+S2) de orientação NE-SW de baixo ângulo de mergulho. Em geral, as feições de cisalhamento estão mais bem preservadas nos metagranitos e nas rochas metavulcânicas.

O Metagranito Capané ocorre como corpo alongado segundo a direção N20°E, de forma lenticular, com largura variando entre 300 e 600 metros e comprimento de 4 km, bordejado pelo Arroio Capané a oeste. Localizado no flanco oeste da Antiforme Capané intrudindo as rochas metavulcanossedimentares (Fig.5), aflora como lajeados e matacões nas porções mais altas da topografia, com texturas e estruturas variando de ígneas bem preservadas a miloníticas e ultramiloníticas (Fig. 6).

O MC está deformado, com texturas variando de protomilonítica a ultramiloníticas (Fig. 6). A foliação milonítica (Sm) está definida como um bandamento fino (1-3 mm), contínuo e regular, marcado pela alternância de níveis ricos em porfiroclastos de até 5 mm de K-feldspato do tipo pertita e clinopiroxênio sódico, e níveis ricos em uma matriz de composição quartzo-feldspática com textura granoblástica inequigranular interlobada fina (0,2 mm). A foliação milonítica tem orientação principal segundo a direção N20°E, variando até N20°W, com mergulhos em média 40° para WNW. A atitude média da lineação de estiramento mergulha cerca de 10° para S30°W.

Os primeiros estudos no MC foram realizados por Camozzato *et al.*, (1977) e Hartmann & Jost (1980), onde o metagranito foi interpretado como um meta-arcóseo. Nos trabalhos de Marques *et al.* (1998) essas rochas foram denominadas de Gnaisses Capané e interpretados como de origem ígnea, cujo magmatismo foi associado a um evento extensional anterior ou concomitante à formação da bacia do CP (Marques, 1996; Marques *et al.*, 1998).

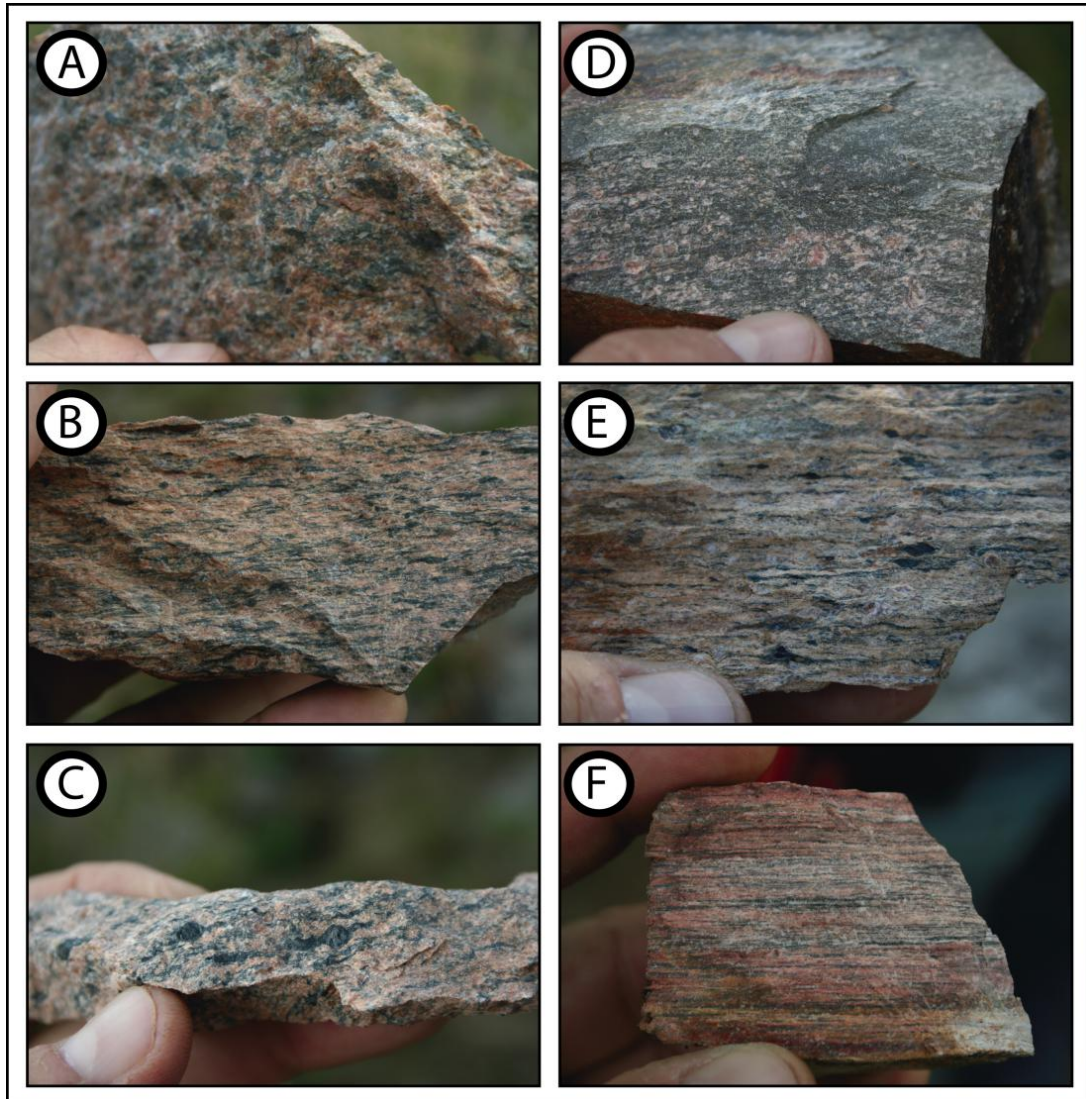


Figura 6 - Fotografias do MC com aumento da deformação de A para F. Em (A) – Pertita Granito pouco deformado com texturas ígneas bem preservadas. (B) Protomilonito com porfiroclastos de Px e Pertita sendo estirados. (C) Milonito com porfiroclasto de Px com caudas de deformação assimétricas. (D) Milonito com porfiroclastos de k- de até 0,5 mm. (E) Milonito com foliação milonítica bem desenvolvida e porfiroclasto de Px estirado e assimétrico. (F) Ultramilonito com bandas milimétricas compostas por níveis monominerálicos de quartzo intercaladas com níveis quartzo-feldspáticos e níveis com minerais máficos estirados. (Escala das fotos: unha do dedo = 2 cm).

5.2 Petrografia

Ao microscópio, as amostras do MC apresentam uma ampla variação na intensidade da deformação. Ao longo do corpo há uma grande variação textural, resultando em ampla variação do tamanho de grão e da proporção de porfiroclastos em relação á matriz, constituindo termos miloníticos a ultramiloníticos (Fig. 6).

O MC é classificado como um aegirina pertita granito. A composição mineral apresenta pertita (35-40 %), quartzo (30-35%), piroxênio (aegirina) (7-12%), anfibólio (riebeckita) (0-3%), titanita (1-3%) e minerais opacos (3-5%). Os termos miloníticos mostram uma pronunciada lineação de estiramento do quartzo e dos porfiroclastos de K-feldspato e piroxênio com caudas de deformação assimétricas que servem como indicadores cinemáticos (Fig. 7 e 8).

Os milonitos apresentam textura porfiroclástica média a fina, variável com a intensidade da deformação, composta por cristais de K-feldspato do tipo pertita de até 8 mm com maclas Carlsbad e em grade. Essas maclas, especialmente nas porções protomiloníticas, estão quebradas ou levemente dobradas devido a deformação intracristalina. Em alguns destes cristais ocorre a formação de uma coroa externa de albita. Estes porfiroclastos estão amplamente recristalizados, principalmente, em suas bordas por processos de recristalização por rotação de subgrãos, gerando feições de tipo porfiroclastos manteados (*mantled porfiroclasts*) (Fig. 7 e 8).

Os porfiroclastos de piroxênio mostram forma prismática alongada, são subédricos, com tamanhos entre 1 e 4 mm, com pleocroísmo variando de esverdeado a marrom amarelado. Os porfiroclastos estão estirados segundo a foliação milonítica por processos de cominuição, muitas vezes gerando caudas de deformação assimétricas que auxiliam como indicadores cinemáticos de movimentação tectônica (Fig. 7B). Nos termos ultramiloníticos os porfiroclastos de feldspato e piroxênio são reduzidos em quantidade e tamanho, chegando, no máximo a um (1) mm de diâmetro.

A matriz tem granulação fina a média (0,05 a 0,2 mm) e apresenta textura granoblástica inequigranular a equigranular interlobada, resultante da intensa recristalização dos cristais de quartzo e feldspato. O quartzo ocorre essencialmente na matriz, e está estirado, formando fitas (*ribbons*) ou associado ao feldspato na matriz (Fig. 7A). Os diminutos cristais de pertita que ocorrem na matriz também apresentam macla Carlsbad e em grade. Estes cristais possuem forma equidimensional e ocorrem com contatos retos a curvilíneos. O piroxênio (aegirina) ocorre na matriz como restos de grãos cominuídos pela deformação dos antigos porfiroclastos.

O anfibólio (riebeckita), de cor azul marinho escuro e hábito acicular, está orientado e constitui a textura nematoblástica. O anfibólio ocorre na forma de franjas finas ao redor da aegirina, como uma fase de substituição (Fig. 7E, 7F, 8A e 8B). Dados composicionais obtidos por Hartmann & Jost

(1980) por meio de microsonda eletrônica atestam que o piroxênio é uma aegirina-augita e o anfibólio é uma riebeckita.

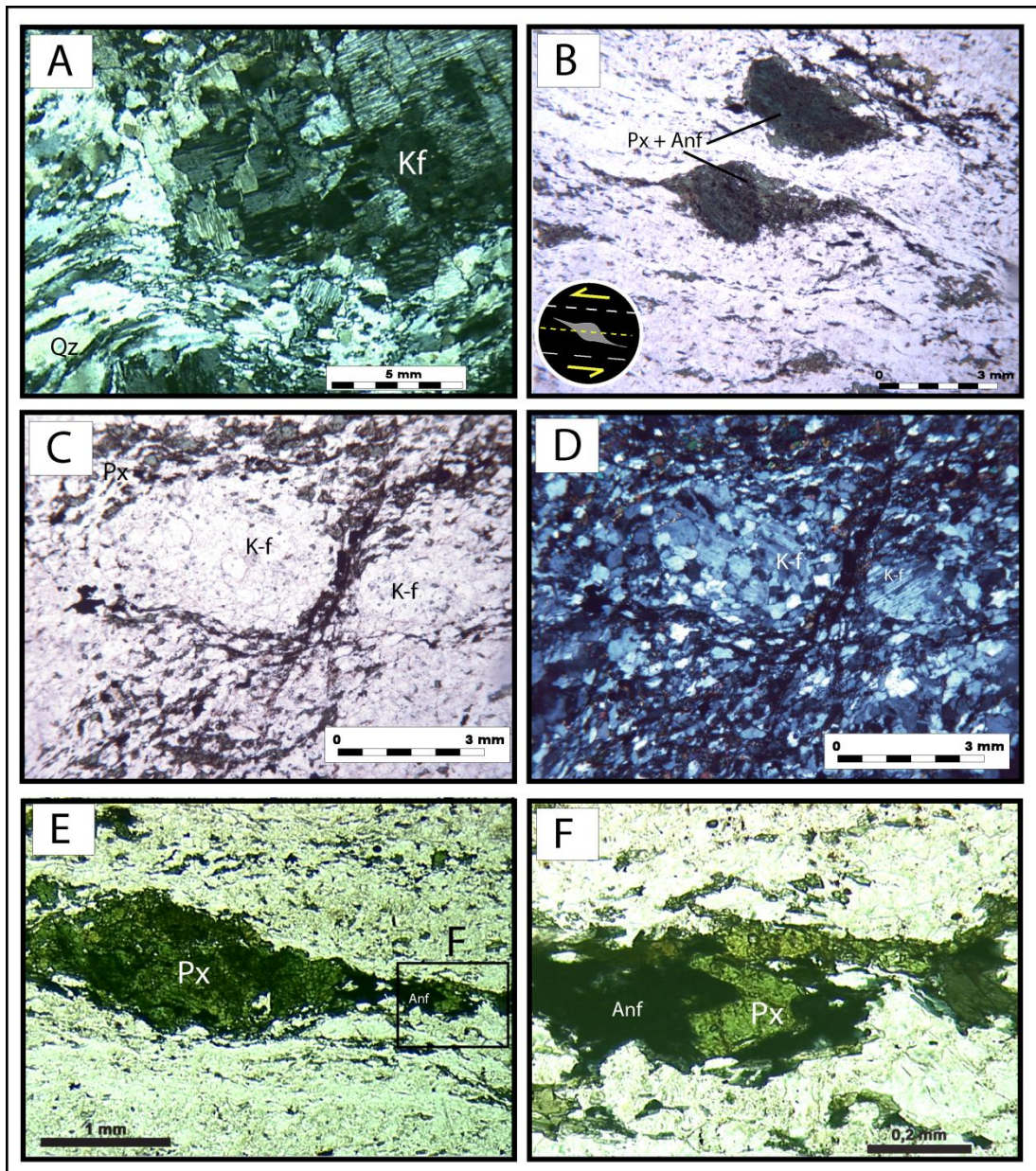


Figura 7 - Fotomicrografias do MC. (A) Protomilonito com porfiroclastos de pertita com intenso fraturamento gerando subgrãos com pouca recristalização nas bordas, envoltos por níveis de quartzo estirados em forma de fitas que se doblam circundando os porfiroclastos; (B) Milonito com porfiroclasto de Px estirados pela deformação gerando caudas assimétricas e estruturas do tipo “*stairsteeping*” indicando movimento de cisalhamento lateral esquerdo; (C e D) Milonito com porfirclastos de pertita com recristalização aumentando das bordas para o núcleo do cristal gerando textura granoblástica poligonal do tipo núcleo e manto (mantled porphyroclast); (E) Milonito com porfiroclasto de piroxênio (aegirina) sendo cominuído pela milonitização em contato por reação com anfibólio (riebeckita) de cor azul escuro, de até 0,2 mm, em textura nematoblástica. (F) Detalhe da figura 7E. Piroxênios envoltos por anfibólios.

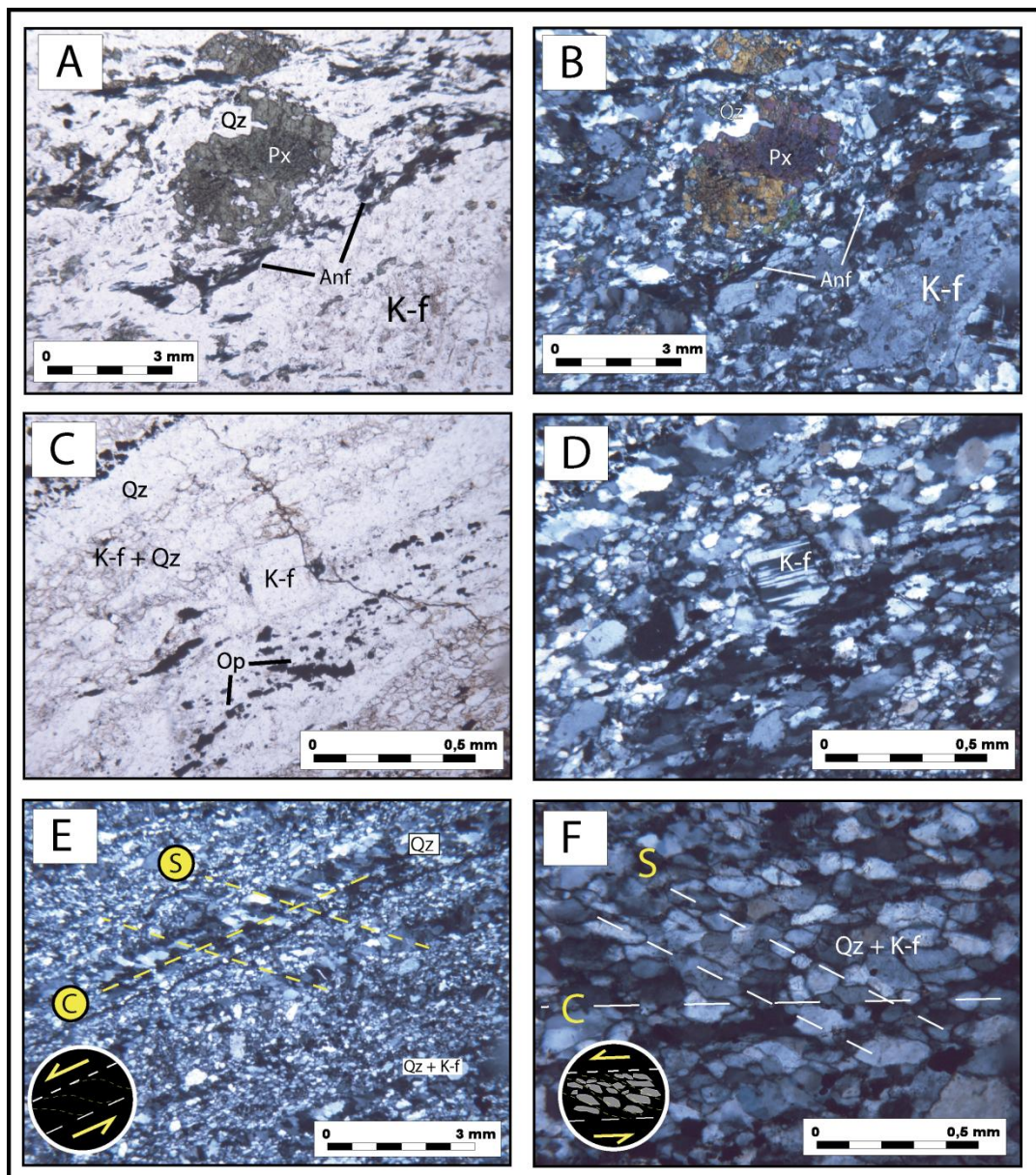


Figura 8 - Fotomicrografias do MC. (A e B) Milonito com porfiroclastos de piroxênio (aegirina) de até 3 mm (centro superior), estirados por cominuição em contato com cristais prismáticos de anfibólio em textura nematoblástica; (C e D) Ultramilonito, com pequeno porfiroclasto de K-feldspato (centro) em matriz milonítica com textura granoblástica de quartzo e de k-feldspato. (E) Ultramilonito com bandas monomirerálica de quartzos alongados e inclinados em relação a foliação milonítica marcando foliação oblíqua (*oblique fabric*) sugerindo movimento tectônico lateral esquerdo. As bandas marcam o plano C e os cristais estirados o plano S. (F) Detalhe da matriz granoblástica poligonal de feldspatos e quartzo também marcando estrutura de foliação oblíqua.

5.2.1 *Microestruturas, intensidade da deformação e indicadores cinemáticos*

As microestruturas e texturas observadas em lâmina delgada permitiram definir os intervalos de temperaturas atingidas durante a deformação além de auxiliar, pelos indicadores cinemáticos, na investigação das condições dinâmicas.

Nas porções protomiloníticas os porfiroclastos de pertita estão parcialmente quebrados, com extinção ondulante e pouca recristalização nas bordas, comparado aos termos miloníticos. Nos milonitos, o feldspato apresenta ex-solução de albita em forma de manchas, com intensa recristalização gerando textura granoblástica poligonal, principalmente, das bordas para centro dos porfiroclastos ou por fraturas causadas pela própria deformação (Fig. 7C e 7D). Esse tipo de feição é classificada como textura de núcleo e manto (*core and mantle textures*) e pode indicar deformação de médio grau. Caudas de recristalização assimétricas não são tão frequentes nos porfiroclastos de feldspato.

Os porfiroclastos de aegirina e titanita estão quebrados e estirados segundo a foliação milonítica por processos de cominuição e boudinagem (Fig. 7 e 8). Formam caudas de deformação assimétricas gerando ótimos indicadores cinemáticos do tipo teta. A aegirina está fortemente associada com anfibólio sódico de cor azul marinho escuro (riebekita), provavelmente, ligada a processos de hidratação do piroxênio durante o cisalhamento.

Na matriz, os níveis milimétricos com ampla recristalização de quartzo e do feldspato mostram textura granoblástica poligonal com fino material oxidado entre os contatos. Ocorre também bandas de até 1 mm de quartzo em forma de fitas com contatos serrilhados, circundando os porfiroclastos e marcando a foliação milonítica (Fig. 7 e 8). Bandas monominerálicas de quartzo possuem até 2 mm de espessura e mostram uma foliação oblíqua, marcada pela orientação de maior eixo dos cristais de quartzo recristalizados gerando o plano S da deformação por cisalhamento simples em relação ao plano da foliação principal C. Este indicador cinemático de transporte tectônico indica movimentação lateral-esquerda (Fig. 7 e 8). Ocorrem raros porfiroclastos de quartzo de até 2 mm, com forte extinção ondulante, que, por vezes, constitui parte das sombras de pressão dos porfiroclastos.

5.3. Análise Estrutural

O mapeamento geológico do MC e de suas encaixantes permitiu a análise da geometria e das relações entre ambas unidades (Fig. 9). A análise estrutural foi obtida a partir da integração entre os dados de campo e da petrografia, principalmente com a análise microtectônica. Estes dados permitiram a correlação entre as diferentes fases deformacionais e os diferentes tipos litológicos mapeados.

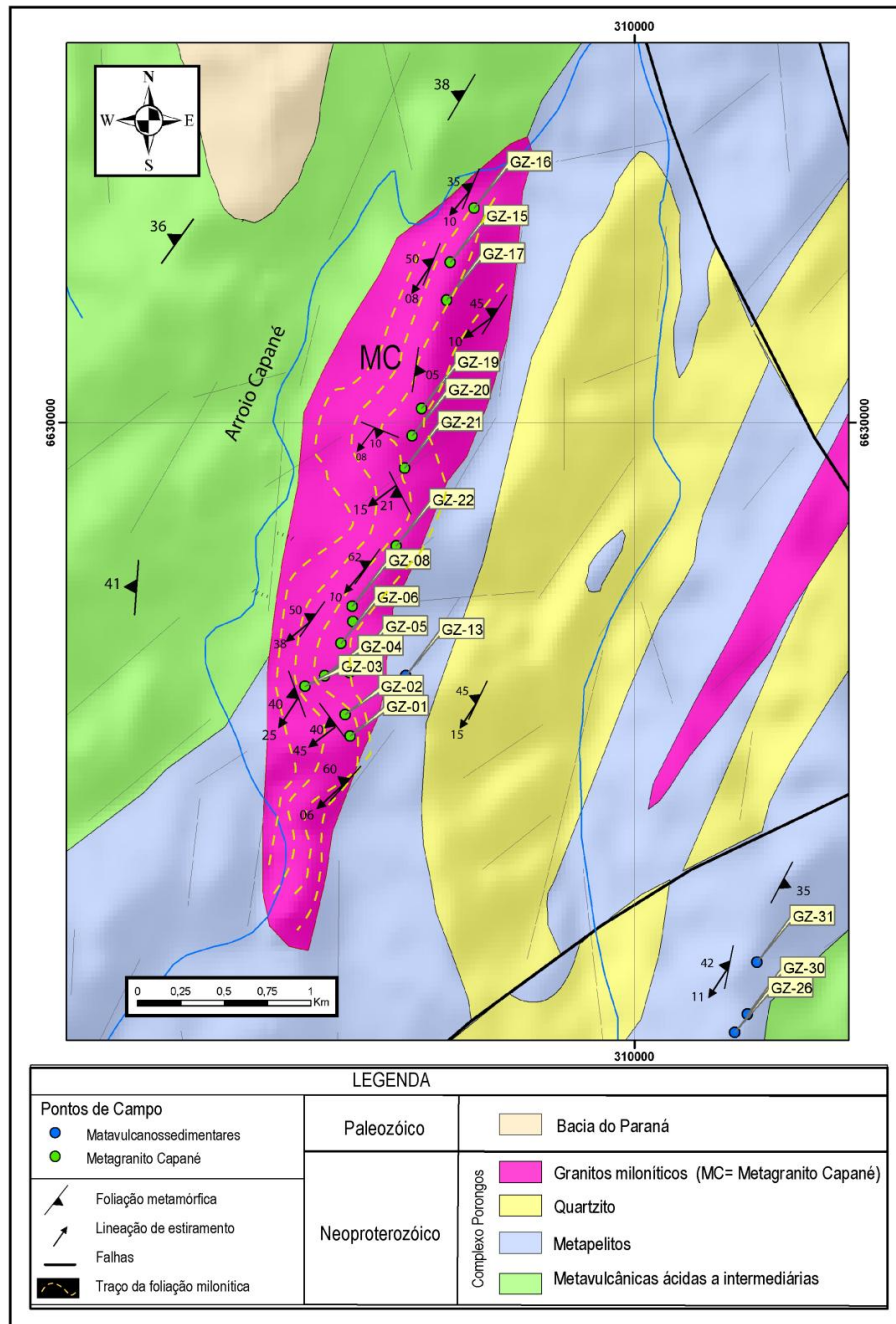


Figura 9 - Mapa Geológico do Metagranito Capané e suas encaixantes, com os pontos de campo e as principais estruturas.

As relações de campo e petrográficas permitiram reconhecer quatro (4) fases deformacionais distintas de acordo com as relações espaciais e geométricas. A foliação metamórfica dos metapelitos, quartzitos e mármore, denominada de S1, está preservada como dobras isoclinais intrafoliais, de dimensões milimétricas a centimétricas, no interior da foliação principal (S2). A foliação S2 esta marcada por uma clivagem de crenulação penetrativa com orientação média segundo a direção 184; 35°, com mergulhos variáveis para NW e SE (Fig. 10A). A lineação de estiramento (Lx) associada a foliação S2 mergulha em baixo ângulo, principalmente, para NE e SW (Fig. 10B).

Nos estereogramas do MC a foliação milonítica (Sm) apresenta uma atitude média 163°/54°, com variação de direção predominante 190°/45° chegando a mergulhos de até 10° (Fig. 9 e 11A). A lineação de estiramento (Lx) associada a esta foliação milonítica tem uma atitude média 207°, com caimento em baixo ângulo (~10°), essencialmente para SW, da mesma forma que a lineação dos metassedimentos (Fig. 10 e 11).

A relação da lineação de estiramento com a foliação milonítica é variada, com setores com baixo *rake*, indicando movimentos de caráter transcorrente e setores com um maior ângulo entre a lineação de estiramento e direção da foliação, registrando uma movimentação oblíqua (Fig. 11E).

Os estereogramas da foliação milonítica (Sm) do MC e foliação metamórfica (S₂) das encaixantes mostram que ambas estruturas mergulham para NW e seguem rotacionando para SE, definindo uma guirlanda. Esta variação materializa o dobramento da foliação S₂ e da Sm pelas dobras abertas a fechadas da fase F3, produzindo uma clivagem de fratura (S3) nas superfícies axiais. Esta fase deformacional (D3) é responsável pela geração da estrutura antiformal da AC, que ocorreu em condições de deformação mais dútil quando comparada com as foliações S1, S2 e Sm.

Todas as unidades são afetadas por uma fase de dobramento mais tardia (F4), marcada por dobras suaves a abertas com eixos orientados segundo a direção NW-SE, relacionada a quarta fase deformacional (D4) (Fig. 12 e Fig. 13). Em campo esta fase esta marcada como uma clivagem de fratura subvertical (S4) com espaçamentos decimétricos a centimétricos e orientação média com azimute de 318° (Fig. 10D e 11C). Essa estrutura marca uma significativa mudança de direção no campo tensional e nas condições deformacionais de características essencialmente rúpteis.

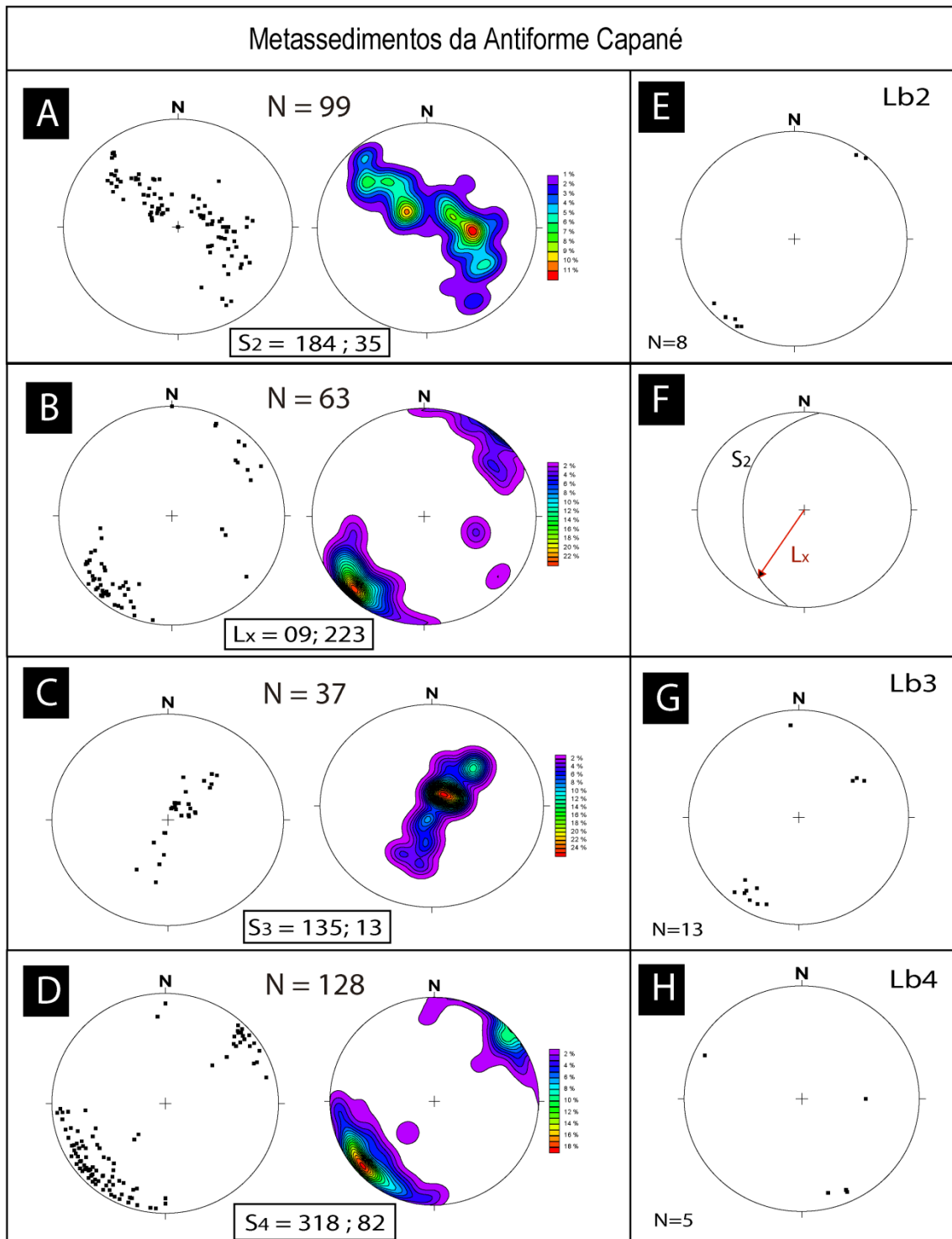


Figura 10 - Estereogramas de diferentes estruturas identificadas nos metassedimentos da AC. (A) Estereogramas de projeção dos pólos do plano de foliação S_x (foliação metamórfica $S_1//S_2$) por pontos (a esquerda) e por linhas de contorno (a direita). (B) Estereogramas de projeção das lineações de estiramento (L_x) por pontos (esq.) e por linhas de contorno (dir.). (C) Distribuição dos pólos dos planos da estrutura S_3 . (D) Estereogramas de pontos e linhas de contorno representando os pólos dos planos de fraturas S_4 . (E) Representação de eixo de dobras (Lb_2) em estereograma de linhas. (F) Relação entre a moda da foliação S_x com a lineação L_x mais freqüente. (G e H) Estereogramas de linhas dos eixos de dobras (Lb_3 e Lb_4) das fases deformacionais D_3 d e D_4 , respectivamente.

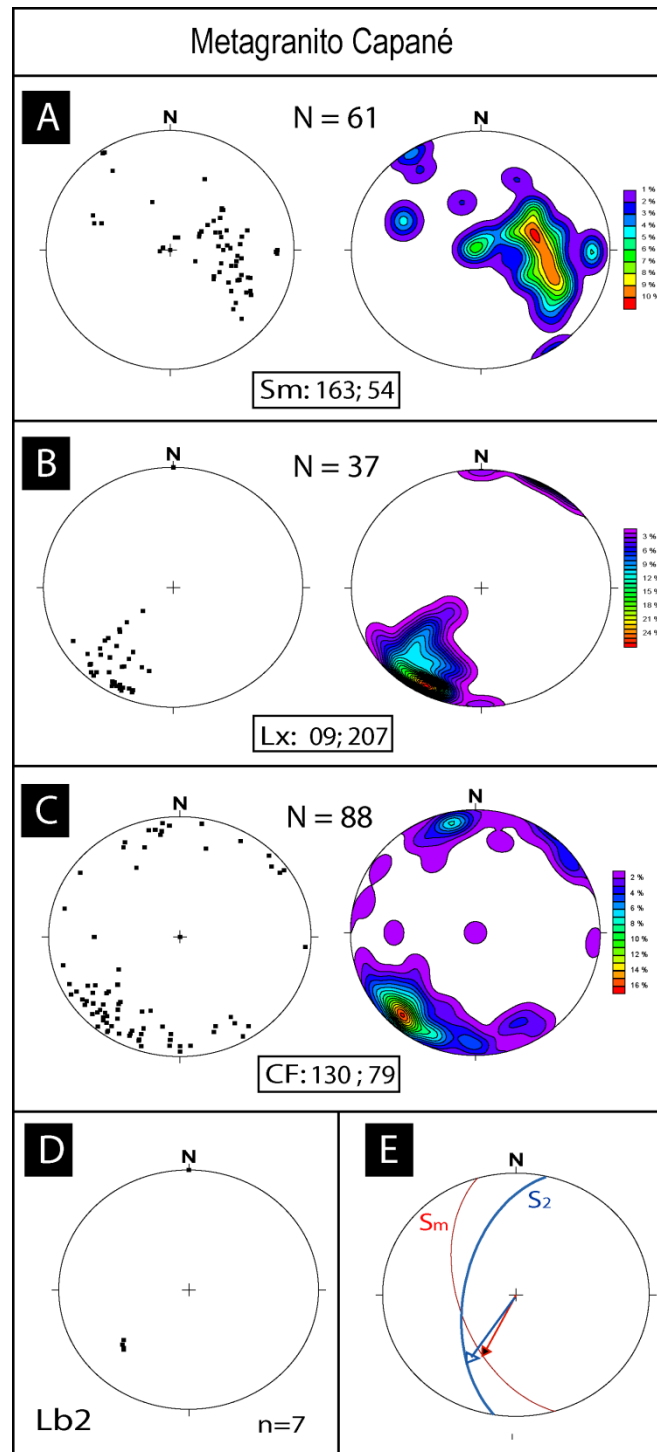


Figura 11 - Estereogramas das estruturas lineares e planares do Metagranito Capané. (A) Estereogramas de pólos da foliação milonítica (Sm) localdos por pontos (esq.) e por linhas de contorno (dir.). (B) Estereograma de linhas representando a distribuição das lineações de estiramento. (C) Distribuição dos pólos dos planos de clivagens de fraturas (CF) com orientação NW-SE em alto ângulo. (D) Representação de eixo de dobra (Lb2) em estereograma de linha. (E) Relação dos principais planos de foliação milonítica com lineações de estiramento mais freqüentes.

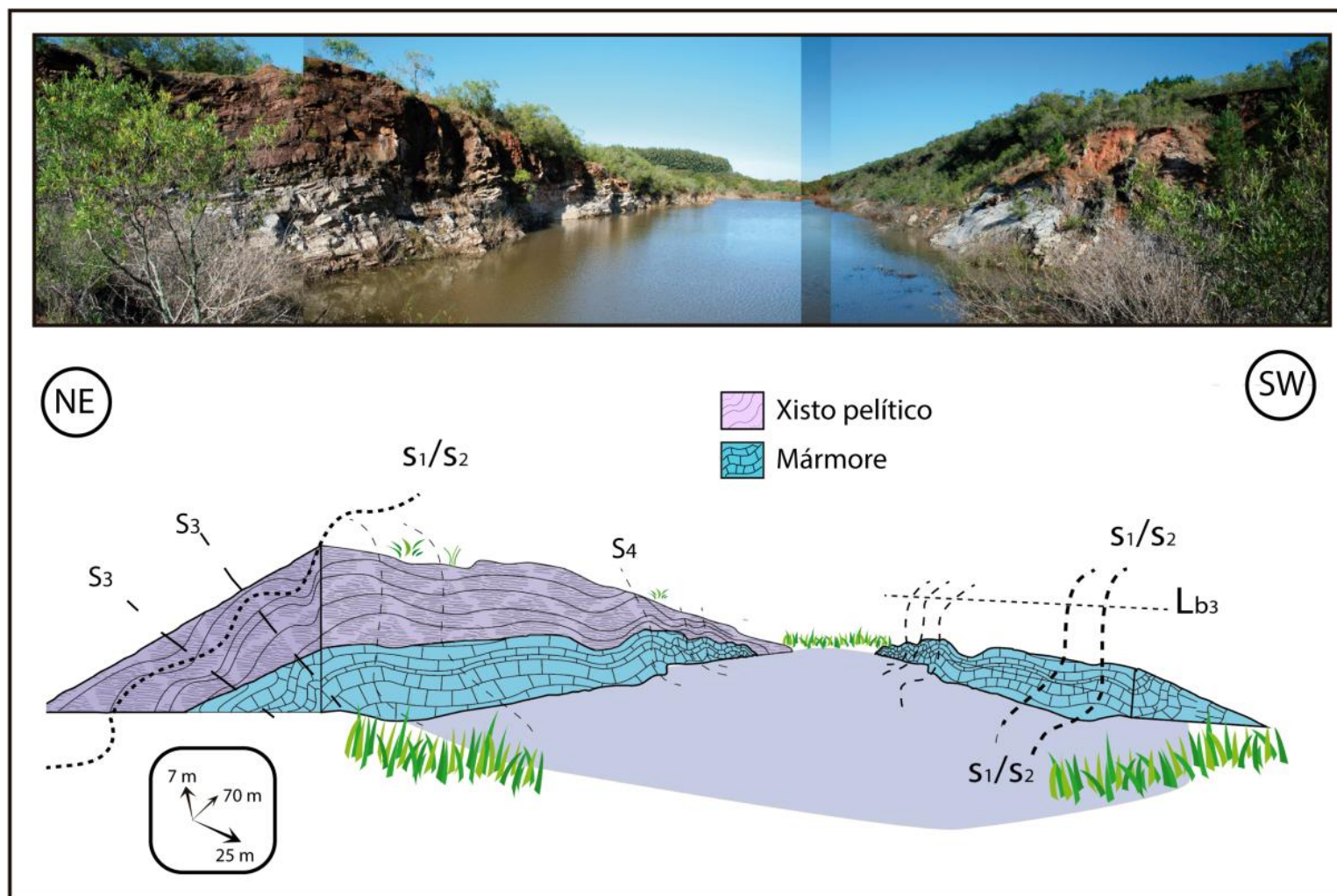


Figura 12 - Interpretação lito-estrutural dos metassedimentos da Antiforme Capané. Parte superior: Fotomosaico de cava de pedra de mármore em contato com xistos pelíticos sotopostos. Parte inferior: croqui esquemático do fotomosaico representando as principais feições estruturais identificadas em campo. S1//S2: foliação metamórfica; S3 e S4: clivagens de fraturas plano-axiais; Lb: eixo de dobra.

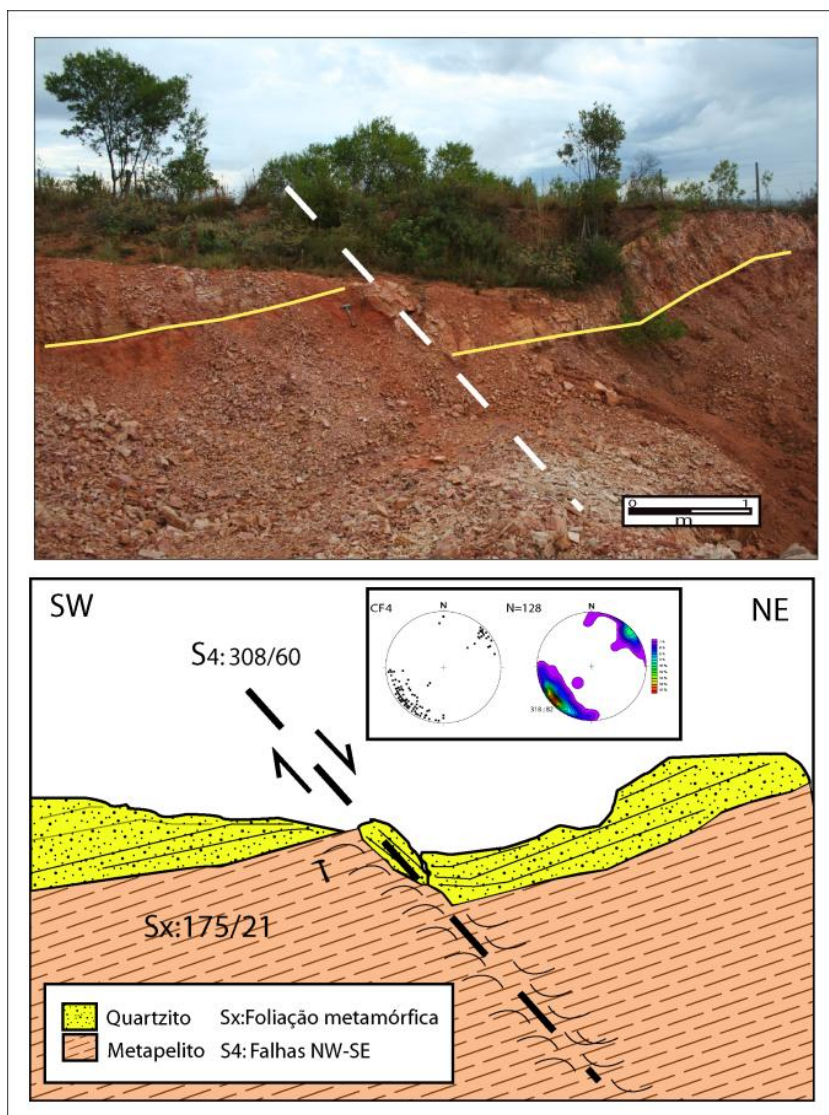


Figura 132 - Fotografia do ponto GZ_26 (parte superior) e croqui das camadas de metassedimentos sendo afetados por falhamentos de alto ângulo de direção NW-SE (parte inferior), relacionados a fase de deformação D4.

As quatro fases descritas são bem registradas nas rochas metavulcanossedimentares enquanto que no MC a foliação milonítica se associa a fase D2 dos metassedimentos, com variação relacionada á fase D3. A quarta fase também é bem marcada no granito por uma clivagem de fratura com espaçamento centimétrico. Pelas características das foliações miloníticas e suas relações com a lineação de estiramento, podemos dizer que a zona de cisalhamento que afeta o MC tem uma forma sigmoidal, deformando o MC em uma zona alta deformação (Fig. 9). A disposição espacial destas estruturas estão representadas na seção geológica esquemática na figura 14.

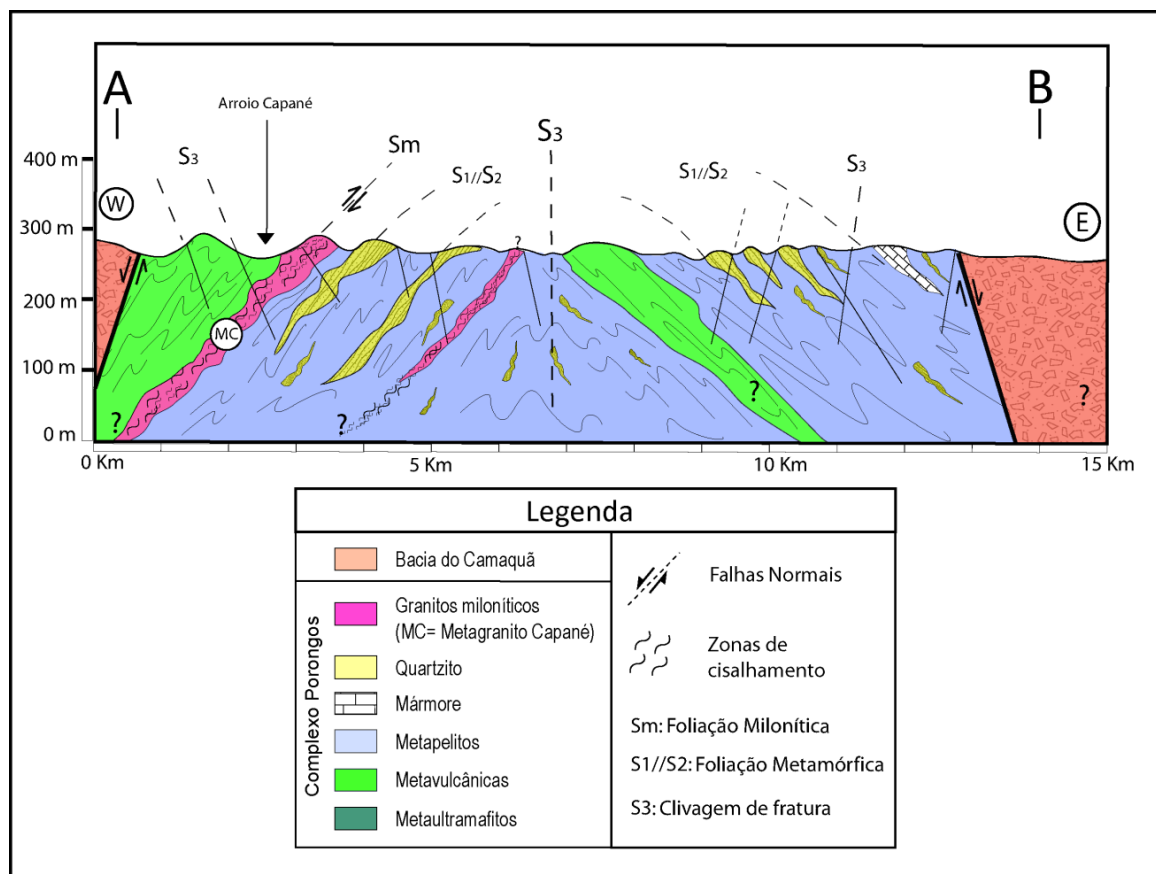


Figura 14 - Seção geológica esquemática (A-B) da figura 5 com as relações estratigráficas e estruturais observadas em campo.

5. Conclusões

Foram identificadas 4 principais fases deformacionais. D1 e D2 de caráter dúctil, com geração de foliações metamórficas penetrativas com orientação segundo NE-SW, e D3 e D4 gerando estruturas de caráter mais rúptil, sendo a última com orientação para NW. Essas informações nos indicam que as unidades que estão na Antiforme Capané apresentam uma história complexa, sendo progressivamente deformadas por eventos deformacionais situados primeiramente, em níveis crustais mais profundos gerando zonas de cisalhamento de baixo ângulo, associado a gênese das foliações metamórficas S1 e S2. A evolução do complexo passa progressivamente para níveis crustais mais rasos e conseqüentemente uma deformação de caráter mais rúptil.

As análises petrográficas classificam o Metagranito Capané como um aegerina pertita granito. A variação da intensidade da deformação no MC está registrada pelas variações texturais de protomiloníticas até ultramiloníticas. A relação genética entre a zona de cisalhamento dúctil que afeta

o MC e as rochas encaixantes é uma questão de difícil abordagem, levando em conta a falta de afloramentos para uma melhor correlação estrutural.

Contudo, sabemos que a foliação milonítica do MC é concordante com a foliação metamórfica S2 das rochas encaixantes assim como a lineação de estiramento. Portanto, a milonitização do MC se daria durante a fase D2, em condições variáveis entre a fácies xisto verde e a fácies anfibolito inferior a médio. A fase D3 foi responsável pela geração da estrutura antiformal e afeta tanto os metassedimentos quanto o MC. A fase deformacional D4 tem caráter rúptil e gera uma clivagem de fratura de espaçamento centimétrico e orientação NW afetando todas as unidades.

As microestruturas, texturas e transformações mineralógicas identificadas no MC mostram que os protomilonitos apresentam estruturas de mais baixa deformação, enquanto os termos miloníticos e ultramiloníticos apresentam microestruturas dúcteis indicadas por Passchier & Trow (2005) para a classificação de milonitos de grau médio (500-650°C). Essas condições são equivalentes ao grau metamórfico da foliação S2 das encaixantes.

As relações estruturais sugerem que o pertita granito intruiu as rochas metavulcanossedimentar antes ou durante a fase deformacional D1, neste último caso provavelmente aproveitando a estrutura metamórfica pré-existente. A milonitização está relacionada a fase deformacional D2, como referido pela similaridade das foliações e lineações de estiramento relacionadas a esta fase. Os dados obtidos apontam para uma evolução associada a uma tectônica oblíqua a transcorrente, condições que ocorrem normalmente no período pós-colisional do CDF.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, (1):13-21.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1996. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.
- Bucher, K. & Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 428p.
- Camozzato, E. & Marques, S.P.P. 1977. *Geologia das Cabeceiras do Arroio Capané – Cachoeira do Sul/RS (Área VI)*. São Leopoldo, 127p. Trabalho de Conclusão de Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS.

- Camozzato, E., Lopes, R. C., Philipp, R. P., & Klein, C. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I), Programa de Levantamentos geológicos Básicos, CPRM, Porto Alegre, 164 p.
- Camozzato, E., Philipp, R.P., & Chemale Jr., F. 2013. Evolução tectônica e geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). *In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA*, 13, 2013. Resumos Expandidos.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & L.C. Silva. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, 38, Camboriú, v.1: p.626.
- Chemale Jr., F.; Gresse, P.G.; Silva, L.C.; Hartmann, L.A. & F. Walraven. 1995. Tectonic evolution of the Brasiliano-Pan-African cycle in the southern Brazil and South Africa. *In: V SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, Gramado, RS, p.14.
- Chemale Jr., F., Gresse, P.G., Silva, L.C., Hartmann, L.A. & F. Walraven. 1995. Correlação geológica entre as unidades Brasilianas e Pan-Africanas do Sul do Brasil e África do Sul. *In: VI SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, Porto Alegre, RS, Palestras, 13-16.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: Holz, M., & De Ros, L. F. (Eds). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Editora da UFRGS.*
- Fernandes, L.A.; Tommasi, A. & C.C. Porcher, 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1): 77-96.
- Fernandes, L.A.D.; Koester, E., 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences* 29, 3-24.
- Fernandes, L.A.D., Menegat R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C.; Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & E. Camozzato. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG*, 31, Camboriú, 5: 2879 - 2891.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasiliano: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362p.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & E. Soliani Jr., 1982a. Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG*, 32, Salvador, 1: 1-12.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & E. Soliani Jr., 1982b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG*, 32, Salvador, 1: 13-23.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R. & C. Gomes. 1987. *Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul*. *In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Atas*, SBG, Curitiba, 2: 791-810.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., Monteiro & Sallet, R., 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense: uma introdução ao problema. *Acta Geológica Lepoldensia*, 30:75-93.
- Gollmann, K., Marques, J.C., Frantz, J.C., & Chemale Jr., F. 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, 35 (2): 83-95.

- Hartmann, L.A., Silva, L.C. da, Remus, M.V.D., Leite, J.A.D. & R.P. Philipp. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3.3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, *Atas*, Sociedade Uruguia de Geologia, Punta del Este, p.277-284.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., & Vasconcellos, M.A.Z., 2003. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, souther Brazilian shield. *International Geology Review*, 46, 127-157.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., & Philipp, R.P. (2007). Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J. C. (Eds.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre: Editora Comunicação e Liberdade.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99.
- Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 7: 27-60.
- Jost, H. 1981. *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil*. University of Athens, Georgia, PhD thesis, 208p.
- Jost, H. 1982. Condições de metamorfismo de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 4: 27-60.
- Jost, H & L.A. Hartmann. 1984. Província Mantiqueira. In: Almeida, F.F.M. & Y. Hasui ed., *O Pré-Cambriano do Brasil*, p. 345-368.
- Jost, H. & J.A. Vilwook. 1966. Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre*, 1(1): 13-26.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998a. Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 419-430.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998b. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 467-472.
- Marques, J.C., Jost, H., Rosenberg, A., Frantz, J.C., Teixeira, R. S., 2003. *Geologia e geoquímica das rochas ultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS*. *Revista Brasileira de Geociências* 33(1):83-94.
- Orlandi Fo, V.; Pimentel, G. de B.; Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. (2000). Folha Piratini (SH-22-Y-C-II), Estado do Rio Grande do Sul. CPRM: Brasília, Ed. 2009. Programa de Geologia do Brasil. CD. Texto Explicativo, 247p; mapas geológico e metalogenético/previsional 1:100.000.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. & Kroner, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Berlin, Springer-Verlag, 150p.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J., 1996. *Micro-tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 365p.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.133-160.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr, F. 2007. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.). *50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.

- Philipp, R. P. & Machado, R., 2001. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n.3, p. 257-268.
- Philipp, R. P. & Machado, R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, v. 19, p. 461-478.
- Philipp, R. P., Lusa, M. & Nardi, L. V. S. 2008. *Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 80, p. 735-748.
- Philipp, R.P. & Camozzato, E. 2009. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12; INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 2009, Ouro Preto. Anais...* Ouro Preto, SBG, p. 112.
- Philipp, R. P., Massone, H. & Campos, R. S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 8-24.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Hartmann, L. A., Campos, R. S., Pertile, J., Lena, L. O., Lopes, C. G., Bom, F. M., Vedana, L. A., Camozzato, E., Laux, J. H. & Gubert, M. 2013. Correlação entre os Complexo Metavulcânico-sedimentares dos Escudos do RS e SC: Evidências da evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano com base em geocronologia U-Pb em zircão. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. Anais...* Chapada dos Guimarães.
- Salmann, K., L.A. Hartmann, M.V.D. Remus, E. Koesterb, R.V. Conceição. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research* 136 (2005) 159–175
- Salmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine* 143, 59-88.
- Soliani Jr. E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425 f. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.
- Trouw, R.A. J.; Passchier, C. W.; Wiersma, D. J., *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Berlin, Springer-Verlag, 289 p.

CAPÍTULO III

1. Considerações finais

A integração de dados geológicos, estruturais e petrográficos aqui apresentados mostrou-se eficaz no sentido de caracterizar a geologia estrutural do MC e suas relações com as rochas metavulcanossedimentares encaixantes. Identificando e definindo as principais fases deformacionais que ocorreram na AC e classificando o tipo e o grau de deformação em cada fase, foi possível inferir alguns intervalos relativos para o posicionamento e a deformação posterior a cristalização do MC.

Petrograficamente o Metagranito Capané é classificado como aegirina pertita granito que foi deformado por milonitização gerando estruturas miloníticas de grau médio, equivalente ao grau metamórfico de fácies xisto verde a anfibolito das encaixantes.

Os dados do mapeamento geológico-estrutural indicam pelo menos 4 principais fases de deformação: As foliações S1 e S2, de caráter dúctil e metamórfico, são formadas pelos eventos deformacionais D1 e D2 respectivamente. A S1 está preservada como dobras isoclinais a apertadas contidas na foliação transposta S2, ou seja, S1//S2.

No flanco oeste da AC o MC está posicionado com foliação milonítica coincidindo com o mergulho da foliação S2 dos metassedimentos encaixantes assim como a lineação de estiramento. Sugerindo que o MC tenha sido deformado durante a formação da foliação metamórfica S2 das unidades metassedimentares com dinâmica de caráter oblíquo a transcorrente com movimentação tectônica de topo para NE.

A foliação transposta S2 está dobrada por dobras abertas e suaves de amplitude métrica a decamétrica como dobras parasitas relacionadas ao desenvolvimento da Antiforme Capané de escala quilométrica. Os planos axiais destas dobras formam a clivagem de fratura plano axial S3, de caráter dúctil-rúptil. Esses dobramentos, normalmente suaves a abertos afetam tanto o MC quanto as encaixantes e marcam fase deformacional D3.

Por fim fraturas sub-verticais S4 de orientação NW-SE cortam todas as estruturas anteriores com sistema de falhas transcorrentes e normais de características essencialmente rúpteis associadas a evento de deformação D4.

As relações petrográficas e estruturais definem uma evolução tectônica e deformacional relacionada à dinâmica transcorrente do período pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano.

2. Bibliografia

- Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, (1):13-21.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1996. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.
- Bucher, K. & Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 428p.
- Camozzato, E. & Marques, S.P.P. 1977. *Geologia das Cabeceiras do Arroio Capané – Cachoeira do Sul/RS (Área VI)*. São Leopoldo, 127p. Trabalho de Conclusão de Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS.
- Camozzato, E., Lopes, R. C., Philipp, R. P., & Klein, C. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I), Programa de Levantamentos geológicos Básicos, CPRM, Porto Alegre, 164 p.
- Camozzato, E., Philipp, R.P., & Chemale Jr., F. 2013. Evolução tectônica e geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). *In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA*, 13, 2013. Resumos Expandidos.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & L.C. Silva. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, 38, Camboriú, v.1: p.626.
- Chemale Jr., F.; Gresse, P.G.; Silva, L.C.; Hartmann, L.A. & F. Walraven. 1995. Tectonic evolution of the Brasiliano-Pan-African cycle in the southern Brazil and South Africa. *In: V SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, Gramado, RS, p.14.
- Chemale Jr., F., Gresse, P.G., Silva, L.C., Hartmann, L.A. & F. Walraven. 1995. Correlação geológica entre as unidades Brasilianas e Pan-Africanas do Sul do Brasil e África do Sul. *In: VI SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, Porto Alegre, RS, Palestras, 13-16.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: Holz, M, & De Ros, L. F. (Eds). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Editora da UFRGS.
- Fernandes, L.A.; Tommasi, A. & C.C. Porcher, 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1): 77-96.
- Fernandes, L.A.D.; Koester, E., 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences* 29, 3-24.
- Fernandes, L.A.D., Menegat R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C.; Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & E. Camozzato. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

- Fossen, H., 2012. *Geologia Estrutural*. São Paulo, Oficina de textos. 584p.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG, 31, Camboriú, 5: 2879 - 2891.*
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362p.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & E. Soliani Jr., 1982a. Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG, 32, Salvador, 1: 1-12.*
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & E. Soliani Jr., 1982b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG, 32, Salvador, 1: 13-23.*
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R. & C. Gomes. 1987. *Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul*. *In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Atas, SBG, Curitiba, 2: 791-810.*
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., Monteiro & Sallet, R., 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense: uma introdução ao problema. *Acta Geológica Leopoldensia, 30:75-93.*
- Gollmann, K., Marques, J.C., Frantz, J.C., & Chemale Jr., F. 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Revista Pesquisas em Geociências, 35 (2): 83-95.*
- Gower, R. J. W. & Simpson, C., 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology*.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C. da, Remus, M.V.D., Leite, J.A.D. & R.P. Philipp. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3.3 Ga e 470 Ma. *In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, Atas, Sociedade Uruguaia de Geologia, Punta del Este, p.277-284.*
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., & Vasconcellos, M.A.Z., 2003. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, southern Brazilian shield. *International Geology Review, 46, 127-157.*
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., & Philipp, R.P. (2007). Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. *In: Ianuzzi, R. & Frantz, J. C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Liberdade.*
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research, v. 19, p. 84-99.*
- Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia, 7: 27-60.*
- Jost, H. 1981. *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil*. University of Athens, Georgia, PhD thesis, 208p.
- Jost, H. 1982. Condições de metamorfismo de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia, 4: 27-60.*
- Jost, H & L.A. Hartmann. 1984. Província Mantiqueira. *In: Almeida, F.F.M. & Y. Hasui ed., O Pré-Cambriano do Brasil, p. 345-368.*

- Jost, H. & J.A. Vilwook. 1966. Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. Notas e Estudos da Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 1(1): 13-26.
- Lapworth, C., 1985. The highland controversy in British geology: its causes, course and consequences. *Nature* 32:558-559.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998a. Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 419-430.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C., 1998b. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 467-472.
- Marques, J.C., Jost, H., Rosenberg, A., Frantz, J.C., Teixeira, R. S., 2003. *Geologia e geoquímica das rochas ultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS. Revista Brasileira de Geociências* 33(1):83-94.
- Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M. F., 1986. Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 23, p. 33-56.
- Orlandi Fo, V.; Pimentel, G. de B.; Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. (2000). Folha Piratini (SH-22-Y-C-II), Estado do Rio Grande do Sul. CPRM: Brasília, Ed. 2009. Programa de Geologia do Brasil. CD. Texto Explicativo, 247p; mapas geológico e metalogenético/previsional 1:100.000.
- Passchier, C.W., 1982a. Milonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudothachylyte. *GUA Pap Geol Ser* 1 16:1-173.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. & Kroner, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Berlin, Springer-Verlag, 150p.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J., 1996. *Micro-tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 365p.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.133-160.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr, F. 2007. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.). 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.
- Philipp, R. P. & Machado, R., 2001. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n.3, p. 257-268.
- Philipp, R. P. & Machado, R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, v. 19, p. 461-478.
- Philipp, R. P., Lusa, M. & Nardi, L. V. S. 2008. *Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 80, p. 735-748.
- Philipp, R.P. & Camozzato, E. 2009. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12; INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 2009, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto, SBG, p. 112.*

- Philipp, R. P., Massone, H. & Campos, R. S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 8-24.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Hartmann, L. A., Campos, R. S., Pertile, J., Lena, L. O., Lopes, C. G., Bom, F. M., Vedana, L. A., Camozzato, E., Laux, J. H. & Gubert, M. 2013. Correlação entre os Complexo Metavulcânico-sedimentares dos Escudos do RS e SC: Evidências da evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano com base em geocronologia U-Pb em zircão. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. Anais...Chapada dos Guimarães.*
- Ramsay, J. G., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 2:83-101.
- Salmann, K., L.A. Hartmann, M.V.D. Remus, E. Koester, R.V. Conceição. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research* 136 (2005) 159–175
- Salmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine* 143, 59-88.
- Schimid, S. M. & Handy, M. R., 1991. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: Muller DW, McKenzie JA, Weisser H (eds) *Controversies in modern geology, evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. Academic Press, London, pp 339-361.
- Soliani Jr. E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425 f. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.
- Trouw, R.A. J.; Passchier, C. W.; Wiersma, D. J., *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Berlin, Springer-Verlag, 289 p.