



**ORIGEM E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA,
ENCRUZILHADA DO SUL, RS**

FRANCISCO MOLINA BOM

**ORIGEM E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA,
ENCRUZILHADA DO SUL, RS**

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

Orientadores: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Porto Alegre, 2011

Bom, Francisco Molina

Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS. / Francisco Molina Bom. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.
[73 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel
Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Complexo Várzea do Capivarita. 3. Geocronologia U-Pb SHRIMP. 4. Neoproterozóico. 5. Paragnaisse. 6 Leucogranito. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“ORIGEM E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA, ENCRUZILHADA DO SUL, RS”**, elaborado por **“FRANCISCO MOLINA BOM”**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

AGRADECIMENTOS

Primeiramente queria agradecer aos meus pais por sempre me terem apoiado nas minhas indecisões e abandono dos dois cursos que estudei anteriormente até finalmente me apaixonar pelos estudos do nosso maravilhoso planeta Terra.

À Evelyn, amiga das antigas, que me indicou o livro “Do Mar ao Deserto” quando eu ainda estava em dúvida sobre a nova troca de curso e que me fez decidir logo na 3ª página!

Ao orientador Márcio Pimentel por ter me dado a oportunidade de trabalhar nesse baita projeto de pesquisa do qual se originou meu Projeto Temático, por haver me passado um pouco do seu grande conhecimento em geocronologia e pela ajuda na hora da interpretação dos dados geocronológicos.

Ao orientador Ruy Philipp por haver me abraçado nesta empreitada em cima da hora e disponibilizado um espaço em sua sala pra trocarmos idéias e ouvirmos sonzeiras tomando mate, me disponibilizado seu grande conhecimento em geologia, em especial das mais recentes pesquisas em geologia metamórfica e granitogênese, fundamentais para este trabalho, e também por haver me ajudado muito na correria da finalização do trabalho.

Ao Prof. Léo Hartmann por haver me indicado ao orientador Márcio Pimentel em dezembro do ano passado, após eu já ter entregue o Projeto Temático I em outro tema totalmente diferente (!).

Ao Sérgio Junges pela grande ajuda e ensino na preparação dos concentrados de zircão e idéias trocadas sobre geocronologia e também sobre música.

Ao Marcelo e ao Juliano do Anexo pela preparação das lâminas petrográficas.

Ao Leonardo Gruber e à Maria Luiza por haverem preparado e datado meus zircões na semana anterior da entrega deste trabalho, literalmente o salvaram.

Ao Kei Sato da USP por haver processado os dados geocronológicos.

Aos colegas da geologia, alguns dos quais tive o prazer de participar da maioria dos trabalhos de campo e matérias, além de discussões geológicas e momentos de alegria: Amós, Olavo, Thamy Lara, Dóda, Álden, Nati Inazaki, Thisi, Ellen, Rodriguito, Jepeto, Uruguaiana, Caxias, Piritá, Fera, entre outros; a gurizada das antigas que me ajudou nos primeiros passos na caminhada geológica: Sargento, Stallone, Gema, Papito, Jaiminho, Cristão, Gregory, Denis, Manzi, Guada, Passarinho, Dani Boy, Feijão, Luana, Carol, Paola, Júnia, Bia, Diji, etc.; a Mari e a Moni, parceiras de campo em Encruzilhada do Sul; e outros tantos, parceiros de conversa no corredor, no RU ou no CAEG, de Horas Felizes, futebol e nas bandas fora da vida acadêmica.

Ao Gugão pela grande mão na elaboração dos mapas e por ter me ensinado os primeiros passos pra domar as ferramentas gráficas do Adobe. TODA MANHA!

Aos professores que me concederam bolsas de iniciação científica que tive anteriormente: Frantz e Lídia.

Ao Pedro Viero, que aceitou prontamente minha primeira proposta de Projeto Temático.

Aos outros professores que contribuíram para meu crescimento geológico e pessoal: Carla, Frank, Márcia, Rômulo, Sommer, Chinês, Tomazelli, De Ros, Nardi, Claiton, Fátima, Edinei, Gênova, Caia e Pedro Juchem.

Finalmente, mas não menos importante, à Stephanie, por haver aparecido na minha vida na reta final da graduação e me apoiado nas horas difíceis, por ser parceria em curtir a vida comigo, pelo ENEGEO que foi muito bom ao seu lado, enfim, por todo amor que ela me proporciona. Te amo!

EPÍGRAFE

**“Soy gaucho, y entiéndanlo
Como mi lengua lo explica-
Para mí la tierra es chica
Y pudiera ser mayor-
Ni la víbora me pica
Ni quema mi frente el Sol.”**

“Martín Fierro”, José Hernández

**“ Piedra en la piedra,
¿el hombre dónde estuvo?
Aire en el aire,
¿el hombre dónde estuvo?
Tiempo en el tiempo,
¿el hombre dónde estuvo?”**

“Antigua America”, Pablo Neruda/Los Jaivas

**“O passado está presente;
O presente e o passado
Futuros passados.”**

“Do Tempo da Terra”, Francisco Molina Bom

RESUMO

O Complexo Várzea do Capivarita é constituído por rochas supracrustais metamorfasadas nas fácies anfibolito superior e granulito, onde os gnaisses pelíticos são a unidade principal. As rochas do complexo intercalam-se tectonicamente com os gnaisses do Complexo Arroio dos Ratos, são intrudidos pelo Granito Encruzilhada e ocorrem como xenólitos nos Granitos Quitéria e Cordilheira. Neste projeto foram datadas uma amostra de granada-silimanita-biotita gnaisse do complexo e uma de um leucogranito peraluminoso em geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão e foi feita uma caracterização estrutural da área aflorante dos paragnaisses. Foram obtidas idades U-Pb SHRIMP de $620\pm 3,5$ Ma para o paragnaisse e de $612\pm 5,3$ Ma para o leucogranito. As condições metamórficas estabelecidas com base nas paragêneses identificadas permitem estimar temperaturas da ordem de 850 a 1000°C e pressões entre 4 e 8 kbares, caracterizando esse metamorfismo como da série de pressão intermediária e ultra alta temperatura (UHT). As idades foram interpretadas como representativas da migmatização desses paragnaisses, onde o leucogranito foi o resultado da fusão parcial. Em relação à proveniência sedimentar, apenas dois cristais de zircão do paragnaisse puderam ser interpretados como de origem ígnea. Suas idades de $659,4\pm 20,6$ Ma e de $706,2\pm 21,4$ Ma apontam para uma área-fonte neoproterozóica.

Palavras-chave: 1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Complexo Várzea do Capivarita. 3. Geocronologia U-Pb SHRIMP. 4. Neoproterozóico. 5. Paragnaisse. 6 Leucogranito.

ABSTRACT

The Várzea do Capivarita Complex (CVC) consists of supracrustal rocks metamorphosed in upper amphibolite to granulitic facies, where the pelitic gneisses are the main unit. The rocks of the CVC are tectonically interspersed with Arroio dos Ratos Complex, are intruded by Encruzilhada Granite and occur as xenoliths in the Quitéria and Cordilheira Granites. In this project a sample of garnet-sillimanite-biotite gneiss and one of a peraluminous leucogranite were dated in SHRIMP U-Pb zircon geochronology and structural characterization of the outcropping area of the paragneisses was made. U-Pb SHRIMP ages obtained were 620 ± 3.5 Ma for paragneisse and 612 ± 5.3 Ma for leucogranite. The metamorphic conditions established on the basis paragenesis identified to estimate temperatures in the range 850 to 1000 ° C and pressures between 4 and 8 kbar, characterizing this orogenic metamorphism as intermediate-pressure series and ultra high temperature (UHT). The ages were interpreted as representative of the paragneisses migmatization, where the leucogranite were the result of partial melting. Regarding the sediment provenance, only two of the zircon crystals of the paragneisse could be interpreted as igneous origin. Their ages of 659.4 ± 20.6 Ma and 706.2 ± 21.4 Ma indicate a source area neoproterozoic.

Keywords: 1. Dom Feliciano Belt. 2. Várzea do Capivarita Complex. 3. U-Pb SHRIMP geochronology. 4. Neoproterozoic. 5. Paragneiss. 6 Leucogranite.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Rio-Grandense com as principais vias de acesso. Fonte: Philipp *et al.*(2009). Modificada nesta Pesquisa (2011).....15
- Figura 2. Procedimentos para a preparação de amostras para geocronologia. Fonte: Dados da Pesquisa (2011)..18
- Figura 3. Fotografia de uma *mount* de zircão. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).....19
- Figura 4. Exemplo de um MEV equipado com detector de catodoluminescência (Beijing SHRIMP Center).
Fonte: <http://www.geo.unimib.it/SROS/beijing.html>. Acessado em 23/11/11.20
- Figura 5. Exemplo de um SHRIMP (SHRIMP II do Beijing SHRIMP Center). Fonte:
<http://www.geo.unimib.it/SROS/beijing.html>. Acessado em 23/11/11.....22
- Figura 6. Fotomicrografia de elétrons secundários mostrando o desgaste da área de um zircão analisado durante 80min. Fonte: Williams (1998).22
- Figura 7. A Província Mantiqueira, seus setores e cinturões móveis. Fonte: Heilbron *et al.* (2004).24
- Figura 8. Modelo proposto por Hasui *et al.* (1975). Fonte: Chemale Jr. (2000).....25
- Figura 9. Modelo proposto por Fragoso-César (1980). Fonte: Chemale Jr. (2000).26
- Figura 10. Principais estruturas geofísicas e tectônicas do ESRG mapeadas por Costa (1997). Fonte: Chemale Jr. (2000).28
- Figura 11. Mapa geotectônico da região sul da Plataforma Sul-Americana destacando as principais zonas de cisalhamento (1 – Itajaí-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Santana da Boa Vista, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandí del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande. O quadrado indica a área de estudo. Fonte: Philipp *et al.* (2011). Modificada de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2010a).....28
- Figura 12. Mapa geológico da região de Encruzilhada do Sul. Fonte: Vasquez (1997).....29

Figura 13. (A) Vista geral da pedreira da Unical em Pantano Grande, local onde foi coletada a amostra PVC5137-B do granada-silimanita-biotita gnaiss; (B) Vista geral do bandamento metamórfico; (C) Detalhe do bandamento metamórfico; (D) Detalhe mostrando os cristais aciculares de silimanita (brancos) e de granada (rosa); (E) Detalhe das bandas leucograníticas e quartzosas concordantes com o bandamento metamórfico; (F) Detalhe de uma banda mostrando cristais de granada entre quartzo e feldspatos. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).31

Figura 14. Feições petrográficas dos gnaisses pelíticos do CVC. (A) Amostra PVC5137-B, destacando o bandamento metamórfico marcado por níveis máficos ricos em biotita (Bt), silimanita e granada (Gt) e níveis félsicos de composição quartzo-feldspática, nicóis paralelos; (B) Mesma seção em nicóis cruzados; (C) Amostra PEP6037-A destacando a presença de um bandamento marcado pela alternância de níveis ricos em silimanita e níveis com cordierita (Cd) e espinélio do tipo hercinita (Hc), nicóis paralelos; (D) Mesma seção em nicóis cruzados; (E) Detalhe da seção anterior destacando a presença de cordierita (Cd) e silimanita (Sil), nicóis cruzados; (F) Detalhe da mesma amostra ressaltando a presença de granada (Gt) e raras biotitas (Bt) entre quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), nicóis paralelos. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).32

Figura 15. Feições petrográficas da amostra PVC1068 do leucogranito. (A) Foliação magmática marcada por quartzo alongado ressaltando cristais de granada almandina euédricos, nicóis paralelos; (B) Mesma seção, nicóis cruzados; (C) Foliação magmática marcada pela orientação da biotita, nicóis descruzados; (D) Mesma seção em nicóis cruzados. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).35

Figura 16. Mapa geológico da área do projeto. Fonte: UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011). Modificada nesta Pesquisa (2011).38

Figura 17. Mapa geológico-estrutural do setor N da área do projeto. Fonte: UFRGS (2008, 2009, 2010). Modificada nesta Pesquisa (2011).39

Figura 18. Mapa geológico-estrutural do setor S da área do projeto. Fonte: UFRGS (2010). Modificada nesta Pesquisa (2011).39

Figura 19. Estereogramas representativos das áreas N e S do projeto (figuras 17 e 18). Fonte: UFRGS (2008, 2009) e Dados da Pesquisa (2011).40

Figura 20. Mapa geológico-estrutural do setor NE da área do projeto. Fonte: UFRGS (2011). Modificada nesta Pesquisa (2011).41

Figura 21. Estereogramas representativos da área NE projeto (figura 20). Fonte: Dados da Pesquisa (2011).42

Figura 22. Microestruturas da amostra PEP4128-B do gnaiss pelítico. (A) Dobra isoclinal intrafolial marcada pelo encurvamento de banda rica em silimanita e hercinita, gerada pela transposição da foliação S1, nicóis paralelos. (B) Mesma seção em nicóis cruzados. (C) Textura granoblástica poligonal em banda quartzo-feldspática, nicóis cruzados. (D) Intercalação de banda rica em cordierita com banda rica em silimanita, nicóis cruzados. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).43

Figura 23. (A) Diagrama triangular $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ e (B) diagrama triangular $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ (AFM) mostrando o posicionamento dos minerais mais importantes em granulitos de alta T para rochas metapelíticas no sistema FMAS. Fonte: Spear (1993).....44

Figura 24. Grade petrogenética do sistema FMASH em condições de alta T e P, destacando os campos de cores verde e azul indicando, respectivamente, a estabilidade das paragêneses $\text{Gt} + \text{Cord} + \text{Sil}$ e $\text{Gt} + \text{Cord} + \text{Sil} + \text{Esp}$ (hercinita) + Qz. Fonte: Spear (1993).....45

Figura 25. Seções isotermais P-X_{Fe} : (A) condições de T de 700°C (fácies anfibolito superior) e (B) condições de T de 860°C (fácies granulito), mostrando a distribuição das assembléias estáveis em metapelitos no sistema FMASH para o alto grau de metamorfismo. Em destaque de cor azul as assembléias $\text{Cord} + \text{Gt} + \text{Sil}$, que são utilizadas como um geobarômetro. Fonte: Bucher & Grapes (2011).....46

Figura 26. Grade petrogenética para o sistema FMASH mostrando dois padrões de trajetória de P-T: IBC = resfriamento isobárico (*isobaric cooling*) e ITC = descompressão isotérmica (*isothermal decompression*). As linhas horizontais numeradas são contornos da razão $\text{Fe/Fe} + \text{Mg}$ da granada da assembléia $\text{Gt} + \text{Cord} + \text{Sil} + \text{Qz}$. Fonte: Spear (1993).....47

Figura 27. (A) e (B) Imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso, com os círculos numerados indicando os pontos onde foram feitas as análises. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).54

Figura 28. Concórdia para a amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).55

Figura 29. Gráfico $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso. Os pontos em vermelho indicam as idades descartadas para o cálculo da concórdia. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).55

Figura 30. Imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss, com os círculos numerados indicando os pontos onde foram feitas as análises. O círculo vermelho em (B) indica o cristal ígneo e o círculo amarelo em (C) indica o cristal datado com maior idade, de provável herança ígnea. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).56

Figura 31. (A) Concórdia para a amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss. (B) Gráfico de probabilidade de densidade para a amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).....56

Figura 32. Gráfico $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss. O ponto vermelho indica a idade individual descartada para o cálculo da concórdia e o ponto no alto do gráfico representa o zircão com maior razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).....57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Dados isotópicos e idades dos zircões analisados da amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso. As áreas amarelas indicam as idades individuais descartadas para o cálculo da concórdia. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).57

Tabela 2. Dados isotópicos e idades dos zircões analisados da amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaisse. A área amarela indica a idade individual descartada e a área vermelha indica o valor da discordância da mesma. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).58

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
1.1. Localização da área e vias de acesso	14
1.2. Objetivos.....	16
2. METODOLOGIA	17
2.1. Levantamento bibliográfico	17
2.2. Trabalho de campo.....	17
2.3. Reunião dos dados estruturais	17
2.4. Preparação das amostras	18
2.5. Imageamento dos zircões por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	19
2.6. Análise U-Pb SHRIMP em zircão	20
2.7. Análises petrográficas	22
2.8. Caracterização estrutural.....	23
2.9. Integração e tratamento dos dados.....	23
3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E TRABALHOS ANTERIORES	24
4. GEOLOGIA DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA	29
5.1. Geologia de Campo	30
5.2. Petrografia	30
5.2.1. Paragnaisses.....	30
5.2.2. Leucogranito peraluminoso.....	34
5.3. Geologia Estrutural.....	35
5.3.1. Introdução	35
5.3.2. Estruturas do CVC.....	37
5.4. Condições Metamórficas.....	44
5.4.1. Migmatização e Formação de Leucogranitos.....	47
5.4.2. Fontes de Calor.....	48
5.4.3. Reações de Fusão Sub-Saturadas em H ₂ O (<i>Water-Undersaturated Partial Melting Reactions</i>).....	49
5.4.4. Considerações Finais	50
5. GEOCRONOLOGIA	52
6. PROVENIÊNCIA POR ZIRCÕES DETRÍTICOS	59
7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA	61
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	63
REFERÊNCIAS	65

1. INTRODUÇÃO

A colisão continental entre os Crátons Rio de La Plata e Kalahari ocorrida no final do Ciclo Brasileiro deformou e fragmentou as unidades cratônicas, as quais ficaram preservadas no Escudo Sul-Rio-Grandense como complexos ortognássicos de idade paleoproterozóica relacionados a associações metassedimentares de idade indefinida (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2009a). A atuação dos processos colisionais resultou na sua intercalação com as rochas neoproterozóicas do Cinturão Dom Feliciano, dificultando a correlação e o entendimento destas unidades.

Os paragneisses do Complexo Várzea do Capivarita ocorrem como *roof pendants* e xenólitos dispostos em extensas áreas no interior do Granito Encruzilhada do Sul, além de xenólitos menores nos Granitos Quitéria, Arroio Francisquinho e Cordilheira (Koester, 1995; Vasquez, 1997; Fernandes *et al.*, 1990, 1992). A caracterização inicial dos gnaisses pelíticos, juntamente com gnaisses calci-silicáticos e mármore de alto grau foi objeto de estudo por Frantz *et al.* (1984), que agruparam os mesmos na Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita. Ribeiro (1983), Fragoso Cesar *et al.* (1986), Philipp (1990) e Philipp & Machado (2002) descrevem ainda a ocorrência de gnaisses pelíticos no interior dos granitos do Complexo Pinheiro Machado na região de Canguçu e Piratini. A melhor exposição dos gnaisses do CVC está localizada na região de Encruzilhada do Sul.

Neste trabalho foram estudados os gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita, na região de Encruzilhada do Sul, com o objetivo de caracterizar a proveniência dos metassedimentos e o tempo de evolução da bacia de sedimentação e do metamorfismo regional orogênico. Através da geocronologia U-Pb em zircão e da caracterização estrutural à partir de dados coletados de publicações anteriores e do trabalho de campo realizado neste, obteve-se a idade do metamorfismo regional orogênico dos gnaisses pelíticos e da intrusão de um leucogranito peraluminoso sin-tectônico.

1.1. Localização da área e vias de acesso

A área estudada compreende parte das Folhas Passo das Canas (SH 22-Y-A-III-4 e SH 22-Y-A-IV-2), Capané (SH 22-Y-A-III-3) e Encruzilhada do Sul (SH 22-I-3-III-4), no município de Encruzilhada do sul, distante 172 km da capital (figura 1). O acesso principal é

feito pelas rodovias BR-290, RS-471 (Pantano Grande - Encruzilhada do Sul) e a RS-350 (Encruzilhada do Sul – Dom Feliciano), além de vias secundárias na zona rural do município.

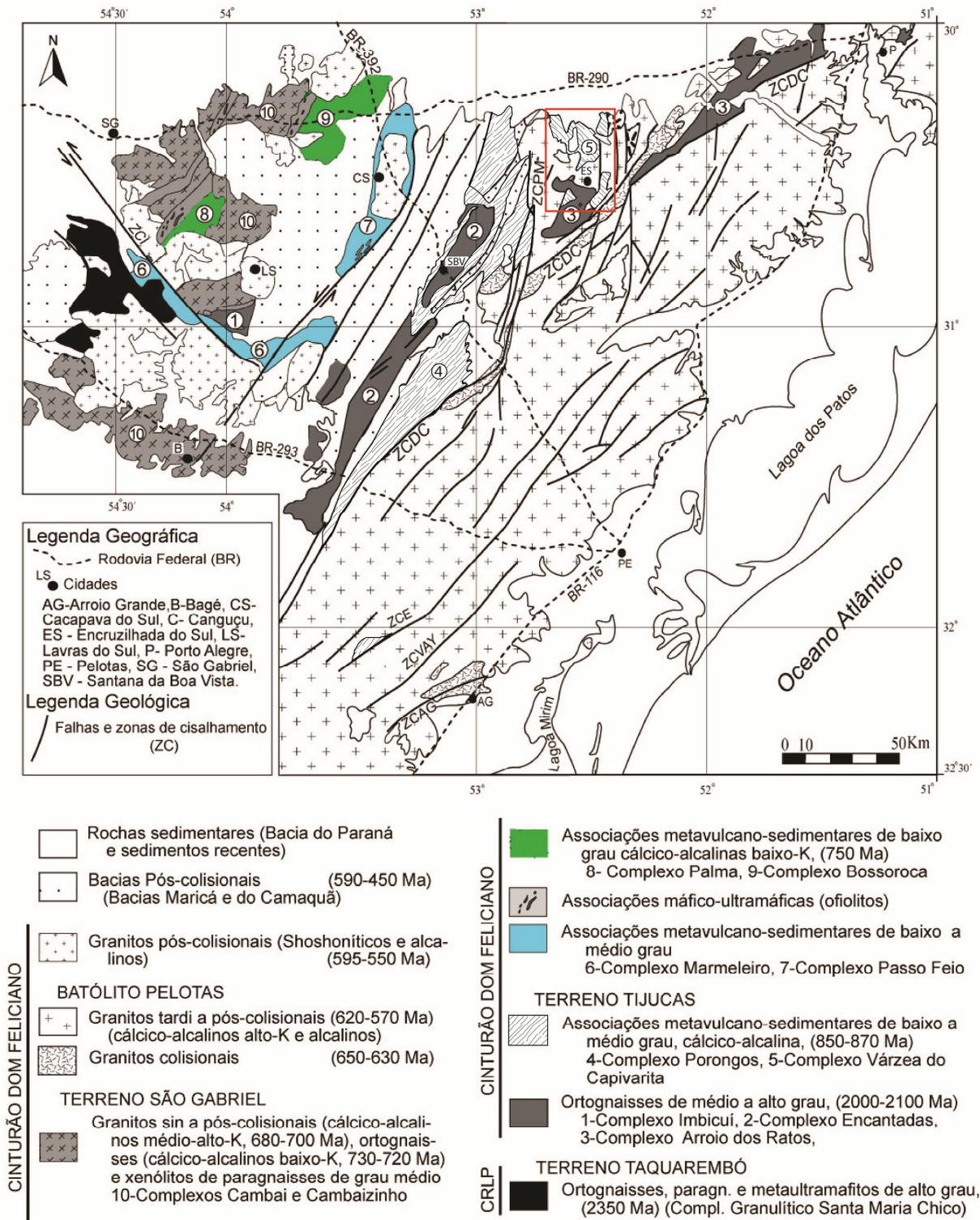


Figura 1. Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Rio-Grandense com as principais vias de acesso. Fonte: Philipp *et al.* (2009). Modificada nesta Pesquisa (2011).

1.2. Objetivos

O objetivo geral deste projeto é a caracterização geocronológica através da determinação das razões U-Pb em zircão para obtenção da idade do evento de metamorfismo regional orogênico e da proveniência dos gnaisses pelíticos que ocorrem no Complexo Várzea do Capivarita, em Encruzilhada do Sul, o que exigiu os seguintes objetivos específicos:

- Determinação das condições metamórficas do CVC a partir de estudos petrográficos;
- Caracterização estrutural dos gnaisses pelíticos a partir da coleta e integração de dados estruturais;
- Caracterização geocronológica dos protólitos dos gnaisses pelíticos do CVC a partir de zircões detríticos;
- Caracterização geocronológica de um leucogranito peraluminoso intrusivo de modo sin-tectônico no complexo;
- Definição do intervalo de evolução da sedimentação ocorrente na bacia;
- Definição do intervalo temporal dos principais eventos de metamorfismo regional orogênico e de contato através de estudos geocronológicos de U-Pb em cristais de zircão dos gnaisses pelíticos;
- Reunião dos dados geocronológicos disponíveis de unidades associadas espacialmente, contendo idades dos protólitos e dos eventos metamórficos, para a compreensão da evolução tectônica deste complexo;
- Inserção dos resultados da discussão científica do projeto no contexto nacional e internacional como um caso representativo da evolução sedimentar, magmática e metamórfica do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

2. METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste projeto envolve a caracterização das unidades a partir de estudos estruturais e petrográficos com foco nos métodos associados aos estudos baseados na proveniência sedimentar por geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão, o que demandou as seguintes técnicas para sua execução:

2.1. Levantamento bibliográfico

Revisão bibliográfica, com a compilação de dados regionais disponíveis na literatura, principalmente os dados gerados a partir das disciplinas de Mapeamento Geológico Básico do curso de Geologia da UFRGS.

2.2. Trabalho de campo

Os trabalhos de campo envolveram o reconhecimento geológico das áreas previamente selecionadas, coleta de amostras de rocha para estudos petrográficos, microestruturais, isotópicos e geocronológicos e coleta de dados estruturais e estratigráficos. Foi feita uma saída de campo para coleta de duas amostras representativas de um gnaiss pelítico e de um leucogranito peraluminoso intrusivo de modo sin-tectônico no complexo e dados estruturais.

2.3. Reunião dos dados estruturais

Compilação dos dados estruturais do orientador e dos obtidos nas disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II do curso de Geologia da UFRGS, durante os Projetos Passo das Canas/ Capané (2008), Passo das Canas II (2009), Encruzilhada do Sul/ Passo das Canas (2010) e Várzea do Capivarita (2011) e confecção de estereogramas representativos das principais estruturas dúcteis e rúpteis utilizando-se o *software* Stereo32[®]. Para uma visão geral e avaliação espacial dos principais dados (foliações e lineações mineral/estiramento), foram editados os mapas geológicos dos projetos supracitados.

2.4. Preparação das amostras

A preparação das amostras para confecção de lâminas delgadas e análises isotópicas e geocronológicas foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. As etapas da preparação seguiram a seguinte ordem (figura 2): fragmentação das amostras em prensa hidráulica (A); quebra dos fragmentos obtidos na prensa em britador de mandíbula (B); peneiramento e seleção de partículas menores que 2,83mm (C); diminuição das partículas em moinho de disco orbital (D); peneiramento e seleção de partículas menores que 300 μ m (E); bateamento para concentração de minerais pesados (F); secagem das amostras e separação dos minerais magnéticos no separador magnético Frantz Isodynamic® (H); e, se necessário, nova separação de minerais pesados em placa de Petry (G) e nova separação magnética (F).

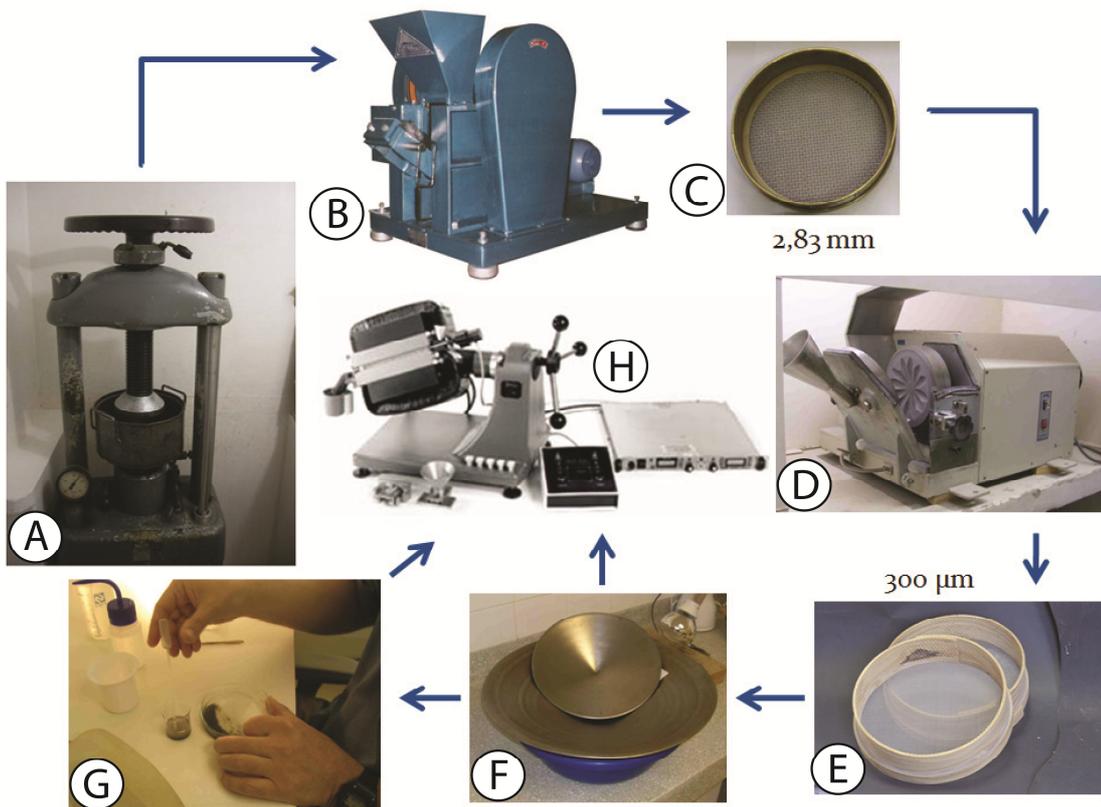


Figura 2. Procedimentos para a preparação de amostras para geocronologia. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

Os concentrados de minerais pesados obtidos nessa etapa foram analisados em lupa binocular e os zircões foram separados sem distinção de tamanho, grau de euedria, grau de arredondamento etc., visto que o trabalho visa à proveniência de sedimentos.

Após a separação dos zircões, os mesmos foram montados em pastilhas de resina epoxy. Os zircões foram colocados em uma fita dupla-face aderida a uma placa de vidro. Uma ordem pré-estabelecida foi seguida na montagem dos cristais de zircão na fita dupla-face, para que se pudesse confeccionar um mapa da pastilha, que serve de base para as análises. Com os zircões aderidos à fita dupla-face, foi feita a deposição da resina. Para proceder ao imageamento, é necessário fazer a abrasão da pastilha até expor o núcleo dos cristais de zircão, com polimento com solução de diamante com diâmetro de 3 μm , 1 μm e $\frac{1}{4}$ μm e metalização da amostra com ouro.

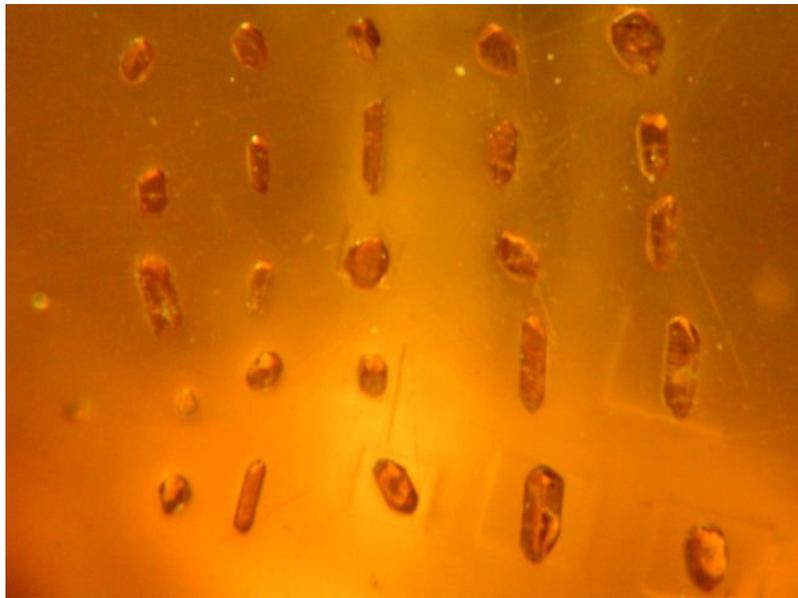


Figura 3. Fotografia de uma *mount* de zircão. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

2.5. Imageamento dos zircões por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Após a etapa de preparação das amostras, os zircões foram imageados no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc - USP).

A técnica de MEV consiste na irradiação de uma amostra com um feixe de elétrons com energia da ordem de algumas centenas de eV até algumas dezenas de milhares de eV (dezenas de keV). Devido ao bombardeamento eletrônico, diversos fenômenos físicos ocorrem, tais como a geração de elétrons secundários, elétrons retro-espalhados, elétrons transmitidos, elétrons Auger, raios X característicos, raios X contínuos e emissão de luz – catodoluminescência (Reed, 1993).

O efeito de catodoluminescência ocorre como consequência da transição eletrônica entre banda de condução e banda de valência, entre banda de condução e estados intermediários dentro de lacunas de energia ou entre estados intermediários dentro das lacunas de energia. A intensidade e o comprimento de onda da luz emitida é função da concentração de impurezas ou centros luminescentes no material, o que permite a análise química qualitativa (Goldstein *et al.*, 1981).

Para a geocronologia U-Pb SHRIMP o imageamento dos cristais a serem datados é necessário para se conhecer as estruturas interna e externa, variação composicional, zonação concêntrica e se há metamictização dos mesmos. Neste projeto o imageamento foi feito por um detector de catodoluminescência acoplado ao MEV.

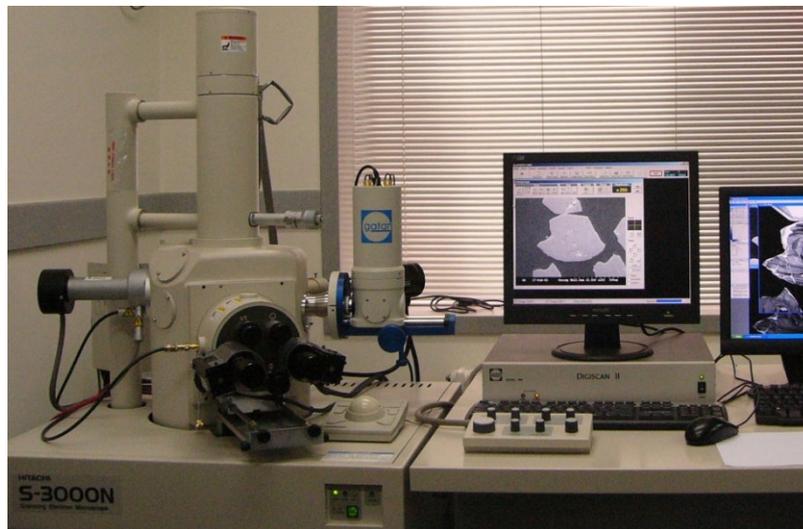


Figura 4. Exemplo de um MEV equipado com detector de catodoluminescência (Beijing SHRIMP Center). Fonte: <http://www.geo.unimib.it/SROS/beijing.html>. Acessado em 23/11/11.

Para proceder ao imageamento consiste em montagem dos zircões em pastilha de resina *epoxy*, abrasão da pastilha até expor o núcleo dos cristais de zircão, polimento do conjunto com solução de diamante com diâmetro de 3 μm , 1 μm , e $\frac{1}{4}$ μm , metalização da amostra com ouro.

2.6. Análise U-Pb SHRIMP em zircão

As análises U-Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) em zircão foram realizadas no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências da USP (IGc – USP). Para cada análise foram

feitas, em média, seis leituras de cada massa iônica em cada ponto, num total de 20 a 25 minutos por ponto. Razões entre massas dos isótopos foram determinadas para os íons $^{204}\text{Pb}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{232}\text{Th}_{16}\text{O}^+$ e $^{238}\text{U}_{16}\text{O}^+$. Uma análise do padrão analítico foi efetuada a cada 4 cristais analisados para calibração dos resultados. Os dados gerados foram reduzidos no programa SQUID[®] (Ludwig, 2000) e as incertezas associadas às razões são de 1 σ . Os diagramas de concórdia e histogramas de frequência de idades foram calculadas utilizando o programa ISOPLOT[®] 3.0 (Ludwig, 2003).

Williams (1998) fez uma revisão da geocronologia U-Th-Pb SHRIMP, a qual será brevemente abordada neste item. O SHRIMP (figura 5) é uma microsonda iônica que realiza uma análise a partir da massa dos íons secundários emitidos após bombardeamento iônico que erode progressivamente a superfície da amostra (figura 6). Essa remoção de material do alvo da microsonda iônica é a que caracteriza tanto as capacidades quanto as limitações da técnica. Os íons secundários emitidos pelas amostras bombardeadas são uma coleção de combinações atômicas e moleculares de praticamente todos os elementos no alvo e no raio iônico primário.

O espectro de massa de íons secundários depende da composição do alvo, variando de simples a complexa, sendo esta a predominante para a maioria das amostras geológicas. O processo de *sputtering* torna a microsonda iônica com sensibilidade muito alta para praticamente todos os elementos, com limite de detecção abaixo de 1 ppm e *background* desprezível (se o analisador de massa e o sistema de detecção iônico estiverem bem desenhados). O determinante principal do limite de detecção é a eficiência de ionização secundária de um dado elemento, sobre um bombardeamento iônico primário e condições de extração de íons secundários particulares. A alta sensibilidade do SHRIMP o torna capaz de analisar elementos-traço, mas a característica de principal interesse dos geocronologistas é a capacidade de analisar composições isotópicas.

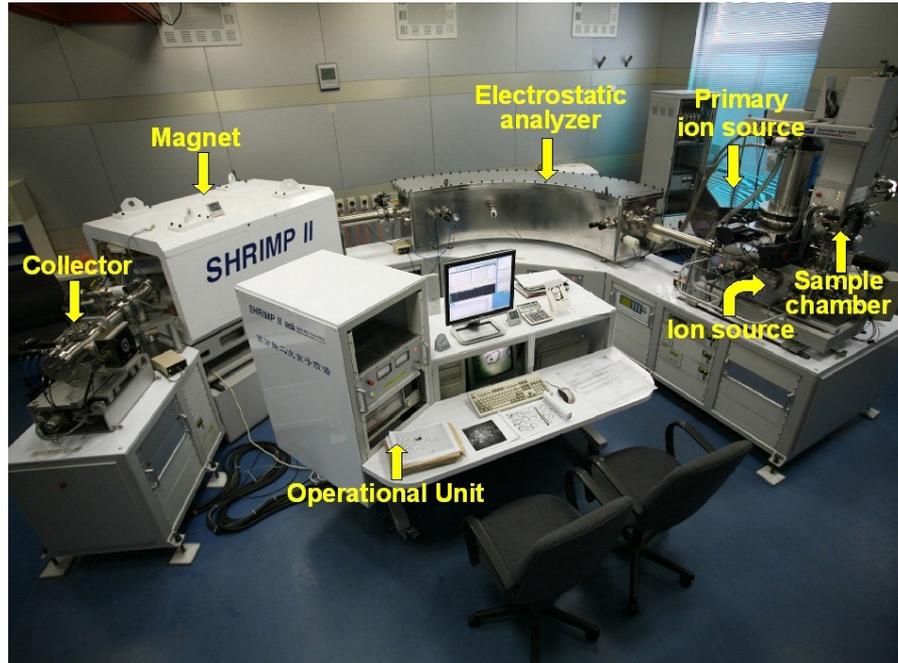


Figura 5. Exemplo de um SHRIMP (SHRIMP II do Beijing SHRIMP Center). Fonte: <http://www.geo.unimib.it/SROS/beijing.html>. Acessado em 23/11/11.

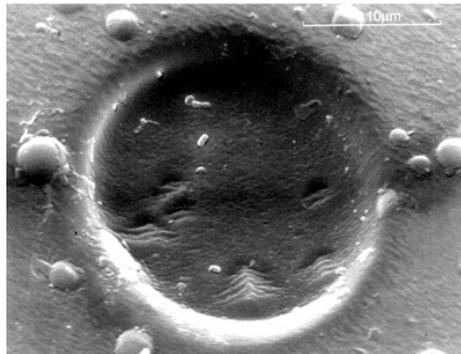


Figura 6. Fotomicrografia de elétrons secundários mostrando o desgaste da área de um zircão analisado durante 80min. Fonte: Williams (1998).

2.7. Análises petrográficas

Foram selecionadas para descrição 12 lâminas delgadas do Complexo Várzea do Capivarita. As descrições objetivaram a caracterização das mineralogias primária, hidrotermal e metamórfica, estruturas e texturas, buscando obter informações sobre as condições e tipos de metamorfismo e deformação da trama metamórfica observada.

2.8. Caracterização estrutural

Os levantamentos desta fase envolveram a integração de dados estruturais do orientador e dados disponíveis das disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II do curso de Geologia da UFRGS nos Projetos Passo das Canas/ Capané (2008), Passo das Canas II (2009), Encruzilhada do Sul/ Passo das Canas (2010) e Várzea do Capivarita (2011). Foram integrados os dados de foliações metamórfica e ígnea, lineações mineral e de estiramento e dos eixos de fases de dobramento. O processamento dos dados estruturais foi feito através de análise em diagramas equiárea de Schmidt e da representação cartográfica em um mapa do Complexo Várzea do Capivarita gerado a partir da integração dos mapas gerados nos projetos das disciplinas supracitados.

2.9. Integração e tratamento dos dados

Nesta etapa ocorreu a integração e tratamento dos dados mineralógicos, petrográficos, estruturais e geocronológicos e sua interpretação final, considerando-se uma atualização da bibliografia geológica regional e temática. O resultado final será utilizado também para confecção de artigos para publicação em revistas nacionais e internacionais.

3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E TRABALHOS ANTERIORES

A área do projeto se insere no Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), no Setor Meridional da Província Mantiqueira (Almeida, 1977, 1981; Almeida *et al.*, 1981; Jost & Hartmann, 1984), correspondendo ao Sistema Brasileiro Sudeste (figura 7). Essa província estende-se desde o sul da Bahia até o Uruguai, sendo interpretada como o resultado de diversas colagens orogênicas diacrônicas de distintas unidades geotectônicas durante o Neoproterozóico-Cambriano (Heilbron *et al.*, 2004), formando o setor oeste do paleocontinente Gondwana. Resultado final da colisão oblíqua entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari (Fernandes *et al.*, 1990), o ESRG tem continuidade no Uruguai e Santa Catarina, podendo-se correlacionar os distintos blocos e associações litológicas nessas duas áreas da América do Sul.

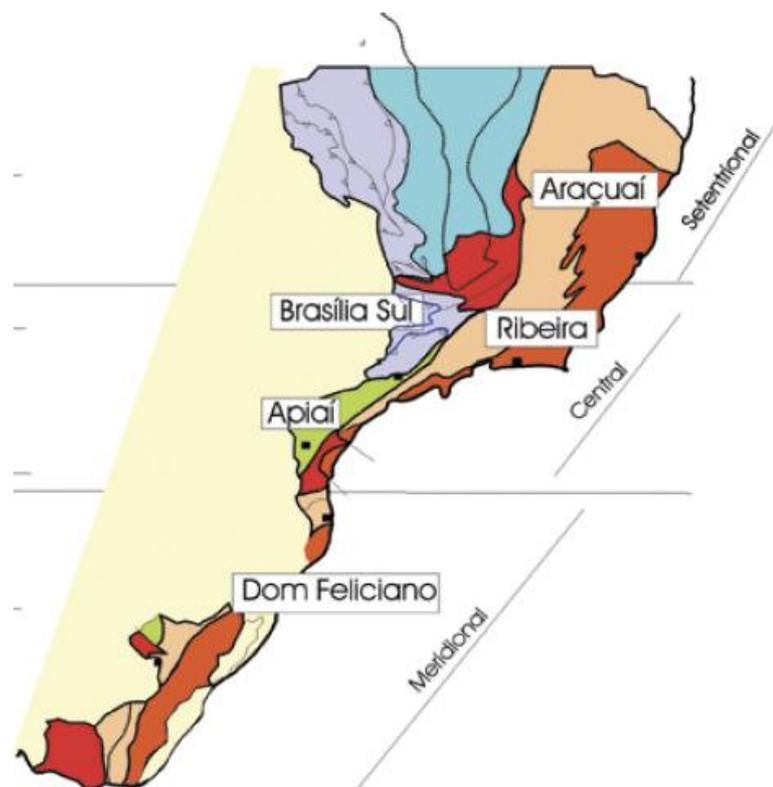


Figura 7. A Província Mantiqueira, seus setores e cinturões móveis. Fonte: Heilbron *et al.* (2004).

No ESRG se encontram associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cada qual com idades, origem e evolução diversificadas, em um complexo arranjo tectono-stratigráfico controlado por lineamentos regionais NE-SW e NW-SE que segmentam o

escudo (Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2007). Diversos autores propuseram modelos para a divisão tectônica do ESRG, sendo os principais apresentados para o sul do Brasil e Uruguai são os de Ferrando & Fernandez (1971), Picada (1971), Hasui *et al.* (1975), Fragoso-Cesar (1980, 1991), Jost & Hartmann (1984), Basei (1985), Soliani Jr. (1986), Fernandes *et al.* (1992, 1995a, 1995b), Chemale Jr. *et al.* (1995a, 1995b) e Costa (1997). Uma das primeiras propostas de subdivisão geotectônica foi apresentada por Hasui *et al.* em 1975 (figura 8). Em 1980, Fragoso-César publicou seu modelo baseado em conceitos da tectônica de placas, que subdividiu o ESRG em Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio De La Plata. (figura 9).

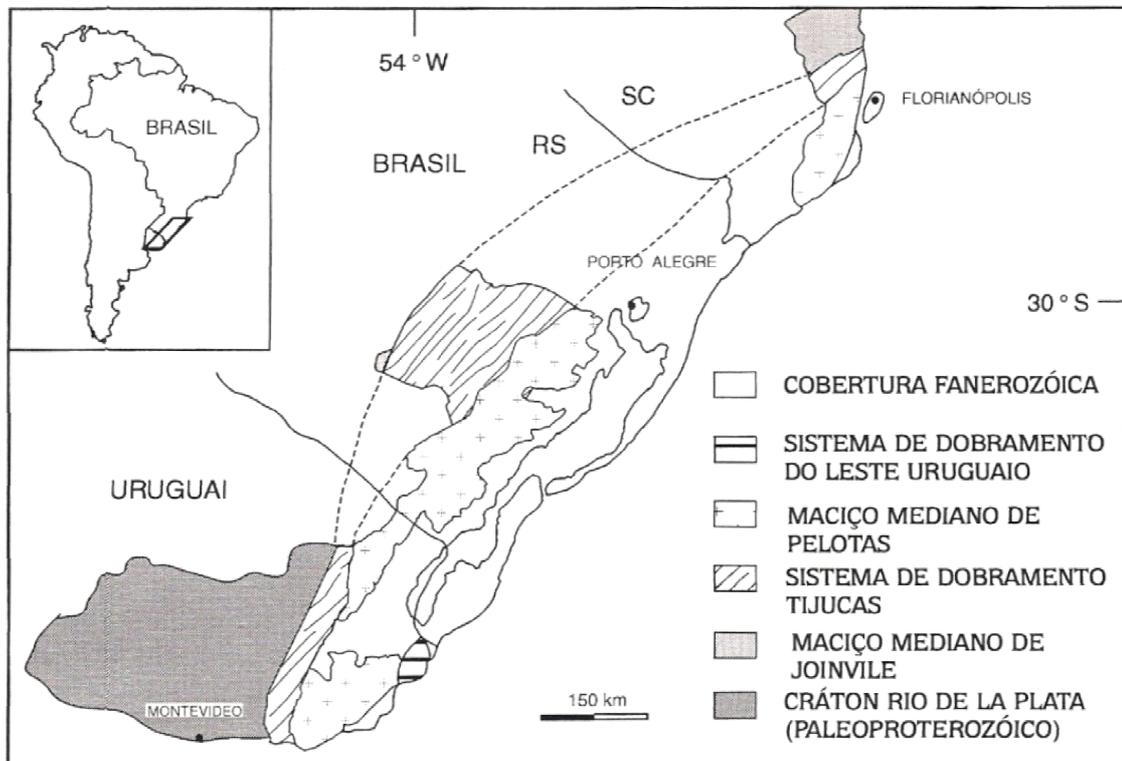


Figura 8. Modelo proposto por Hasui *et al.* (1975). Fonte: Chemale Jr. (2000).

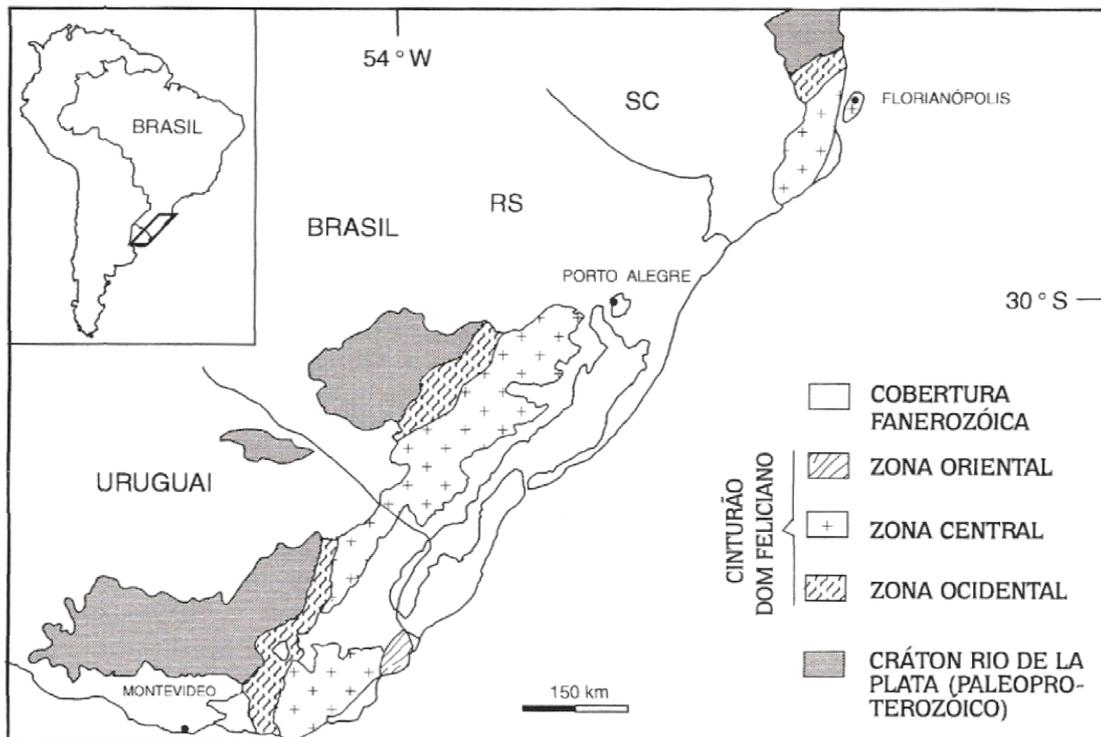


Figura 9. Modelo proposto por Fragoso-César (1980). Fonte: Chemale Jr. (2000).

Fernandes *et al.* (1995a) subdividiram o ESRG nas seguintes unidades geotectônicas:

- 1) Associação de Arco Magmático I;
- 2) Associações do Embasamento Retrabalhado e da Bacia Marginal;
- 3) Associação de Arco Magmático II e Ofiolitos Associados;
- 4) Granitóides sin-transcorrentes, que correspondem aos granitos sin-transcorrentes;
- 5) Granitóides pós-tectônicos, que ocorrem em todo ESRG.

Costa (1997) compartimentou o ESRG em três segmentos crustais maiores a partir da interpretação de dados geofísicos de gravimetria, magnetometria e radiometria: noroeste (NW), central (C) e sudeste (SE), delimitados por anomalias geofísicas regionais de superfície (figura 10). Nesse trabalho identificaram-se anomalias profundas denominadas pelo autor de Sutura Caçapava do Sul e Porto Alegre. O autor individualizou ainda o Bloco Encruzilhada do Sul, anteriormente parte do Batólito Pelotas, no Domínio Geofísico Central, limitado pelas Zonas de Cisalhamento Passo do Marinheiro e Dorsal de Canguçu. Sua individualização se deu tanto pela textura no mapa de intensidade total do campo magnético do ESRG, a qual é muito semelhante ao do Cinturão Tijucas, quanto por conter unidades litoestratigráficas restritas aos seus limites (Anortosito Capivarita e Complexo Várzea do Capivarita). Nesse

bloco o autor ainda identificou, através de mapas gravimétricos de Anomalia Bouguier, um baixo gravimétrico que o distingue do restante do CDF, assim como na Suíte Herval.

Chemale Jr. *et al.* (1995b) e Chemale Jr. (2000) com base em determinações radiométricas por U-Pb em zircão dividiram o escudo em quatro unidades geotectônicas:

- 1) Bloco Taquarém: constituído de gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses máficos, anortositos, ultramafitos e rochas supracrustais metamorfisadas nas fácies anfíbolito a granulito, de idade paleoproterozóica (2,47 Ga);
- 2) Cinturão Vila Nova – constituído de gnaisses tonalíticos a monzograníticos com intercalações de anfíbolitos, ultramafitos e mármore da fácies anfíbolito, do Grupo Cambaí; rochas metavulcano-sedimentares, justapostas a rochas máfico-ultramáficas, metamorfisadas na fácies xisto-verde a anfíbolito; e corpos básico-ultrabásicos estratiformes, reunidos no Supergrupo Vacacaí. Essa associação petrotectônica seria resultante de adição juvenil no Neoproterozóico e teria sido deformada pelo Evento São Gabriel (750-700Ma);
- 3) Cinturão Tijucas – compreende rochas supracrustais do Grupo Porongos, metamorfisadas nas fácies xisto-verde a anfíbolito, estruturalmente sobrepostas aos Gnaisses Encantadas de idade paleoproterozóica. Dados U-Pb em zircão para metavulcânicas do Grupo Porongos forneceram uma idade mínima de 1.400 Ma (Orlandi Fo, 2000), mas sua deformação é atribuída ao Evento Dom Feliciano;
- 4) Cinturão Dom Feliciano – constituído de rochas pré-brasileiras (Gnaisses Chanã e Anortosito Capivarita) e uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Pinheiro Machado, gerados e deformados no Evento Dom Feliciano, com pico tectono-metamórfico principal em torno de 600 Ma. Dentro deste cinturão está incluso o Batólito Pelotas (figura 11).

Hartmann *et al.* (2007) adotaram o modelo de Chemale Jr. (1995a), redefinindo o Cinturão Vila Nova como Terreno São Gabriel. Neste trabalho foi utilizada essa proposta de modelo geotectônico (figura 11).

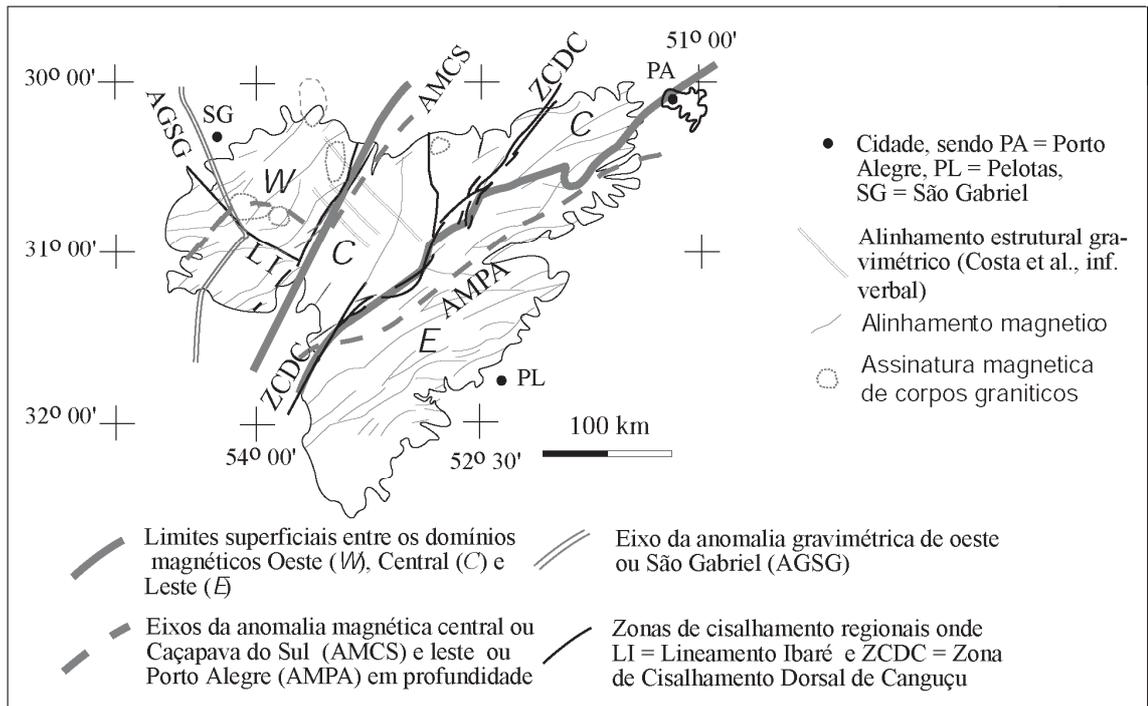


Figura 10. Principais estruturas geofísicas e tectônicas do ESRG mapeadas por Costa (1997). Fonte: Chemale Jr. (2000).

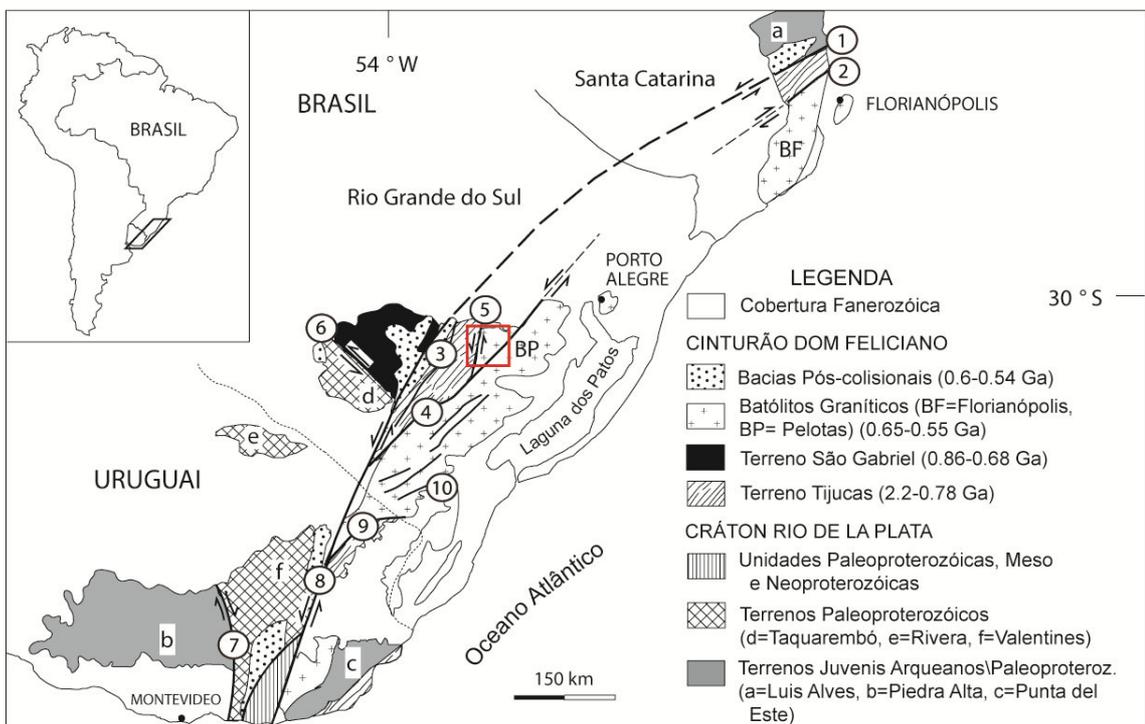


Figura 11. Mapa geotectônico da região sul da Plataforma Sul-Americana destacando as principais zonas de cisalhamento (1 – Itajaí-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Santana da Boa Vista, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandí del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande). O quadrado indica a área de estudo. Fonte: Philipp *et al.* (2011). Modificada de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2010a).

4. GEOLOGIA DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA

A área do projeto está inserida no Batólito Pelotas, porção central do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César, 1980; Chemale Jr. *et al.*, 2000). A região estudada é caracterizada por um embasamento contendo dois complexos de alto grau metamórfico (Complexos Várzea do Capivarita - CVC e Arroio dos Ratos – CAR), pelo Metanortosito Capivarita e por granitóides neoproterozóicos sin-colisionais e pós-colisionais intrusivos nas unidades do embasamento e relacionados à evolução final do Cinturão Dom Feliciano (figura 12). As coberturas fanerozóicas recobrem as unidades do embasamento na região norte do município e subordinadamente ao oeste.

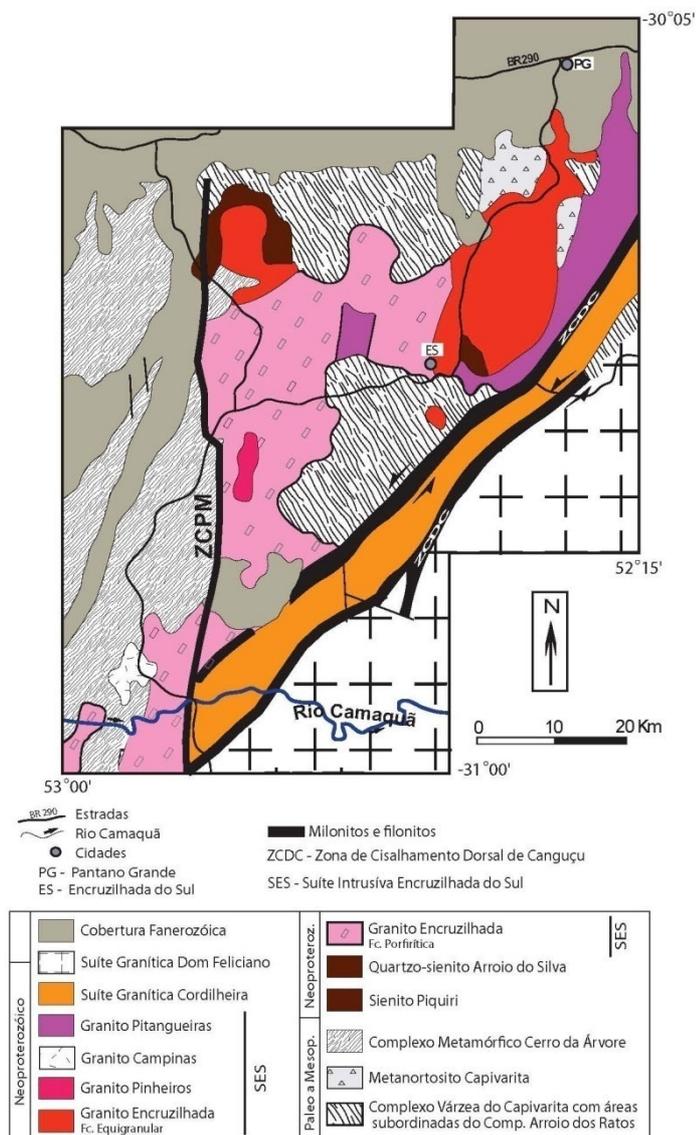


Figura 12. Mapa geológico da região de Encruzilhada do Sul. Fonte: Vasquez (1997).

5.1. Geologia de Campo

Os gnaisses do Complexo Várzea do Capivarita ocorrem como raros lajeados em drenagens, cortes de estrada muito alterados e raros campos de matações de pequena dimensão.

Estão em contato tectônico com os ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos (Martil, 2007; Martil *et al.*, 2012), apresentando concordância estrutural, o que não permite estabelecer uma idade relativa entre ambos complexos. Com o Granito Encruzilhada o contato é intrusivo, ocorrendo como *roof pendants* e xenólitos. Também ocorrem como xenólitos nos Granitos Quitéria e Cordilheira (Koester, 1995).

O leucogranito peraluminoso selecionado é o ocorrente no ponto PVC1068. Em afloramento o leucogranito ocorre como um corpo tabular concordante com o bandamento dos gnaisses pelíticos, apresentando uma espessura de cerca de 3 m.

Apresenta cor esbranquiçada com pontos rosados, caracterizados por cristais de granada almandina. O leucogranito tem estrutura foliada marcada por quartzo alongado e orientação da biotita. A textura é equigranular média (1 a 3 mm).

5.2. Petrografia

5.2.1. Paragnaisses

O Complexo Várzea do Capivarita é composto por rochas supracrustais metamorfisadas na fácies anfibolito superior e granulito, incluindo gnaisses pelíticos e, subordinadamente, gnaisses quartzo-feldspáticos (metarcóseos ricos em quartzo e plagioclásio), gnaisses calci-silicáticos e mármore. Os gnaisses pelíticos são a principal unidade e tem como estrutura um bandamento composicional com disposição irregular e descontínua, de espessura em geral milimétrica (figura 13). As bandas máficas são dominantes, possuem espessuras variáveis entre 1 e 10 cm e uma composição rica em biotita, contendo comumente granada almandina e silimanita, constituindo as texturas lepidoblástica e nematoblástica. Comumente nesses níveis ocorrem cordierita e por vezes hercinita (figura 14). Os níveis félsicos possuem composição quartzo-feldspática e textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média caracterizada por plagioclásio, microclínio e quartzo, acompanhados por cordierita e hercinita. As bandas mais ricas em Mg e pobres em sílica são compostas por granada – biotita – quartzo - K-feldspato – plagioclásio – cordierita,

enquanto as bandas mais enriquecidas em Fe e mais silicosas são compostas por granada – biotita – K-feldspato – plagioclásio – hercinita – quartzo – silimanita.

Ainda são identificadas injeções leucograníticas de espessuras centimétricas a métricas caracterizadas como fusões parciais resultantes da migmatização dos gnaisses pelíticos (Silva *et al.*, 2002; Gross *et al.*, 2006). Os leucossomas tem composição granítica e são compostos por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, com ocorrência subordinada de granada, biotita e cordierita.

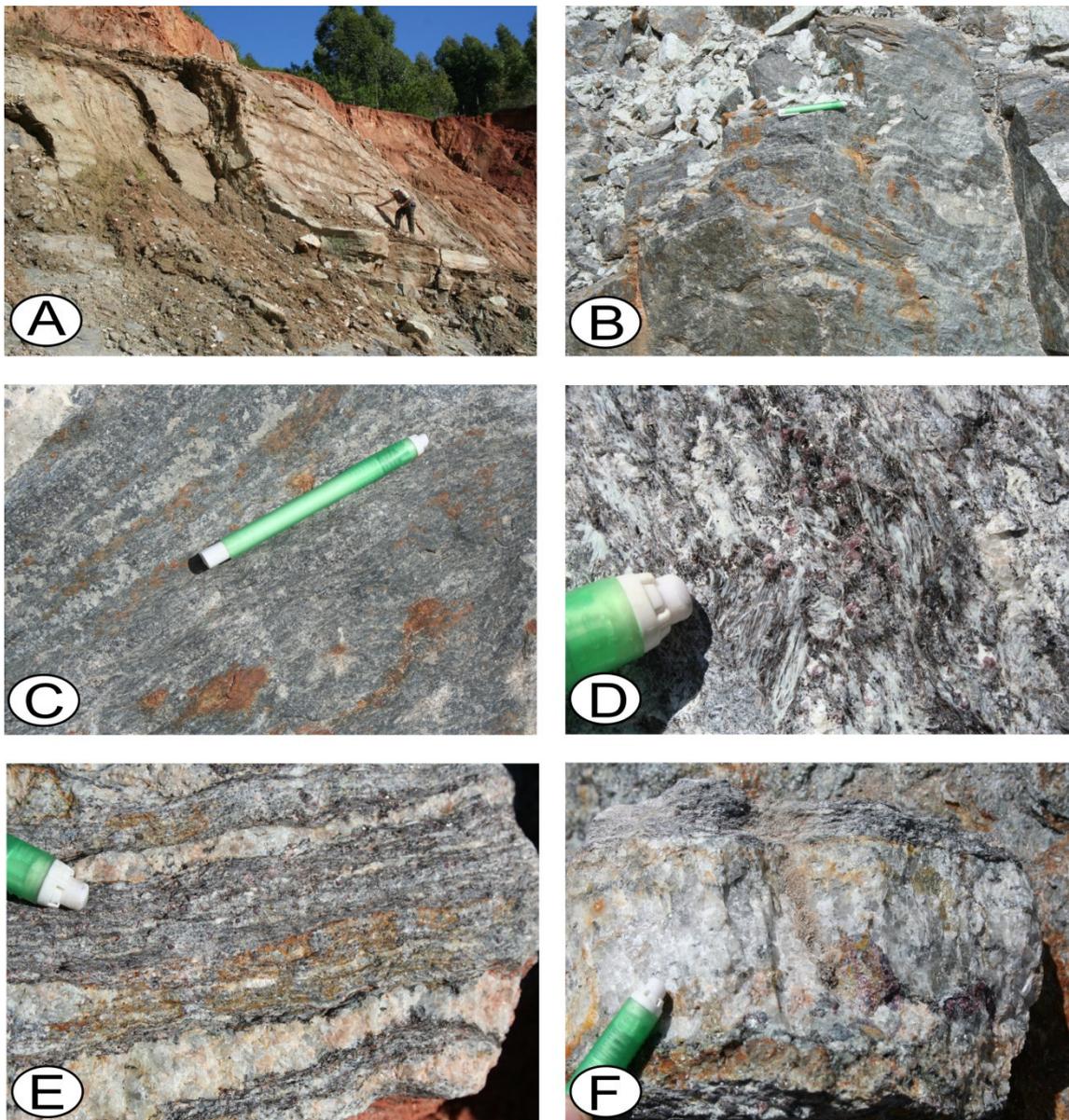


Figura 13. (A) Vista geral da pedreira da Unical em Pantano Grande, local onde foi coletada a amostra PVC5137-B do granada-silimanita-biotita gnaiss; (B) Vista geral do bandamento metamórfico; (C) Detalhe do bandamento metamórfico; (D) Detalhe mostrando os cristais aciculares de silimanita (brancos) e de granada (rosa); (E) Detalhe das bandas leucograníticas e quartzosas concordantes com o bandamento metamórfico; (F) Detalhe de uma banda mostrando cristais de granada entre quartzo e feldspatos. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

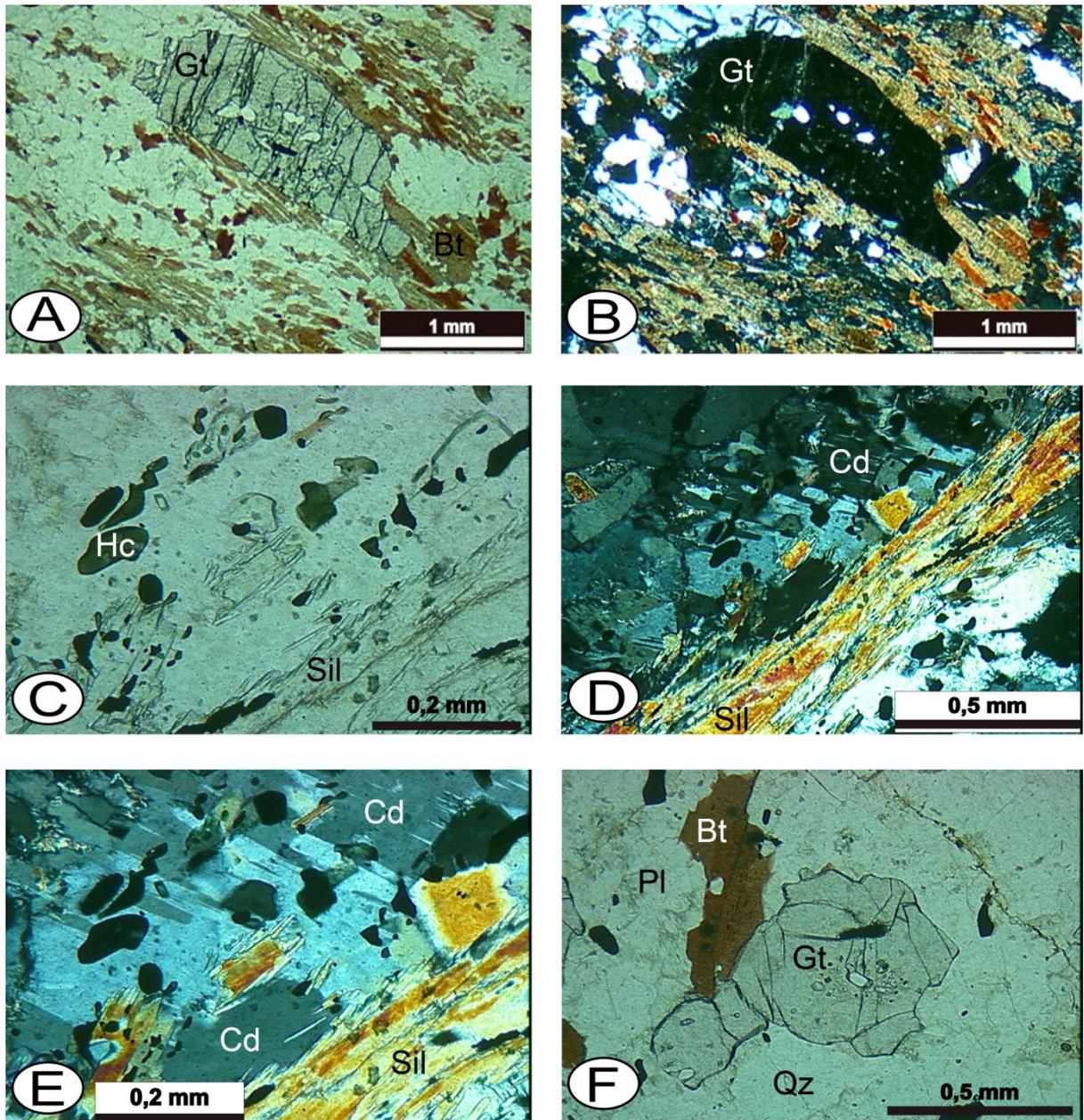


Figura 14. Feições petrográficas dos gnaisses pelíticos do CVC. (A) Amostra PVC5137-B, destacando o bandamento metamórfico marcado por níveis máficos ricos em biotita (Bt), silimanita e granada (Gt) e níveis félsicos de composição quartzo-feldspática, nicóis paralelos; (B) Mesma seção em nicóis cruzados; (C) Amostra PEP6037-A destacando a presença de um bandamento marcado pela alternância de níveis ricos em silimanita e níveis com cordierita (Cd) e espinélio do tipo hercinita (Hc), nicóis paralelos; (D) Mesma seção em nicóis cruzados; (E) Detalhe da seção anterior destacando a presença de cordierita (Cd) e silimanita (Sil), nicóis cruzados; (F) Detalhe da mesma amostra ressaltando a presença de granada (Gt) e raras biotitas (Bt) entre quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), nicóis paralelos. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

Gross *et al.* (2006) integraram análises petrográficas com química mineral do CVC. Os autores definiram três assembléias de metamorfismo progressivo principais:

(I) granada – cordierita – espinélio – silimanita – biotita – plagioclásio – K-feldspato (bandas pobres em SiO_2);

(II) granada – quartzo – biotita – cordierita – plagioclásio – K-feldspato (bandas ricas em SiO_2);

(III) quartzo-granada-biotita-K-feldspato (leucossomas).

As granadas foram agrupadas em 4 tipos texturais:

1. sin-tectônica, com porfiroblastos subédricos grossos (3 a 8 mm) envelopados pela foliação S_1 , com inclusões de quartzo, biotita e feldspatos;
2. pós-tectônica, com grãos euédricos finos (0,2 a 2 mm) crescidos sobre o bandamento composicional S_0/S_1 ;
3. porfiroblastos poiquiloblásticos grossos (3 a 5 mm) intercrescidos com quartzo próximo à leucossomas;
4. granada intersticial em leucossomas.

As granadas ocorrem tanto em bandas ricas quanto nas pobres em SiO_2 , exceto aquelas encontradas nos leucossomas. A composição química mostrou-se independente da textura, contendo a mesma variação composicional: Alm_{70-84} , Prp_{9-17} , Grs_{2-8} , Sp_{8-14} .

As biotitas foram agrupadas em 3 tipos texturais:

1. agregados lepidoblásticos grossos (2 a 2,5 mm) em bandas ricas em SiO_2 ;
2. pequenos flocos (0,1 a 0,2 mm) em bandas pobres em SiO_2 e próximo a leucossomas;
3. pequenos cristais cristalizados durante retrometamorfismo envolvendo porfiroblastos de granada.

O conteúdo de Al nos octaedros varia de 0,6 a 0,7 unidades de cátion por fórmula e Ti varia de 0,3 a 0,5. X_{Mg} varia de 0,34 a 0,36 em cristais da matriz e de 0,38 a 0,41 em cristais adjacentes a silicatos ferro-magnesianos.

A cordierita ocorre como porfiroblastos grossos (0,8 a 1 mm) e agregados poiquiloblásticos, com cristais subédricos tendendo à textura granoblástica poligonal bem desenvolvida. Nas bandas pobres em SiO_2 , a cordierita contém inclusões de hercinita, silimanita, plagioclásio, ilmenita e biotita. X_{Crd} é 0,49-0,50, comumente aumentando em direção às bordas. Adjacente à granada e hercinita, pode chegar a 0,52.

A hercinita ocorre apenas como inclusões na cordierita em bandas pobres em SiO_2 . A composição da hercinita é Hc_{89-90} e Spl_{10-11} . As composições são relativamente constantes, sem observação de zonação.

O Plagioclásio e o K-feldspato peritítico são constituintes maiores, ocorrendo tanto em bandas félsicas quanto nos leucossomas. O teor de An do plagioclásio varia de 35 a 39%. Não foi observada variação composicional entre os cristais da matriz e dos leucossomas. O K-

feldspato é usualmente embaiado e substituído por mirmequitas tardias de retrometamorfismo. A composição é Or_{80-96} e $Ab_{<10}$.

As texturas geradas durante metamorfismo retrogressivo estão caracterizadas por crescimento de mica branca sobre biotita, feldspatos e cordierita, granadas com coronas de biotita retrógradadas.

5.2.2. Leucogranito peraluminoso

Ao microscópio tem textura equigranular hipidiomórfica média, caracterizada por cristais de plagioclásio e K-feldspato de forma prismática e subédrica, com agregados intersticiais de biotita e cristais intersticiais de granada e quartzo. Possui estrutura foliada marcada por orientação de agregados de biotita e quartzo alongado, interpretada como uma foliação magmática. Esta foliação é superposta por uma foliação milonítica caracterizada pelo estiramento do quartzo com formação de sub-grãos alongados com forte extinção ondulante, em parte recristalizado para uma textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média (0,1 a 0,2 mm). Também observa-se um estiramento incipiente da biotita e formação de sub-grão e extinção ondulante dos feldspatos. Nos cristais de microclínio observa-se recristalização dinâmica incipiente marcada por finos agregados granoblásticos nas bordas de porfiroclastos estirados (figura 15).

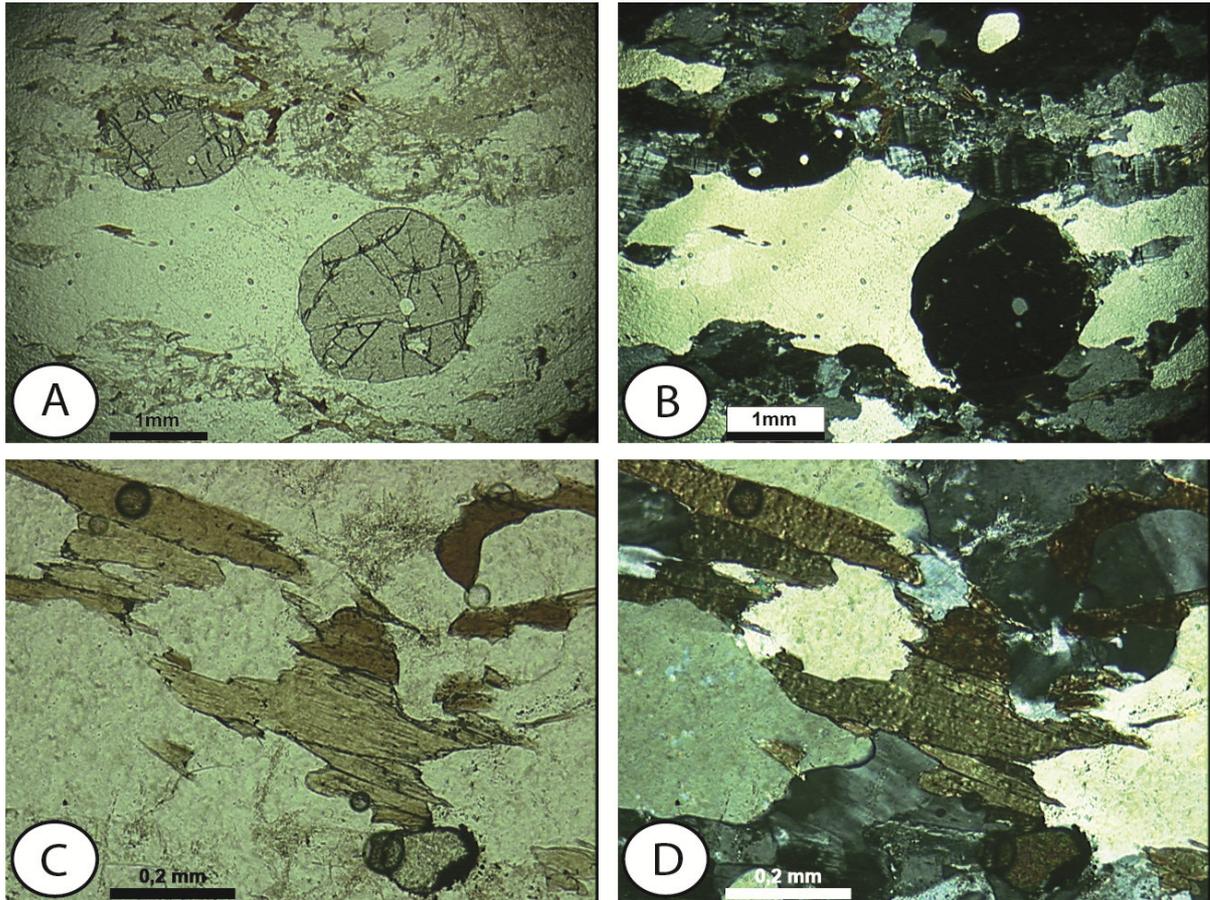


Figura 15. Feições petrográficas da amostra PVC1068 do leucogranito. (A) Foliação magmática marcada por quartzo alongado ressaltando cristais de granada almandina euédricos, nicóis paralelos; (B) Mesma seção, nicóis cruzados; (C) Foliação magmática marcada pela orientação da biotita, nicóis descruzados; (D) Mesma seção em nicóis cruzados. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

5.3. Geologia Estrutural

5.3.1. Introdução

Neste item serão descritas as principais características geométricas das estruturas em escala mega, meso e microscópica, visando à interpretação dos processos tectono-magmático-sedimentares envolvidos durante a evolução do CVC. Os estereogramas que representam as atitudes do bandamento e do acamamento reliquiar, bem como das lineações e fases de dobramento identificadas podem ser observados nas figuras 17, 18, e 19.

Picada (1971) foi o primeiro pesquisador a utilizar a análise estrutural como principal ferramenta para compreender os eventos tectônicos responsáveis pela configuração atual do ESRG. Posteriormente, Fernandes *et al.* (1992, 1995a) propuseram dois regimes tectônicos principais. O mais antigo constituiria um evento deformacional transversal ao alongamento do

orógeno Dom Feliciano (NE-SW), caracterizado por processos de empurrão, que geraram zonas de cisalhamento subhorizontais com transporte tectônico de E para W. Este evento afetou as rochas do CVC e do CAR, onde as características estruturais das rochas dessas unidades são descritas em conjunto, visto que, com exceção das feições primárias, as principais estruturas existentes nas mesmas foram produzidas durante episódios de deformação que afetaram ambas as associações de rochas. O evento mais jovem seria definido por uma deformação longitudinal ao orógeno, onde a deformação foi acomodada por zonas de cisalhamento transcorrentes com lineações de estiramento paralelas ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano. O último evento está associado ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), durante suas diversas fases de reativações.

Na região estudada as unidades mais antigas compreendem o CVC e o CAR. Segundo Frantz *et al.* (1984), a unidade parametamórfica (CVC) é mais antiga que a ortometamórfica (CAR), tendo sido intrudida pelos ortognaisses. Os granitos peraluminosos que ocorrem na área estudada intrudem de modo sin-tectônico as unidades gnáissicas, relação esta observada em escala de afloramentos. A interpretação dos estereogramas confeccionados com os dados do bandamento gnáissico e da foliação magmática e tectônica dos granitos peraluminosos indica a concordância dessas estruturas, orientadas segundo a direção NNW, com mergulhos variando de médios a altos. Medidas de bandamento metamórfico anômalas em paragnaisses aliadas ao fato de serem corpos pequenos sugerem tratar-se de xenólitos englobados pelo Granito Butiá ou pelas diversas fácies do Granito Encruzilhada do Sul.

Segundo Porcher & Lopes (2000), parte da trama principal do CVC e do CAR é formada por bandamento composto e duas gerações de dobras isoclinais. Na trama composta são incluídas lineações minerais e de estiramento, marcadas por silimanita prismática e por agregados feldspáticos, respectivamente, com características típicas de alta temperatura. Esta estrutura é a mais antiga e sua atitude original era subhorizontal, sendo interpretada como o registro da deformação transversal (Fernandes *et al.*, 1992, 1995a). A orientação dessa trama, registrada por bandamento gnáissico e lineações, é E-W na porção oriental da área; na porção ocidental as estruturas infletem para NW e N-S, controladas por dobras normais abertas com charneiras de baixo caimento, de direções E-W, NE-SW, N-S e NW-SE, e também pela ZCDC (NE-SW), por falhas mais jovens como a Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro (N-S) e suas reativações (Fernandes *et al.*, 1993 e 1995b).

No presente trabalho foi utilizada a recente definição da unidade Granito Butiá, definido em mapeamento geológico de detalhe por Niessing (2008), desvinculando esta unidade do CAR. Este granito é intrusivo nos Granitóides Arroio das Palmas e nos gnaisses

do CVC e CAR, com foliação milonítica preferencial N-S tendendo a NW-SE. Na borda W do corpo a foliação é fortemente milonítica, enquanto que na parte central ocorre com foliação pouco desenvolvida. A maioria das lineações formam ângulos relativamente altos ($>45^\circ$) com os seus respectivos planos.

5.3.2. Estruturas do CVC

O Complexo Várzea do Capivarita se encontra delimitado por duas zonas de cisalhamento principais: ao leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), de orientação $N50^\circ E$, e ao oeste e ao sul pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro, de orientação N-S.

A observação da trajetória geral da foliação nos mapas das figuras 17, 18 e 20 possibilita a visualização de uma orientação geral direcionada em média segundo $N30-60^\circ W$, com mergulhos variáveis para NE e SW. Esta conformação indica que a foliação principal esta afetada por um fase de dobramentos com formas geralmente abertas a fechadas, com eixos principais direcionados segundo NW-SE. Esta fase de dobramentos principal controla o relevo da região onde afloram os paragnaisses. Examinando-se as mesmas figuras, é possível ainda observar que a trajetória da foliação oscila entre $N10^\circ E$ e $N60^\circ W$ gerando um padrão de dobramentos ainda mais tardio cujos eixos e superfície axial estão direcionados para $N40-60^\circ E$.

A observação direta em campo permitiu reconhecer a existência de dobras isoclinais intrafoliais o que configura a existência de uma clivagem de crenulação afetando o bandamento, com a transposição de uma foliação S_1 mais antiga por uma nova foliação S_2 relativamente mais jovem, cujas relação provavelmente seja progressiva (figuras 17, 18, 20 e 22).

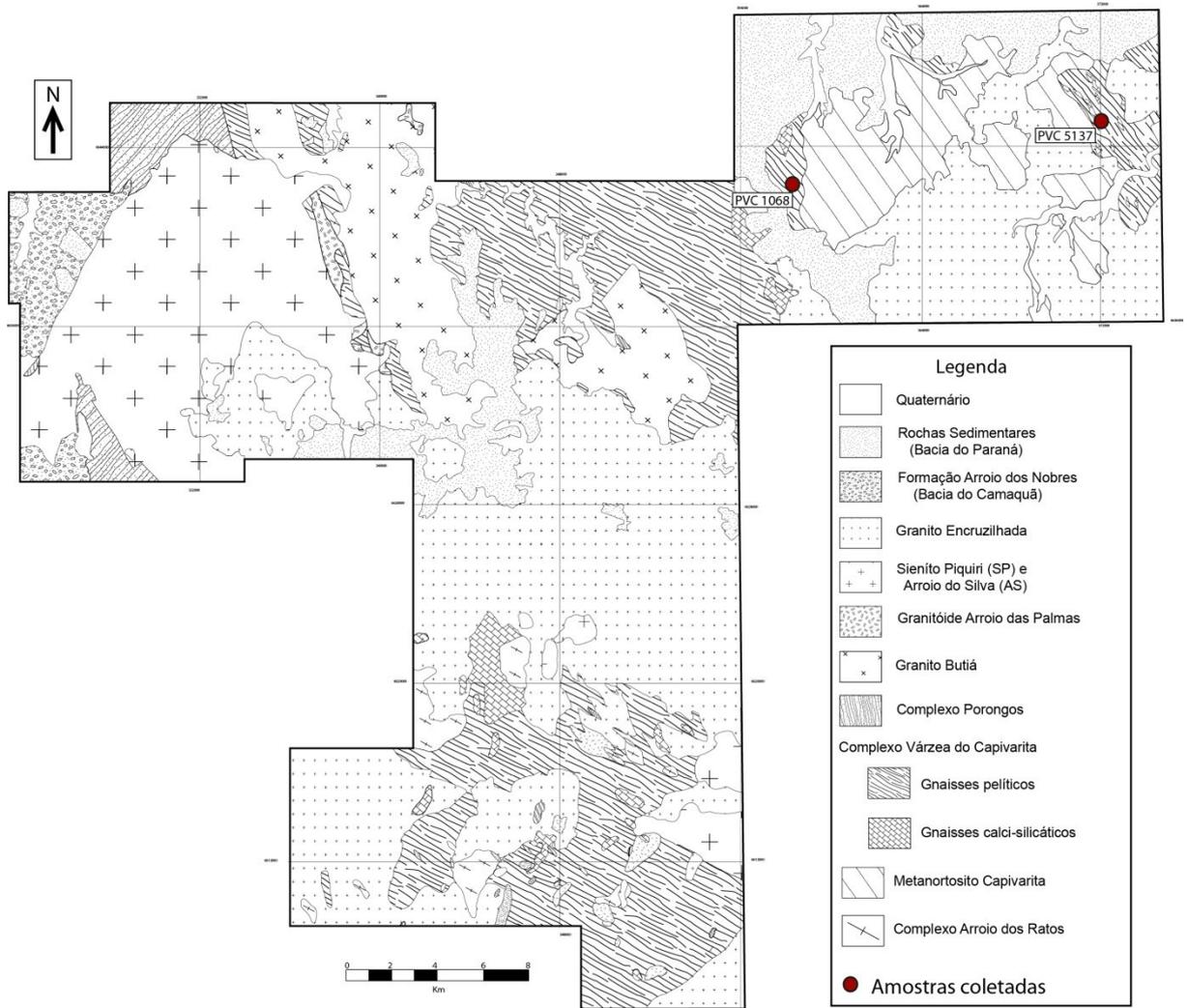


Figura 16. Mapa geológico da área do projeto. Fonte: UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011). Modificada nesta Pesquisa (2011).

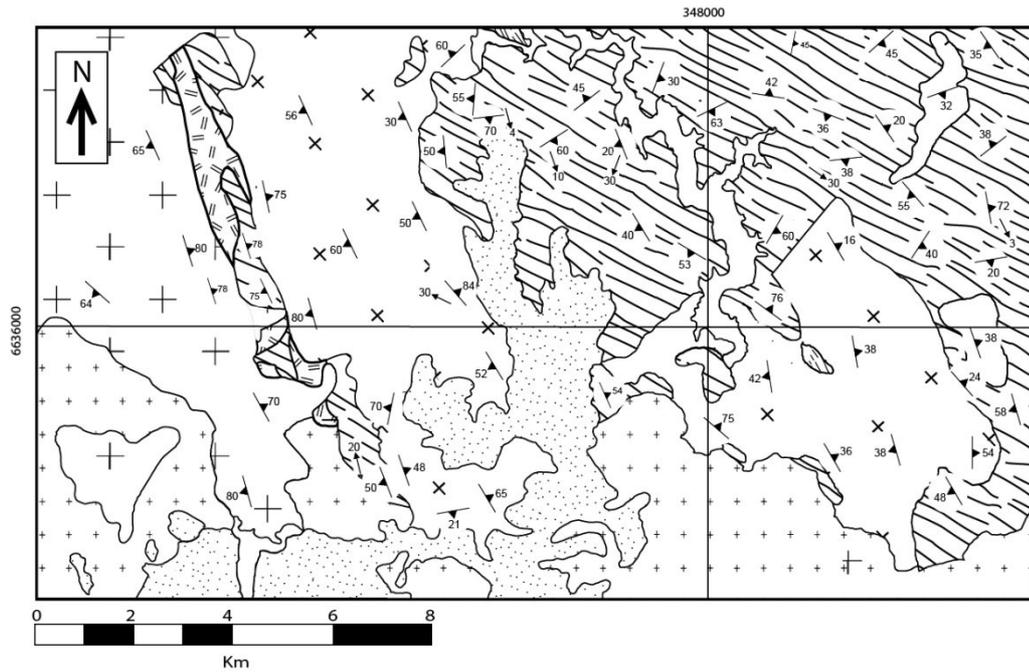


Figura 17. Mapa geológico-estrutural do setor N da área do projeto. Fonte: UFRGS (2008, 2009, 2010). Modificada nesta Pesquisa (2011).

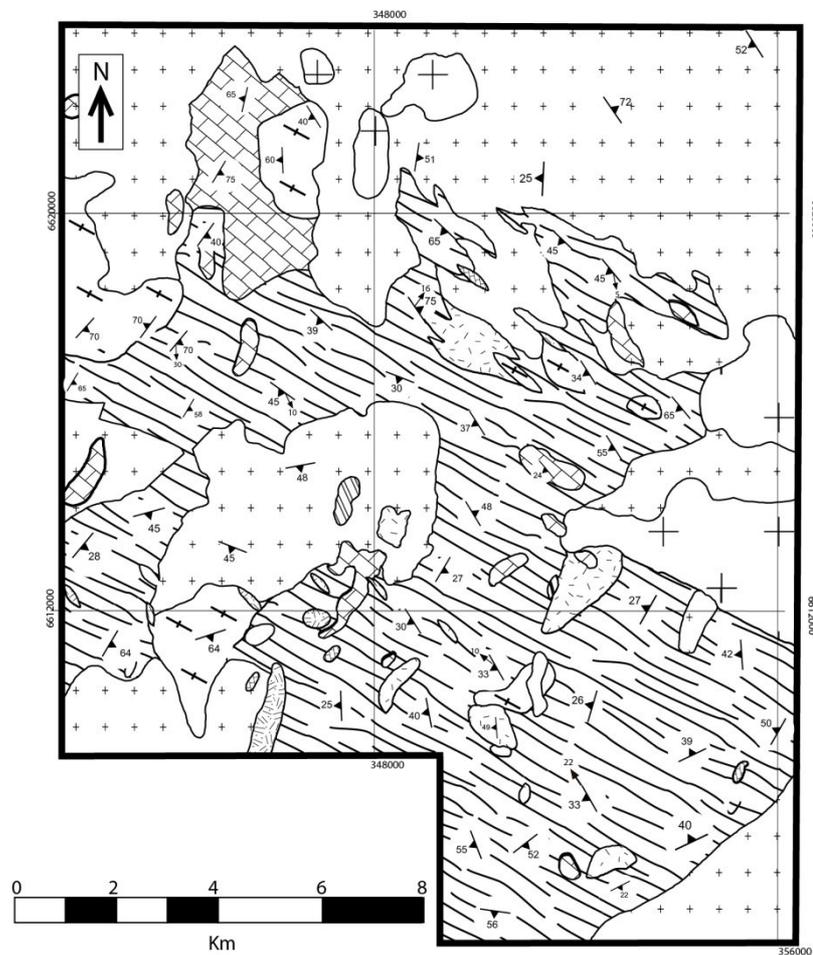


Figura 18. Mapa geológico-estrutural do setor S da área do projeto. Fonte: UFRGS (2010). Modificada nesta Pesquisa (2011).

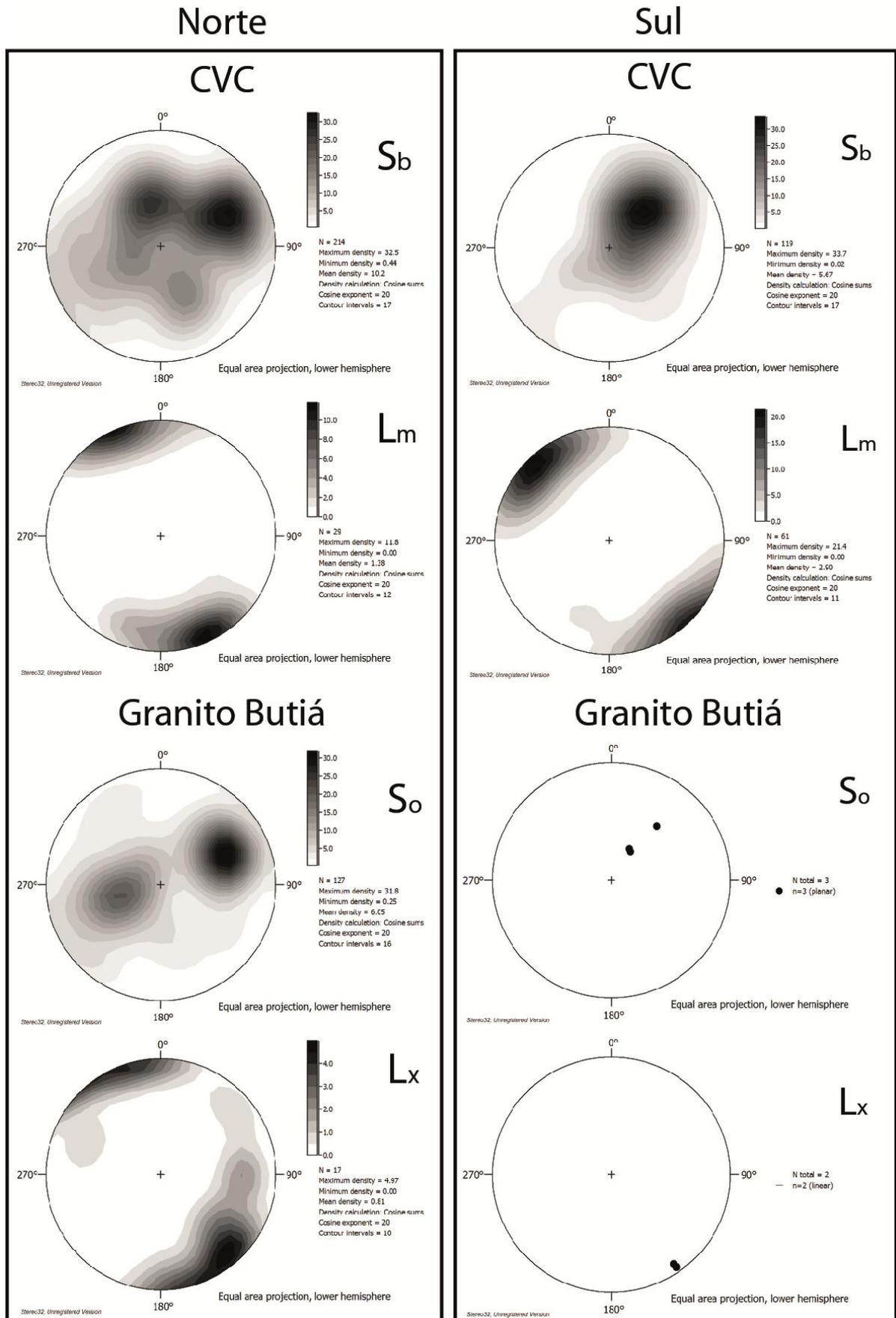


Figura 19. Estereogramas representativos das áreas N e S do projeto (figuras 17 e 18). Fonte: UFRGS (2008, 2009) e Dados da Pesquisa (2011).

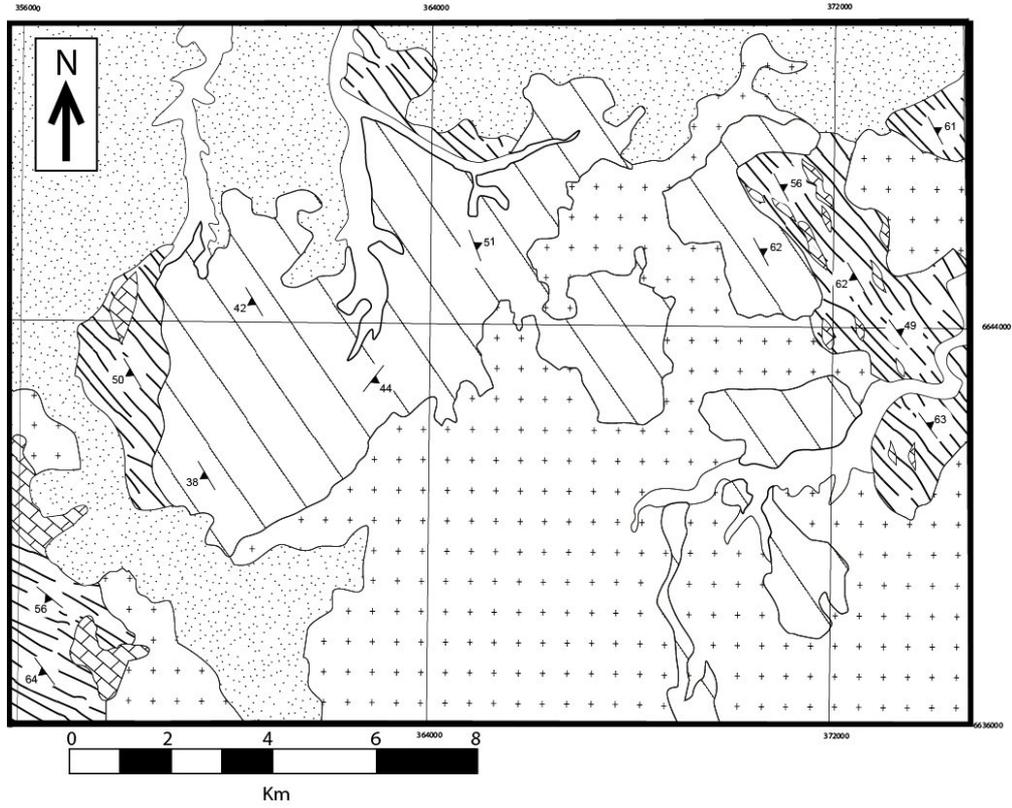


Figura 20. Mapa geológico-estrutural do setor NE da área do projeto. Fonte: UFRGS (2011). Modificada nesta Pesquisa (2011).

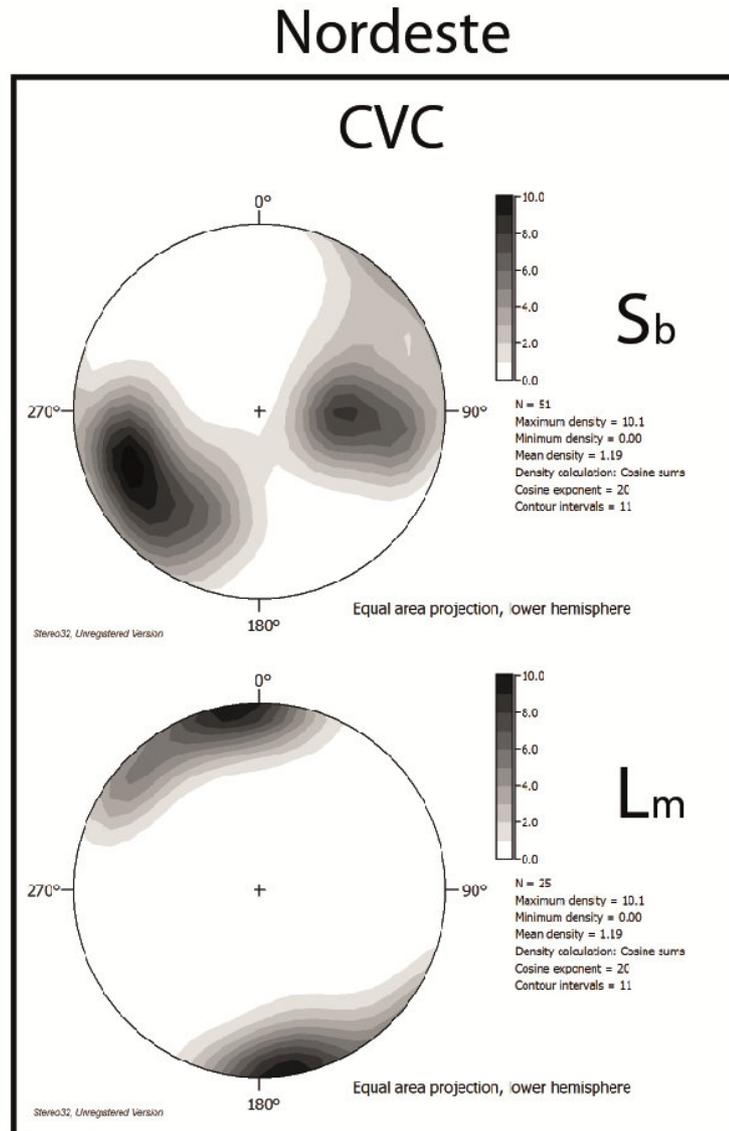


Figura 21. Estereogramas representativos da área NE projeto (figura 20). Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

No diagrama de equiárea com a representação dos pólos da foliação principal da área situada ao norte é possível observar uma guirlanda de pólos configurando a forma geral das dobras F_3 , cujos eixos estão situados nos quadrantes NW-SE (figura 17). A atitude média da foliação metamórfica neste setor é $N25^\circ W$. A lineação mineral dos paragneisses neste setor está marcada pela orientação da biotita e da silimanita e apresenta baixo ângulo de caimento para as direções $N26^\circ W$ e $S25^\circ E$ (figura 17).

No diagrama de equiárea com a representação dos pólos da foliação principal do setor situado ao sul visualiza-se uma guirlanda de pólos menos definida, mais ainda configurando a forma geral das dobras F_3 , cujos eixos estão situados nos quadrantes NW-SE (figura 18). A atitude média da foliação metamórfica neste setor apresenta uma orientação para $N45^\circ W$. A

lineação mineral dos paragneisses no setor sul também está marcada pela orientação de biotita e silimanita e apresenta baixo ângulo de caimento para as direções N45°W e S44°E (figura 18).

A retirada dos efeitos das dobras F_3 resulta em uma atitude média da foliação segundo a direção NW-SE com baixo ângulo de mergulho para W. A relação entre a atitude média da foliação principal com relação à lineação mineral é de um *rake* de valores intermediários, com valores variáveis entre 15 e 40°, o que sugere uma relação de lineação do tipo oblíqua. Esta relação é sugestiva da atuação de processos deformacionais associados a um sistema transpressivo (Dehler & Machado, 2006). Estudos mais sistemáticos serão desenvolvidos posteriormente.

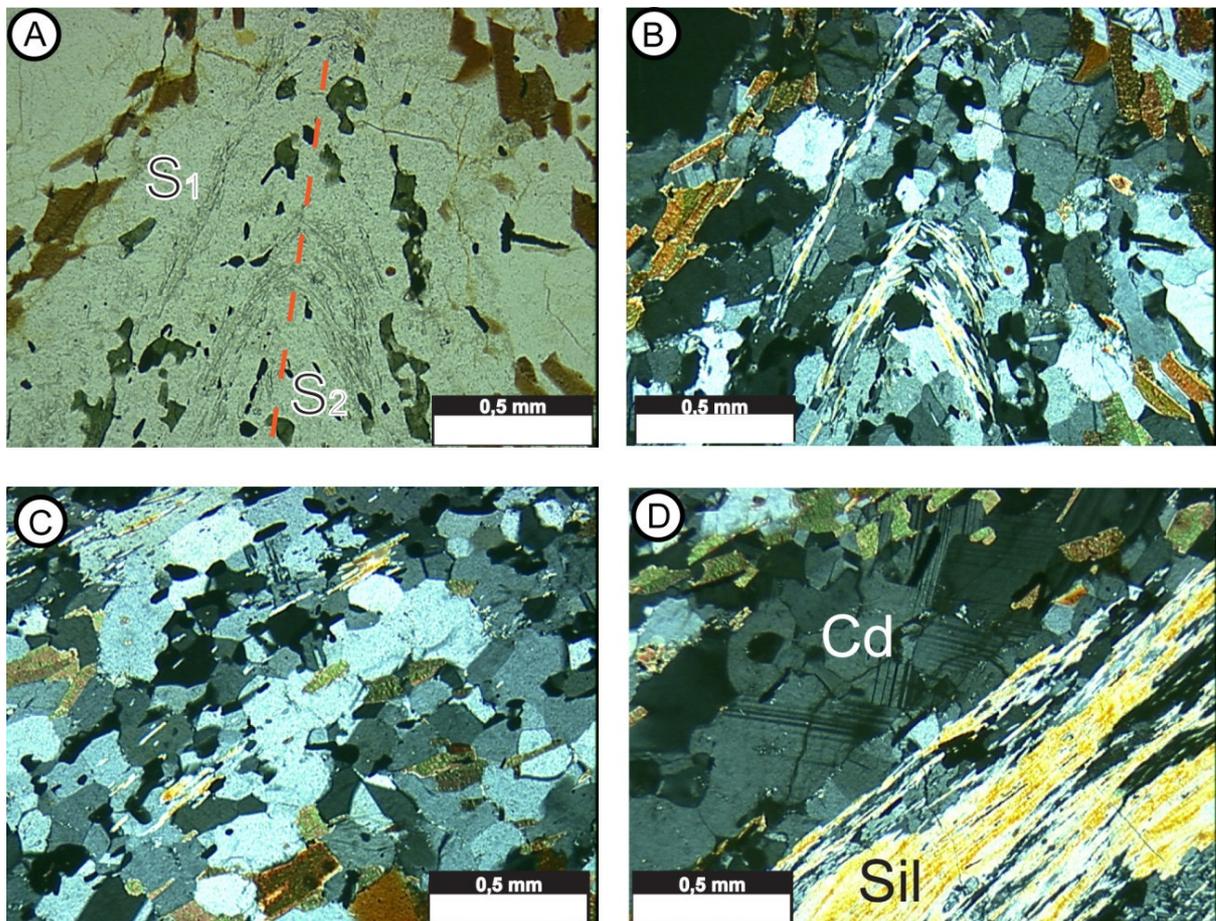


Figura 22. Microestruturas da amostra PEP4128-B do gnaíse pelítico. (A) Dobra isoclinal intrafolial marcada pelo encurvamento de banda rica em silimanita e hercinita, gerada pela transposição da foliação S_1 , nicóis paralelos. (B) Mesma seção em nicóis cruzados. (C) Textura granoblástica poligonal em banda quartzo-feldspática, nicóis cruzados. (D) Intercalação de banda rica em cordierita com banda rica em silimanita, nicóis cruzados. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

5.4. Condições Metamórficas

O metamorfismo de alto grau para as rochas da sequência pelítica produz um conjunto bem definido de minerais, caracterizados principalmente por aluminossilicatos como cianita e/ou silimanita, granada almandina, biotita, cordierita e ortopiroxênio, associados ao quartzo, K-feldspato e plagioclásio (figura 21). Em casos de temperaturas extremas ocorrem ainda óxidos como espinélios do tipo hercinita, safirina e coríndon, enquanto que as pressões mais elevadas (> 10 kbares) estão registradas pela ocorrência de cianita e rutilo (Spear, 1993; Yardley, 1989; Bucher & Frey, 1994; Vernon, 2008; Bucher & Grapes, 2011).

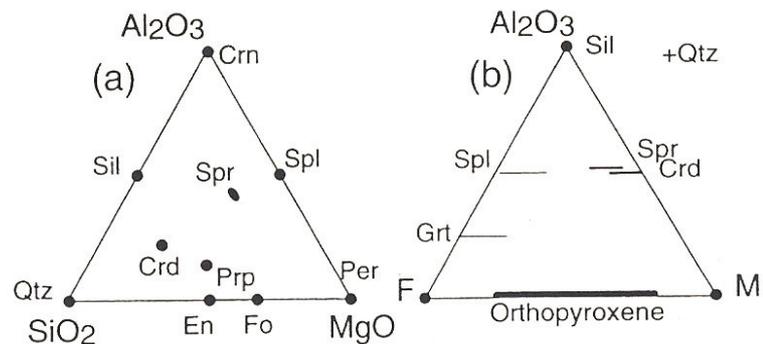


Figura 23. (A) Diagrama triangular $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ e (B) diagrama triangular $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ (AFM) mostrando o posicionamento dos minerais mais importantes em granulitos de alta T para rochas metapelíticas no sistema FMAS. Fonte: Spear (1993).

Nas condições metamórficas de ultra alta temperatura (UHT - *ultra high temperature*) a pressão de H_2O é muito menor que a pressão litostática (P_L) e sua efetividade esta diretamente relacionada a ocorrência de reações de quebra de minerais hidratados como a muscovita e biotita.

As assembléias contendo cordierita são muito comuns para o metamorfismo de alto grau de rochas pelíticas. A ampla variação composicional entre a Mg-Cordierita e as granadas ricas em Fe do tipo almandina habilita esta paragênese para os cálculos de geotermometria. A reação em equilíbrio da paragênese $\text{Cord} - \text{Sil} - \text{Gt} - \text{Qz}$ ainda habilita esta associação como um excelente geobarômetro (Spear, 1993; Vernon, 2008; Bucher & Grapes, 2011).

Gross *et al.* (2006) definiram as possíveis reações químicas que ocorreram durante o pico de metamorfismo dos gnaisses pelíticos, que foram as seguintes:

- (1) $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qz} = \text{Gt} + \text{Cord} + \text{Kf} + \text{L}$;
- (2) $\text{Gt} + \text{Bt} + \text{Qz} = \text{Opx} + \text{Cord} + \text{Ksp} + \text{L}$;
- (3) $\text{Bt} + \text{Sil} = \text{Gt} + \text{Cord} + \text{Kf} + \text{Esp} + \text{Mag} + \text{Ilm} + \text{L}$.

Estudos mais recentes, associados com trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:25.000 desenvolvidos pelos alunos e professores das disciplinas de Mapeamento Geológico I e II do curso de Geologia da UFRGS (UFRGS 2008, 2009, 2010 e 2011) tem descritos paragêneses semelhantes às observadas anteriormente nos estudos de Frantz *et al.* (1984), Silva *et al.* (2002) e Gross *et al.* (2006). Entretanto a observação detalhada das paragêneses e os estudos microestruturais desenvolvidos nos paragnaisse e nas injeções leucograníticas tem indicado que as condições de metamorfismo são distintas daquelas sugeridas pelos autores acima.

Uma das principais reações metamórficas que marcam o metamorfismo do Complexo Várzea do Capivarita é: $Gt + Cord + Sil = Esp + Qz$. Esta reação permanece estável em condições de temperatura que variam entre 920 e 1100°C, e de pressão litostática entre 4 e 9 kbares (figura 22). Investigações recentes que levam em consideração a variação composicional dos minerais no sistema FMASH também mostram que a paragênese $Gt + Cord + Sil$ é estável para uma temperatura fixa de 860°C, em condições de pressão variável entre 4 e 8 kbares (Bucher & Grapes, 2011; figura 23).

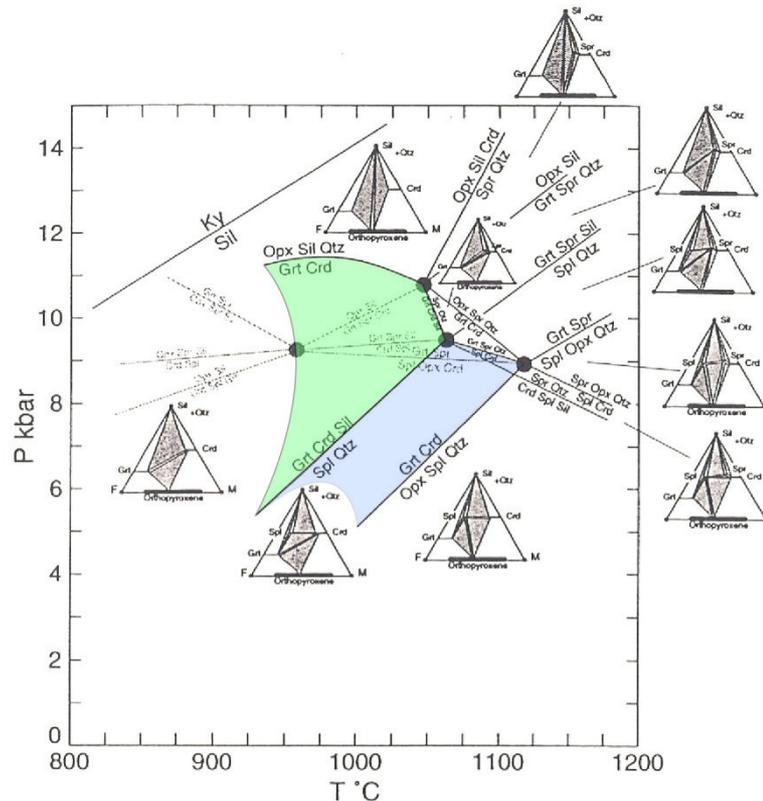


Figura 24. Grade petrogenética do sistema FMASH em condições de alta T e P, destacando os campos de cores verde e azul indicando, respectivamente, a estabilidade das paragêneses $Gt + Cord + Sil$ e $Gt + Cord + Sil + Esp$ (hercinita) + Qz . Fonte: Spear (1993).

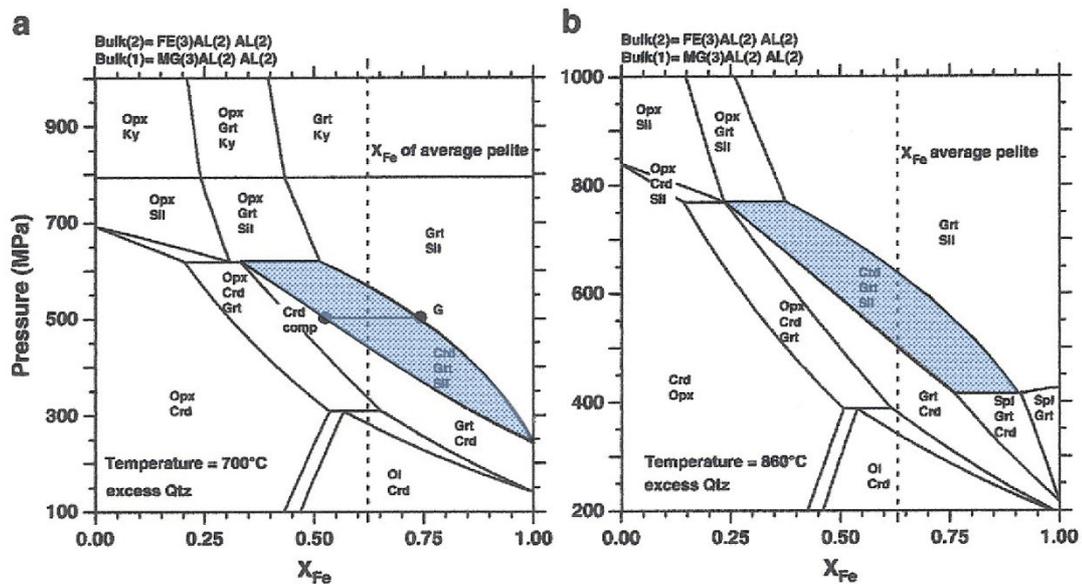


Figura 25. Seções isotermiais P- X_{Fe} : (A) condições de T de 700°C (fácies anfibolito superior) e (B) condições de T de 860°C (fácies granulito), mostrando a distribuição das assembléias estáveis em metapelitos no sistema FMASH para o alto grau de metamorfismo. Em destaque de cor azul as assembléias Cord + Gt + Sil, que são utilizadas como um geobarômetro. Fonte: Bucher & Grapes (2011).

Philipp *et al.* (2009, 2011) tem interpretado as paragêneses com Gt – Cord – Sil – Herc – Bt – Qz como associadas a condições gerais de temperatura entre 850 e 1000°C e condições de pressão intermediárias, com valores entre 4 e 9 kbares. Estes mesmos trabalhos apresentam estudos de geotermobarometria por pseudoseção, executados através do programa *Perple_X*, que indicam que a formação das fusões leucograníticas que geraram os corpos graníticos peraluminosos da Suíte Cordilheira ocorreu sob temperaturas entre 800 e 850°C e pressões da ordem de 8 a 9 kbares. Estas evidências permitem caracterizar estas condições de temperatura como sendo de alto grau e compatíveis com as da fácies granulito de ultra alta temperatura (UHT).

A ocorrência da reação $Gt + Cord + Sil = Esp + Qz$ sugere que a evolução do metamorfismo do CVC foi caracterizada por um evento metamórfico principal que atingiu condições de pressão máximas (mais elevadas) e evoluiu posteriormente para condições de pressão mais baixas através do soerguimento do sistema. Esta trajetória é atribuída a um padrão do tipo ITD (*isothermal decompression*) como sugerida por Spear (1993) (figura 24). Este padrão é observado em cinturões orogênicos colisionais, sendo interpretado como resultado de um período de soerguimento associado ao colapso do cinturão após o espessamento.

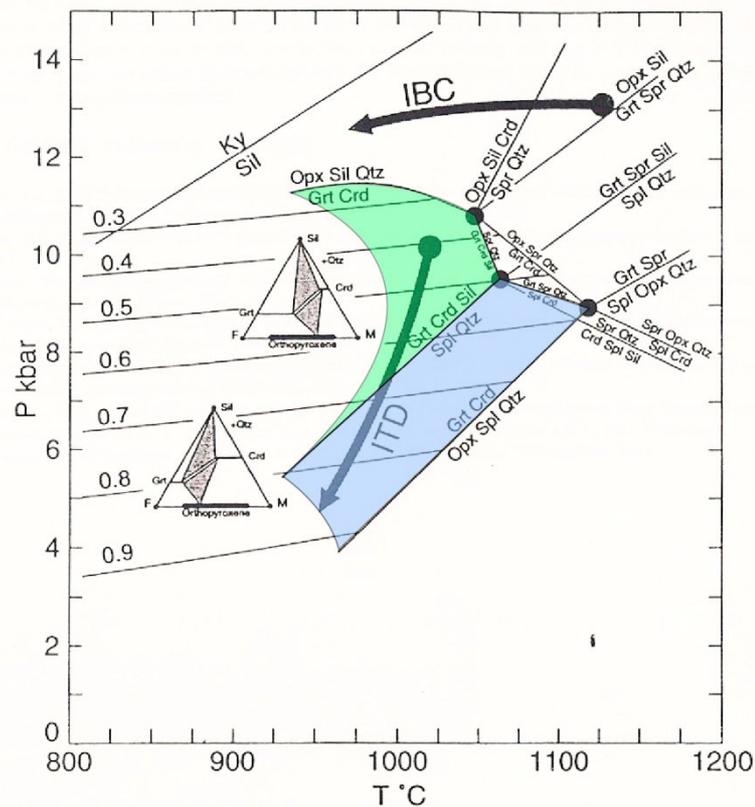


Figura 26. Grade petrogenética para o sistema FMASH mostrando dois padrões de trajetória de P-T: IBC = resfriamento isobárico (*isobaric cooling*) e ITC = descompressão isotérmica (*isothermal decompression*). As linhas horizontais numeradas são contornos da razão Fe/Fe + Mg da granada da assembléia Gt + Cord + Sil + Qz. Fonte: Spear (1993).

5.4.1. Migmatização e Formação de Leucogranitos

A formação de granitos do tipo S contendo cordierita magmática é atribuída a fusão crustal típica e ocorre associada à migmatitos gerados a partir de protólitos de composição pelítica. Estes processos formam corpos tabulares e microplútons com espessuras da ordem de 10 a 50 metros (Vernon, 2008). Granitos peraluminosos com cordierita e granada ocorrem nas seções dos migmatitos de Inzie Head, na porção nordeste da Escócia (Johnson *et al.*, 2001).

A comprovação da relação entre os grandes corpos graníticos peraluminosos que ocorrem em níveis crustais superiores e os migmatitos que ocorrem na crosta inferior é de difícil comprovação devido:

- (1) Dúvidas sobre o processo de acumulação, segregação, ascensão e transporte por diques;
- (2) Muitos granitos mostram evidências de mistura com magmas máficos e, portanto, fontes mantélicas;

(3) As fusões geradas nos migmatitos são pobres em máficos, enquanto que em alguns granitos peraluminosos possuem altas proporções de minerais máficos.

Entretanto, a ocorrência de granulitos residuais anidros ou fracamente hidratados com poucas injeções de fusão sugere que a fusão migra da sua fonte na crosta inferior para se posicionar como leucogranito na crosta superior/intermediária, deixando a maioria dos restitos granulíticos para trás (Guerina & Sawyer, 2003; Brown, 2001, 2007; Vernon, 2008).

Em alguns casos as fusões dos migmatitos são cumuláticas e representam líquidos muito evoluídos ou fusões residuais. As fusões são extraídas primariamente por processos deformacionais, como, por exemplo, as relações descritas por diversos autores para os migmatitos da região de British Columbia, no Canadá (Vernon, 2008).

Em muitos cinturões colisionais sem contribuição de magmatismo máfico ocorrem leucogranitos peraluminosos com muscovita, contendo caracteristicamente mais de 70% de SiO₂, e são produzidos por fusão crustal de metassedimentos (Patiño-Douce *et al.*, 1999). A formação destes granitos é atribuída à fusão parcial sub-saturada em H₂O durante a descompressão causada pelo colapso do cinturão orogênico, representando uma crosta intracontinental espessada (Harris & Massey, 1994; Patiño-Douce *et al.* 1999).

5.4.2. Fontes de Calor

As fontes de calor prováveis para a geração de fusões crustais relacionadas por Vernon (2008) são:

- (1) Descompressão da crosta espessada em cinturões orogênicos, gerando os clássicos leucogranitos colisionais;
- (2) Ascensão da astenosfera abaixo da crosta em orógenos extensionais;
- (3) *Underplating* maciço pela intrusão de magmas máficos mantélicos na base da crosta inferior;
- (4) Ultrametamorfismo associado ao aumento da temperatura relacionado a gradientes geotérmico da base da crosta em cinturões orogênicos colisionais.

A geração da migmatização dos gnaisses do Complexo Várzea do Capivarita parece ter evoluído a partir da contribuição dos processos descritos nos itens 1, 4 e, subordinadamente, no item 3, como sugerido pelos estudos de Philipp *et al.* (2011).

Thompson (1999) mostra que a geração de granitos envolvendo alto grau de fusão parcial requer grandes volumes de crosta pré-aquecidos pelo metamorfismo regional e amplo acesso a magmas externos derivados do manto, tais como os que podem ser gerados por

delaminação da raiz dos cinturões orogênicos associados a *slab break-off* (Davies & Von Blanckenburg *et al.*, 1995, 1998).

5.4.3. Reações de Fusão Sub-Saturadas em H₂O (*Water-Undersaturated Partial Melting Reactions*)

Dados de campo, petrográficos e experimentais indicam que a maioria das reações de formação de fusões em rochas crustais ocorrem sob condições de P-T da fácies Granulito (800-1000°C) e sem H₂O disponível (Wyllie *et al.*, 1976; Wyllie, 1977; Thompson, 1982; Clemens & Watkins, 2001; Clemens, 2005).

Estas reações também são chamadas de *Dehydration Melting Reactions* (Thompson, 1982) e *Vapor-Absent Melting Reactions* (Grant, 1985). A fonte da H₂O para a fusão parcial dos metapelitos é oriunda da desidratação de minerais hidratados como a muscovita e biotita.

Abaixo estão citadas as principais reações de fusão:

- (1) $Ms + Pl + Qz = Als + Kf + L$
 - Quebra da MUSCOVITA, Anfibolito Médio;
 - Fusões ricas em KF.
- (2A) $Bt + Als + Qz = Gt/Crd + Kf + L$
 - Quebra da BIOTITA, Alto Grau para Pelitos sem Pl;
 - Gt em alta P_L;
 - Crd em baixa P_L;
 - Crd + Gt em média P_L;
 - Fusões ricas em KF.
- (2B) $Bt + Pl + Als + Qz = Gt/Crd + Kf + L$
 - Quebra da BIOTITA, Alto Grau para Pelitos com Pl;
 - Gt em alta P_L;
 - Crd em baixa P_L;
 - Crd + Gt em média P_L;
 - Fusões ricas em KF.

5.4.4. Considerações Finais

Os neossomas e/ou leucossomas contendo KF e ricos em Gt e/ou Cord são bons indicadores de fusão parcial sub-saturadas em H₂O, geradas a partir da reação de quebra da biotita (Tracy & Robinson, 1983; Waters & Whales, 1984; Waters, 1988; Powell & Downes, 1990; Vernon *et al.*, 1990. 2003; White *et al.*, 2004).

A separação da fase fundida félsica e hidratada dos produtos sólidos das reações desidrata a rocha e produz um resíduo de granulitos “secos” (restito) que são empobrecidos nos componentes félsicos da fusão.

Os estudos experimentais indicam que as reações 2A e 2B representam as mais comuns reações de fusão parcial para metapelitos e componentes félsicos na porção intermediária e profunda da crosta (Holdaway *et al.*, 1977; Clemens & Wall, 1981; Thompson, 1982; Tracy & Robinson, 1983; Grant, 1985; Waters, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño-Douce & Johnston, 1991; Stevens *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 2001).

Os magmas produzidos por essas reações podem se conectar através de segregação e podem gerar granitos peraluminosos (Tipo S) em níveis crustais rasos se tiverem acesso a estruturas subverticais como zonas de cisalhamento ou zonas de falhas de extensão, que possibilitam a rápida ascensão e posicionamento das fusões (Clemens & Wall, 1981).

As fusões geradas pela quebra da muscovita e sem presença de H₂O livre tem variação positiva de volume resultando no aumento da pressão de fluidos, promovendo o fraturamento adjacente aos grãos minerais e o escapamento da fusão associada a diminuição da pressão e da temperatura (Connolly *et al.* 1977; Rushmer, 2001). Nessas condições as fusões perdem calor rapidamente cristalizam-se na própria zona de geração da fusão.

Por outro lado, as fusões geradas pela quebra da biotita e sem presença de H₂O livre envolvem apenas uma pequena variação positiva de volume ou até mesmo negativa, resultando que a fusão pode permanecer no local da fusão, ou pode migrar, principalmente associada a estruturas tectônicas como zonas de cisalhamento (Rushmer, 2001; Holyoke & Rushmer, 2002).

As várias reações de fusão podem ocorrer durante a evolução do metamorfismo progressivo, com cada sucessivo episódio ocorrendo em altas temperaturas e sob baixa atividade de H₂O, bem como produzindo fusões com diferentes composições químicas (Powell, 1983; Sawyer, 2008).

As evidências petrográficas sugerem que o Complexo Várzea do Capivarita foi submetido a um metamorfismo de ultra alta temperatura (UHT) sob condições de temperatura

acima de 900°C e pressões da ordem de 6 a 9 kbares. Estas condições possibilitaram a fusão parcial dos gnaisses pelíticos sob condições sub-saturadas a partir de processos de *dehydration melting* gerados a partir da quebra da biotita. As condições metamórficas extremas registradas no CVC são sugestivas de um episódio significativo de fusão parcial sob ausência de fluidos (*fluid-absent melting*), que pode ter gerado volumes elevados de granitos. Estudos recentes tem demonstrado que a fusão sub-saturada por desidratação de biotita (*fluid-absent biotite dehydration melting*) pode produzir entre 20-35% de fusão em metapelitos (Clemens & Vielzeuf, 1987; Sawyer, 1996). As evidências petrográficas e os estudos de geotermobarometria por pseudoseção levaram Philipp *et al.* (2009, 2011) a sugerir que a fusão dos gnaisses metapelíticos do CVC foi responsável pela geração de um grande volume de líquidos graníticos que foram segregados e ascenderam através da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu para constituir os corpos graníticos peraluminosos da Suíte Cordilheira.

5. GEOCROLOGIA

O Complexo Várzea do Capivarita carece de determinações geocronológicas, não havendo estudos que tratem da caracterização das áreas fontes dos sedimentos e do metamorfismo orogênico por meio de geocronologia U-Pb em zircão.

Gross *et al.* (2006) realizaram datações pelo método Sm-Nd em granadas e rocha total, obtendo idades-modelo Nd e idades isocrônicas por Sm-Nd em pares granada-rocha total. Todas as amostras analisadas têm valores negativos de ΣNd_t , indicando uma longa história de residência crustal antes do metamorfismo. As amostras datadas, com suas respectivas idades-modelo Nd, foram um gnaiss pelítico intercalado com mármore (2236 Ma), gnaisses pelíticos (2133, 1702 e 1586 Ma), um gnaiss calci-silicático (1910 Ma) e de um dique máfico intrusivo em um mármore puro (1696 Ma).

As idades isocrônicas de Sm-Nd foram obtidas em 3 amostras de gnaisses pelíticos: 652 ± 26 Ma, 614 ± 12 Ma e $606\pm 2,4$. A amostra com idade mais antiga é a que contém maior concentração de elementos terras raras (ETR), razão Sm/Nd baixa (0,175) e maior erro analítico, o qual foi atribuído a uma contaminação com algum mineral enriquecido nesses elementos (monazita ou zircão), interpretação suportada pela baixa razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra. A amostra com idade mais jovem tem a maior razão Sm/Nd. Os autores estimaram um intervalo de 606-626 Ma para o metamorfismo M_1 - M_2 durante o evento tectônico D_1 , considerando as duas idades mais jovens datadas, podendo representar o pico do metamorfismo ou resfriamento inicial (dependendo da temperatura mais alta alcançada durante o metamorfismo, taxa de resfriamento e tamanho de grão).

Estudos sobre a proveniência do Complexo Porongos efetuados por datação U-Pb SHRIMP em zircão foram efetuados por Hartmann *et al.* (2003), onde os autores atribuíram para este complexo fontes mistas de rochas do embasamento da região sul da América do Sul. Foram encontrados zircões com idades entre 2470 Ma e 2020 Ma.

Levantamentos geocronológicos recentes executados por Chemale Jr. *et al.* (2009) nas unidades do Metanortosito Capivarita demonstraram que os anortositos e os anfibolitos apresentam idades U-Pb em zircão de cristalização do Mesoproterozóico (1,57 Ga). Os cristais de zircão ainda apresentaram dois episódios recentes de recristalização, com valores entre 650 Ma e 604 Ma, interpretados pelos autores como representantes da cristalização, respectivamente, de um evento de metamorfismo regional de natureza colisional e do metamorfismo de contato da Suíte Encruzilhada do Sul.

Granitóides intrudidos em diferentes fases da evolução tectônica da ZCDC, os Granitos Quitéria, Arroio Francisquinho, Cordilheira, Cerro Agudo e Figueiras foram datados por geocronologia U-Pb SHRIMP por Frantz *et al.* (2003). As idades obtidas, respectivamente, foram 658 ± 4 Ma, 634 ± 6 Ma, 625 ± 6 Ma, 617 ± 8 Ma e 605 ± 8 Ma, representando suas intrusões.

As datações U-Pb SHRIMP realizadas neste projeto caracterizaram dois eventos distintos, correlatos e contemporâneos, ocorridos no Neoproterozóico. Para a amostra PVC1068, que é um leucogranito peraluminoso com granada, foram datados 10 cristais de zircão e a idade obtida foi de $612\pm 5,3$ Ma (figura 26). O posicionamento deste leucogranito é interpretado como sin-tectônico ao evento metamórfico de alto grau. Essa interpretação tem suporte nos dados de razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (tabela 1), que são tipicamente de zircões ígneos, e também na morfologia dos cristais observados em lupa e principalmente nas imagens de catodoluminescência (CL) obtidas com o MEV (figura 25), onde se observa que os cristais são euédricos a subédricos e possuem terminações típicas de cristais ígneos. Não foi possível observar zonação interna devido à baixa qualidade das imagens. Duas idades individuais foram descartadas para o cálculo da concórdia: uma por conter conteúdo extremamente alto de U e a outra por conter baixa razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (figura 27 e tabela 1).

A segunda amostra datada (PVC5137-B) é de um gt-sil-bt gnaiss, onde foram analisados 30 cristais de zircão e cujo objetivo inicial era obter as idades dos zircões detríticos e, conseqüentemente, das áreas-fonte. A idade final obtida a partir de tratamento estatístico de todas as análises foi de $620\pm 3,5$ Ma, onde todas as idades individuais dos zircões datados foram representadas sobre a curva da concórdia (figura 29). As imagens de quase a totalidade dos cristais de zircão apresentaram grande homogeneidade, com ausência de zonação interna, sugerindo que os mesmos foram totalmente recuperados pela recristalização metamórfica de alto grau (figura 28). Esse dado indica a caracterização apenas do evento de metamorfismo regional orogênico, não sendo possível caracterizar a proveniência dos metassedimentos. Observando-se os dados de razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (tabela 2), percebe-se que 28 cristais tem valores muito menores que 0,1, considerado como um valor limite entre zircões ígneos e metamórficos (Scherer *et al.*, 2007). A partir disso, interpreta-se que esses zircões são em sua maioria de origem metamórfica, e a idade da curva de concórdia diz respeito ao metamorfismo da fácies granulito atingido pelo complexo, o qual sobrescreveu qualquer possível herança ígnea desses zircões devido a sua altíssima temperatura. Ainda assim, em dois zircões observa-se ainda a herança ígnea. Nos primeiros isto se interpreta devido a sua razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, que tem o valor de 1,3 (tabela 2) e sua imagem em CL (figura 28-B,

destaque em vermelho) denota a existência de uma borda metamórfica bem caracterizada e um núcleo interno zonado tendendo à morfologia de zircão ígneo, com idade individual de $659,4 \pm 20,6$ Ma e no segundo devido à sua idade individual de $706,2 \pm 21,4$ Ma (figura 28-C, destaque em amarelo, e tabela 2). Observou-se, tanto lupa quanto em imagens de CL, que os cristais de zircão são bastante arredondados, alguns poucos subédricos, principalmente os de maior granulometria. Ainda assim, a idade individual de $706,2 \pm 21,4$ Ma calculado em um zircão foi descartada para o cálculo da concórdia devido ao alto valor de discordância obtido (32%; tabela 2).

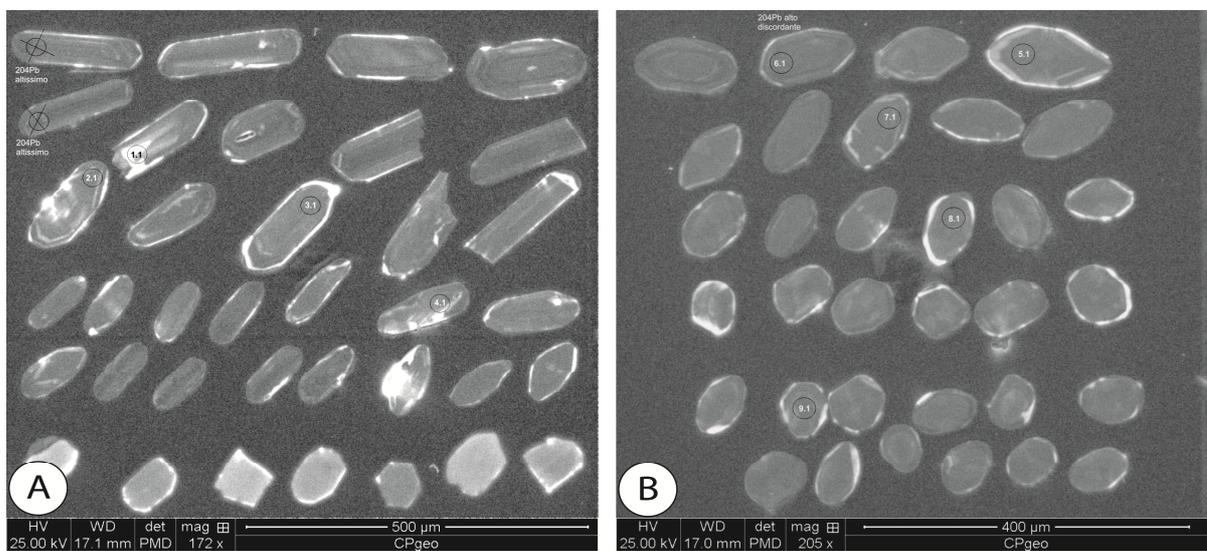


Figura 27. (A) e (B) Imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso, com os círculos numerados indicando os pontos onde foram feitas as análises. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

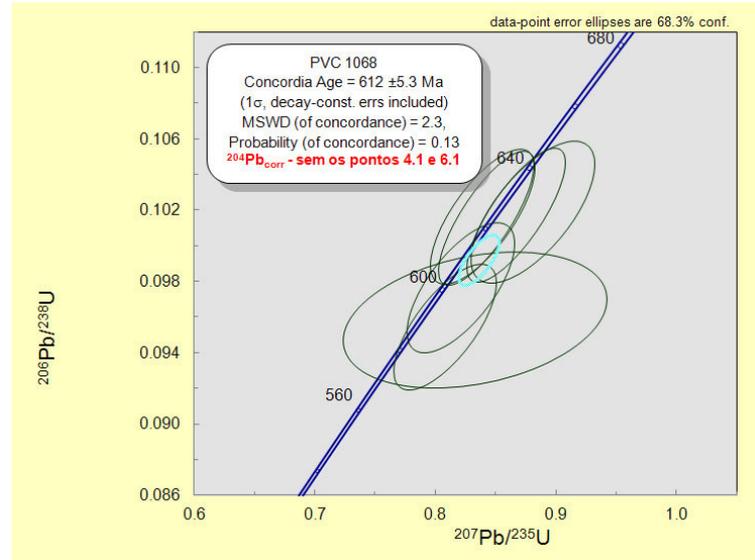


Figura 28. Concórdia para a amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

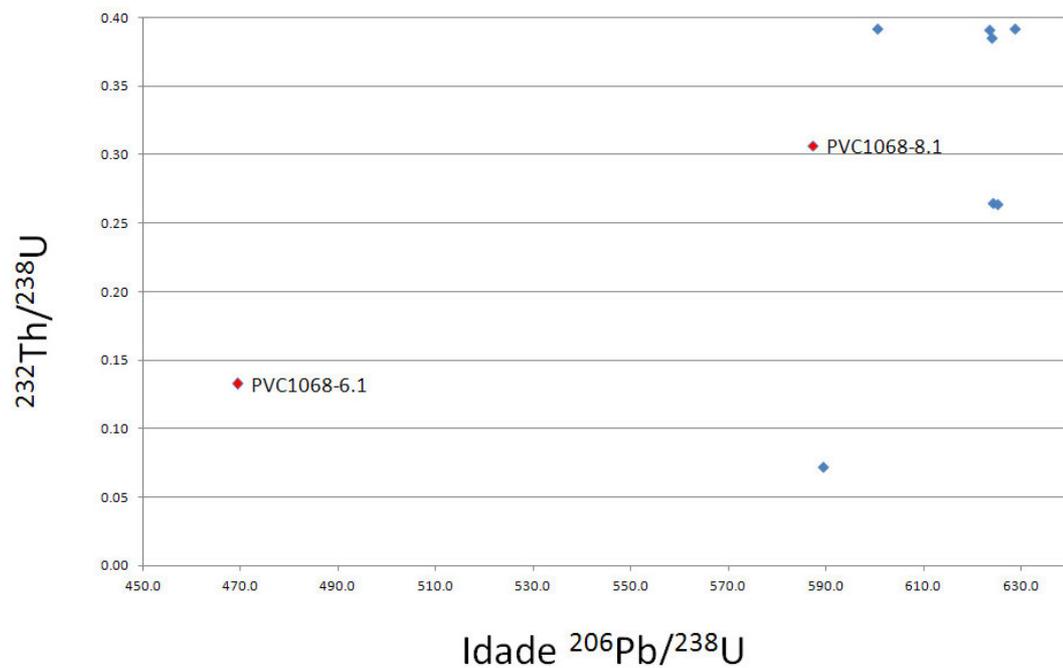


Figura 29. Gráfico $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso. Os pontos em vermelho indicam as idades descartadas para o cálculo da concórdia. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

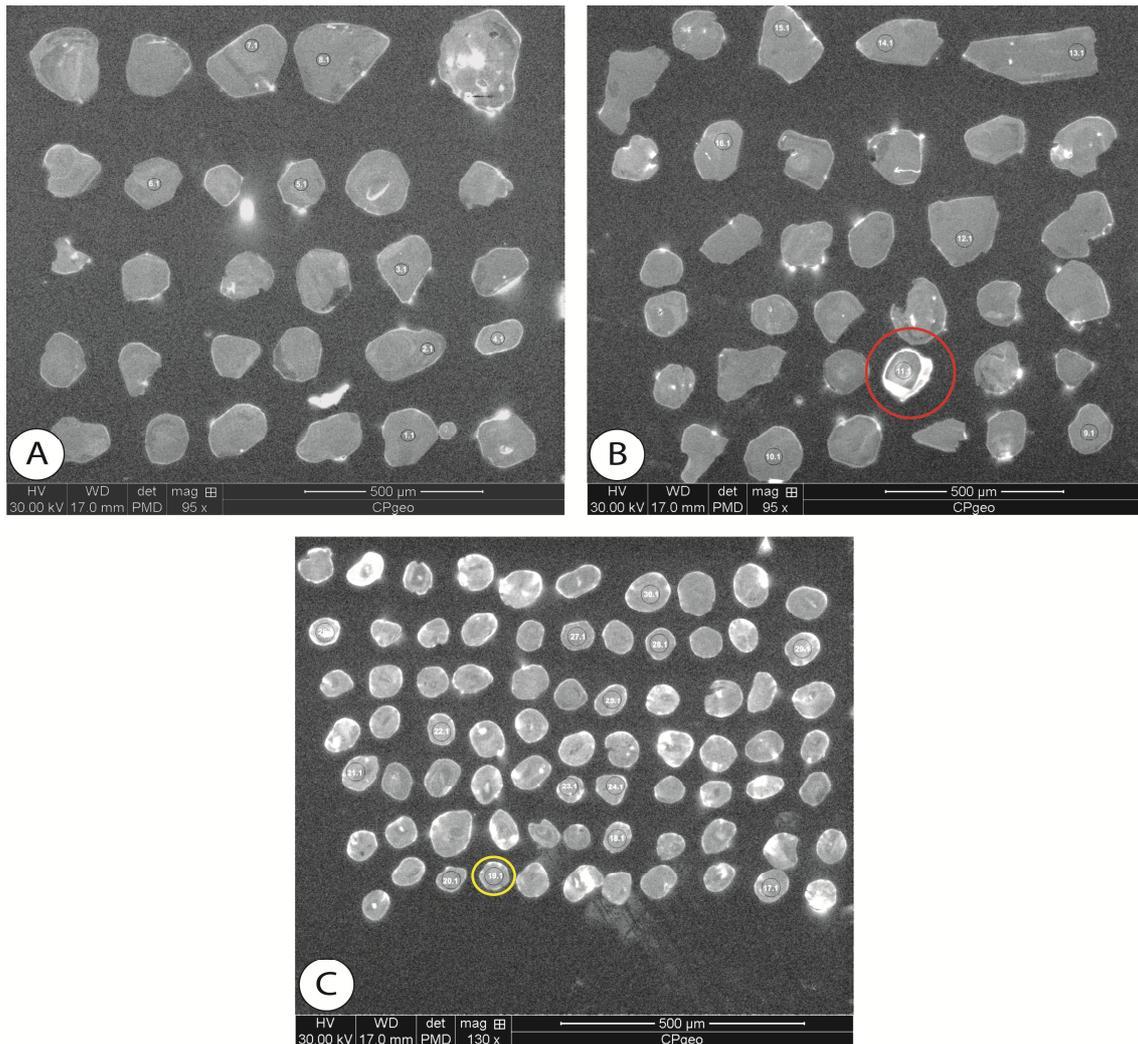


Figura 30. Imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss, com os círculos numerados indicando os pontos onde foram feitas as análises. O círculo vermelho em (B) indica o cristal ígneo e o círculo amarelo em (C) indica o cristal datado com maior idade, de provável herança ígnea. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

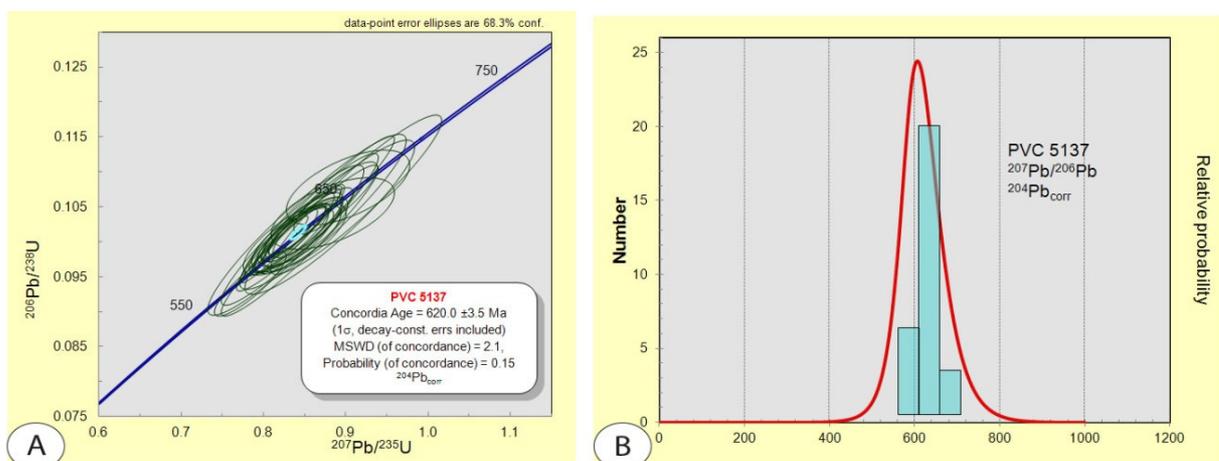


Figura 31. (A) Concórdia para a amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss. (B) Gráfico de probabilidade de densidade para a amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

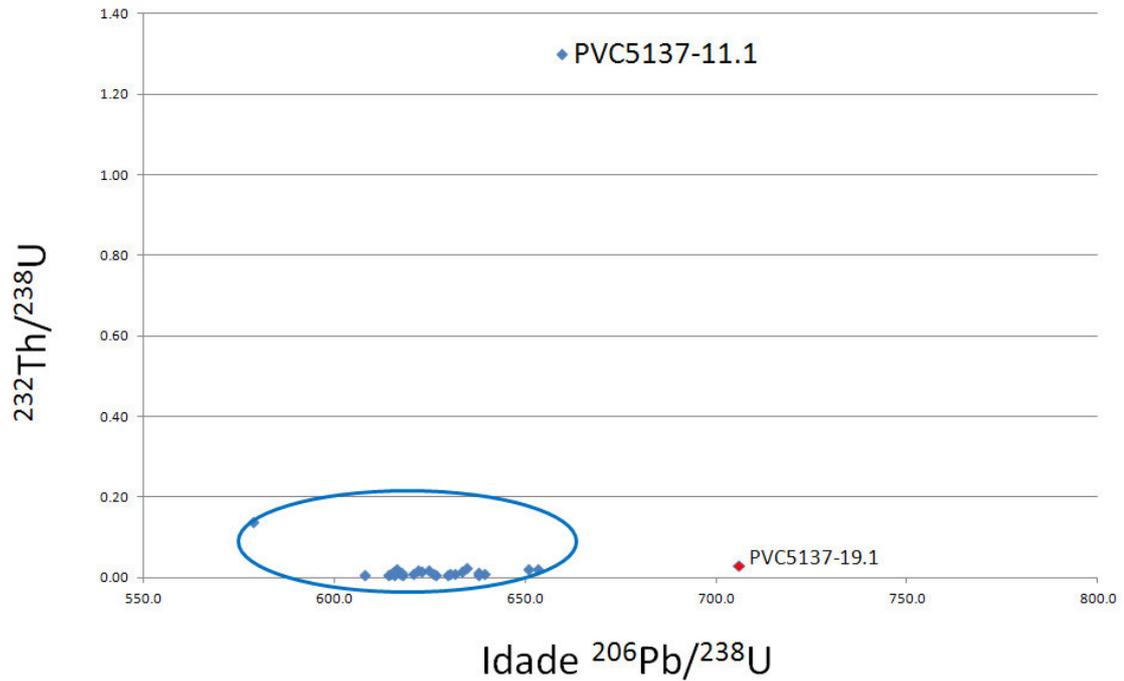


Figura 32. Gráfico $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaíse. O ponto vermelho indica a idade individual descartada para o cálculo da concórdia e o ponto no alto do gráfico representa o zircão com maior razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

Tabela 1. Dados isotópicos e idades dos zircões analisados da amostra PVC1068 do leucogranito peraluminoso. As áreas amarelas indicam as idades individuais descartadas para o cálculo da concórdia. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

Nome do furo	Razões isotópicas corrigidas 204Pb												Idades corrigidas 204Pb				
	U ppm		206Pb		206Pb / 238U		207Pb / 235U		207Pb / 206Pb		err corr		206Pb / 238U	1σ err	207Pb / 206Pb	1σ err	% discord.
	ppm	ppm	232Th / 238U	%	%	% err	%	% err	%	% err	%	% err					
PVC1068-1.1	166	12	0.07	1.79	.0957	2.6	0.83	8.7	.0630	8.3	.303	589.4	14.9	710	177	20	
PVC1068-2.1	691	263	0.39	0.78	.0976	2.5	0.82	3.6	.0610	2.6	.676	600.3	14.1	639	58	6	
PVC1068-3.1	658	169	0.26	0.44	.1017	2.4	0.87	3.1	.0619	1.9	.784	624.1	14.5	669	41	7	
PVC1068-4.1	641	243	0.39	1.09	.1024	2.5	0.95	3.9	.0670	2.9	.637	628.7	14.8	838	62	33	
PVC1068-5.1	564	210	0.39	0.47	.1016	2.5	0.84	3.4	.0599	2.3	.722	623.8	14.6	600	51	-4	
PVC1068-6.1	1278	164	0.13	0.80	.0755	2.4	0.64	3.6	.0619	2.7	.668	469.4	11.0	671	58	43	
PVC1068-7.1	499	128	0.26	0.72	.1018	2.6	0.88	3.9	.0627	2.8	.671	625.2	15.5	698	61	12	
PVC1068-8.1	751	223	0.31	0.53	.0954	2.5	0.81	3.5	.0614	2.5	.701	587.4	13.8	654	54	11	
PVC1068-9.1	565	214	0.39	0.37	.1015	2.5	0.84	3.1	.0602	1.9	.787	623.4	14.6	609	42	-2	

Tabela 2. Dados isotópicos e idades dos zircões analisados da amostra PVC5137-B do gt-sil-bt gnaiss. A área amarela indica a idade individual descartada e a área vermelha indica o valor da discordância da mesma. Fonte: Dados da Pesquisa (2011).

Nome do furo	206Pb				Razões isotópicas corrigidas 204Pb								Idades corrigidas 204Pb				
	U	Th	232Th com	206Pb	206Pb / 238U		207Pb / 235U		207Pb / 206Pb		206Pb / 238U		207Pb / 206Pb	206Pb / 238U		% discord.	
	ppm	ppm	/238U	%	%	% err	%	% err	%	% err	err corr	1σ	1σ err	1σ	1σ err		
PVC5137-1.1	864	6	0.01	0.18	.1026	3.2	0.85	3.5	.0599	1.4	.916	629.7	19.4	600	30	-5	
PVC5137-2.1	1087	145	0.14	0.33	.0940	3.2	0.78	3.7	.0605	1.8	.875	578.9	17.8	623	38	8	
PVC5137-3.1	836	13	0.02	0.22	.1032	3.2	0.85	3.6	.0599	1.6	.897	633.3	19.3	599	34	-5	
PVC5137-4.1	518	6	0.01	0.36	.1002	3.2	0.83	4.2	.0598	2.6	.773	615.8	18.9	597	57	-3	
PVC5137-5.1	825	8	0.01	0.18	.1005	3.2	0.83	3.6	.0600	1.5	.911	617.4	19.1	602	32	-2	
PVC5137-6.1	1053	10	0.01	0.14	.1029	3.2	0.85	3.5	.0599	1.3	.921	631.7	19.2	602	29	-5	
PVC5137-7.1	1531	10	0.01	0.17	.1002	3.2	0.83	3.4	.0603	1.2	.933	615.7	18.7	614	26	0	
PVC5137-8.1	1518	9	0.01	0.09	.1000	3.2	0.82	3.5	.0596	1.6	.895	614.2	18.6	588	34	-4	
PVC5137-9.1	551	6	0.01	0.27	.1027	3.2	0.86	3.7	.0607	1.9	.862	630.4	19.3	629	41	0	
PVC5137-10.1	762	5	0.01	0.41	.1021	3.2	0.85	3.8	.0602	2.1	.832	626.5	19.1	611	46	-2	
PVC5137-11.1	238	300	1.30	0.99	.1077	3.3	0.90	5.5	.0607	4.4	.595	659.4	20.6	629	96	-5	
PVC5137-12.1	927	9	0.01	0.34	.1020	3.3	0.84	3.7	.0597	1.7	.889	626.0	19.4	593	36	-5	
PVC5137-13.1	2344	13	0.01	0.15	.0989	3.2	0.81	3.3	.0597	0.9	.964	607.8	18.4	592	19	-3	
PVC5137-14.1	681	11	0.02	0.42	.1013	3.2	0.85	3.8	.0607	2.0	.843	622.0	19.0	627	44	1	
PVC5137-15.1	730	5	0.01	0.33	.1006	3.2	0.83	3.6	.0602	1.7	.882	617.9	18.9	611	37	-1	
PVC5137-16.1	560	5	0.01	0.34	.1010	3.2	0.85	3.7	.0607	1.9	.862	620.5	19.0	630	41	2	
PVC5137-17.1	681	15	0.02	0.33	.1062	3.2	0.89	3.8	.0606	2.1	.840	650.8	19.8	625	44	-4	
PVC5137-18.1	480	5	0.01	0.35	.1005	3.2	0.84	4.5	.0608	3.1	.716	617.5	18.9	633	68	2	
PVC5137-19.1	766	21	0.03	0.38	.1158	3.2	1.12	3.6	.0700	1.7	.884	706.2	21.4	930	95	32	
PVC5137-20.1	588	5	0.01	0.49	.1000	3.2	0.83	4.1	.0604	2.5	.793	614.6	18.8	620	53	1	
PVC5137-21.1	392	5	0.01	1.20	.1040	3.2	0.88	5.6	.0616	4.6	.575	637.7	19.7	661	99	4	
PVC5137-22.1	448	9	0.02	0.57	.1003	3.2	0.84	4.2	.0608	2.6	.772	616.4	19.0	633	57	3	
PVC5137-23.1	507	8	0.02	0.32	.1015	3.2	0.85	4.1	.0607	2.6	.782	623.0	19.1	629	55	1	
PVC5137-24.1	397	10	0.02	0.72	.1035	7.1	0.88	7.7	.0617	3.2	.911	634.7	42.6	664	68	5	
PVC5137-25.1	494	9	0.02	0.44	.1018	7.0	0.84	7.4	.0601	2.4	.945	624.7	41.9	609	53	-3	
PVC5137-26.1	619	12	0.02	0.65	.1067	7.1	0.91	7.6	.0620	2.7	.932	653.4	43.8	675	59	3	
PVC5137-27.1	651	6	0.01	0.49	.1043	7.0	0.87	7.7	.0606	3.1	.916	639.4	42.8	626	66	-2	
PVC5137-28.1	519	6	0.01	0.38	.1002	7.1	0.84	7.5	.0611	2.3	.952	615.4	41.7	643	49	4	
PVC5137-29.1	544	9	0.02	0.52	.1002	7.0	0.83	7.6	.0599	2.9	.925	615.6	41.3	599	62	-3	
PVC5137-30.1	690	5	0.01	0.36	.1040	7.0	0.86	7.3	.0602	2.0	.960	637.8	42.7	610	44	-4	

6. PROVENIÊNCIA POR ZIRCÕES DETRÍTICOS

Os estudos de proveniência sedimentar são destacados por vários autores como fundamentais para a investigação da origem dos sedimentos e metassedimentos (Basu, 1985; Dickinson, 1985; Dickinson & Suczec, 1979; Johnson, 1993; Morton & Hallsworth, 1999; entre outros). Remus *et al.* (2008) descreveram a importância dos diferentes métodos de análise de proveniência sedimentar, dedicando um item à geocronologia U-Pb do zircão para esse propósito, o qual será abordado resumidamente neste item.

O zircão é um mineral acessório comum, quimicamente resistente e refratário, resistindo fortemente aos processos sedimentares e químicos e em grande parte do campo do metamorfismo, onde apresenta temperaturas de recristalização da ordem de 850°C (Geisler *et al.*, 2007). O zircão cristaliza com uma elevada razão U/Pb, retendo os produtos de decaimento de U e Th, o que permite seu uso como geocronômetro (Dickin, 1997). Para tal uso existem as técnicas de micro-análise com LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*) e SHRIMP (*sensitive high resolution ion microprobe*), sendo a segunda técnica a utilizada neste trabalho.

O zircão ocorre em uma grande variedade de rochas ígneas, mais frequentemente em rochas ácidas, e em rochas metamórficas é comum em terrenos de alto grau e também ocorre nas rochas de alta pressão. As idades obtidas nas diferentes populações de grãos detríticos informam sobre a geocronologia dos eventos magmáticos formadores das rochas das áreas-fonte, facilitando a identificação das mesmas.

Para os estudos de proveniência detrítica do CVC, foram analisados 30 cristais de zircão pelo método U-Pb SHRIMP. Devido às razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de 28 cristais serem muito menores que 0,1, que são valores típicos de zircões metamórficos, interpretou-se que as idades obtidas nesses cristais são relativas ao metamorfismo dos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita, e não das áreas-fonte dos metassedimentos. As imagens em catodoluminescência reforçam essa hipótese, dado a homogeneidade e ausência de zonação interna dos cristais. Somente dois cristais registraram uma herança ígnea, pois sua razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ é de 1,30, valor mais comum para rochas ígneas, e com um núcleo com morfologia tendendo à ígnea e uma borda metamorfisada, visíveis na imagem de catodoluminescência. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas foram de $659,4 \pm 20,6$ Ma e $706,2 \pm 21,4$ Ma, representando idades de uma área-fonte neoproterozóica. Isto leva a delimitação de uma idade mínima neoproterozóica para a bacia, com dois possíveis cenários: uma bacia mais antiga que o

Neoproterozóico que passou a receber sedimentos de uma área-fonte juvenil neoproterozóica pouco antes de seu fechamento ou uma bacia neoproterozóica gerada durante a evolução de um ambiente geotectônico convergente (Busby & Ingersoll, 1995), sofrendo metamorfismo e deformação num intervalo de aproximadamente 40 milhões de anos depois do início de seu preenchimento. Estudos realizados por Piuzana *et al.* (2003a, b) caracterizaram geocronologicamente uma bacia desse tipo na Faixa Brasília.

7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Os trabalhos de Chemale Jr. (2000), Salmann *et al.* (2007) e Hartmann *et al.* (2007) apresentaram análises integradas dos dados disponíveis para as principais unidades geotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense, apresentando uma síntese da evolução do escudo que será abordada brevemente neste capítulo, ressaltando a área de interesse.

Hartmann *et al.* (2007) identificaram oito eventos deformacionais principais relacionados aos Ciclos Transamazônico e Brasileiro. Nas unidades do Ciclo Transamazônico são registradas duas fases de deformação regional, denominadas pelos autores de D₁-embasamento e D-embasamento. A primeira é relacionada ao Paleoproterozóico e foi responsável pela geração do bandamento de segregação metamórfica nos gnaisses dos Complexos Granulítico Santa Maria Chico e Encantadas e nos septos do embasamento no Batólito Pelotas: os Complexos Arroio dos Ratos e Várzea do Capivarita. A segunda fase é relacionada ao início do Ciclo Brasileiro e está registrada nas unidades do Terreno São Gabriel.

Nesse mesmo terreno também estão registrados os eventos D₁ e D₂. Eles marcam o primeiro evento colisional Brasileiro, correspondendo a um sistema inicial de empurrões oblíquos que evoluem para um conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, cuja evolução ocorreu provavelmente entre 710-700 Ma (Hartmann *et al.* 2007, 2011). Os eventos D₃ a D₆ estão registrados em todas as unidades geotectônicas do Cinturão Dom Feliciano e marcam episódios relacionados ao segundo evento colisional Brasileiro, representando a evolução de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis ocorridos entre 650 e 620 Ma. O evento D₇ é o último registrado e se caracteriza pelo colapso gravitacional do Cinturão Dom Feliciano, com a abertura da Bacia do Camaquã, finalizando com a deposição dos sedimentos da Formação Guaritas, entre 600 e 540 Ma.

Na região de Quitéria e Encruzilhada do Sul foram identificados e descritos diversos episódios de geração de magmatismo granítico, relacionados à geração do Granito Quitéria e dos granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira (Koster, 1995; Nardi & Frantz, 1995; Frantz *et al.*, 2003). Philipp *et al.* (2009) descrevem a ocorrência de granitos peraluminosos correlatos a Suíte Cordilheira, intrusivos no Complexo Porongos. A colocação destes corpos está associada a segunda fase de deformação e metamorfismo que afetou este complexo. Mais recentemente, Philipp *et al.* (2009b, 2011a) propõem, a partir de novos dados estruturais e geotermobarométricos, a adaptação do modelo de geração deste magmatismo apresentado

anteriormente por Koester (1995). Neste modelo a geração dos granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira esta relacionada à fusão parcial dos gnaisses pelíticos do CVC durante o segundo episódio de metamorfismo regional colisional que teria ocorrido entre 650 e 630 Ma. Os autores ainda ressaltam que as paragêneses registradas, com presença em equilíbrio de cordierita, hercinita, granada e silimanita, e os cálculos de geotermobarometria realizados com o programa Perple_X (pseudoseções), indicam que as condições metamórficas atingiram temperaturas entre 850 e 1000°C e pressões da ordem de 6 a 9 kbares. Isso indica que esse evento metamórfico atingiu condições de ultra alta temperatura (UHT), gerando o magmatismo peraluminoso a partir de fusões parciais incongruentes (*incongruent melting*) derivados de reações envolvendo a quebra da biotita (Philipp *et al.* 2011a).

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo da geocronologia U-Pb em zircão do gt-sil-bt gnaiss e do leucogranito peraluminoso, provavelmente correlato aos da Suíte Cordilheira, possibilitou fazer uma boa caracterização do metamorfismo sofrido pelas rochas metamórficas do complexo, que carecia de uma idade mais precisa, e de um episódio magmático intrusivo correlato e contemporâneo ao evento metamórfico datado.

Os dados petrográficos, de campo, geocronológicos e da bibliografia, em especial os trabalhos de Gross *et al.* (2006), Philipp *et al.* (2009, 2011), permitem fazer as seguintes interpretações:

- (a) A idade U-Pb SHRIMP em zircão obtida para o paragnaisse é de $620 \pm 3,5$ Ma, sendo interpretada como a idade do metamorfismo regional orogênico do tipo colisional;
- (b) A idade U-Pb SHRIMP em zircão obtida para o leucogranito peraluminoso é de $612 \pm 5,3$ Ma, sendo interpretada como a idade de cristalização da fusão parcial dos paragnaisses;
- (c) As injeções graníticas existentes nos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita são fusões parciais (diatexitos) do mesmo. As pequenas injeções (diatexitos primários) ao unirem-se deram origem a corpos de leucogranitos de espessuras métricas, e provavelmente ao Granito Butiá, sendo este um diatexitos secundário, que são corpos que se posicionaram provavelmente na crosta inferior;
- (d) A atitude média da foliação metamórfica dos paragnaisses do Complexo Várzea do Capivarita é $N25-45^{\circ}W$, com baixo ângulo de mergulho para SW. A atitude média da lineação mineral é $N26-45^{\circ}W$ e $S25-44^{\circ}E$, com caimentos inferiores a 15° ;
- (e) A relação entre a atitude média da foliação principal com relação à lineação mineral, retirando-se os efeitos da fase de dobramento F_3 , é de um *rake* com valores variáveis entre 15 e 40° , o que sugere uma relação de lineação do tipo oblíqua. Esta relação é sugestiva da atuação de processos deformacionais associados a um sistema transpressivo;
- (f) A foliação metamórfica principal tinha a direção NE-SW e foi rotacionada pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro;
- (g) As idades obtidas são referentes ao metamorfismo de fácies granulito e à fusão parcial dos gnaisses pelíticos do complexo que geraram os granitos peraluminosos sin-tectônicos, sendo também a idade da intrusão destes;

(h) As condições metamórficas estabelecidas com base nas paragêneses identificadas permitem estimar temperaturas da ordem de 850 a 1000°C e pressões entre 5 e 9 kbares, caracterizando esse metamorfismo como da série de pressão intermediária e ultra alta temperatura (UHT);

(i) Em relação à proveniência sedimentar, apenas dois cristais de zircão do paragnaisse podem ser interpretados como de origem ígnea. Suas idades de $659,4 \pm 20,6$ Ma e de $706,2 \pm 21,4$ Ma apontam para uma área-fonte neoproterozóica. Sendo assim, não se pode chegar a uma conclusão precisa do tempo de evolução da bacia, podendo ser interpretado de duas maneiras:

I. Bacia mais antiga que o Neoproterozóico que passou a receber sedimentos de uma área-fonte juvenil neoproterozóica;

II. Bacia neoproterozóica, com início de sua deposição aproximadamente 40 milhões de anos antes do seu fechamento.

Trabalhos futuros a serem desenvolvidos para melhor entendimento da proveniência sedimentar e da evolução tectônica do complexo incluem coleta de mais amostras de gnaisses pelíticos, em especial de grau metamórfico mais baixo, para que haja mais cristais ígneos herdados, e dos granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira, em afloramentos onde essas litologias estejam associadas ao Complexo Várzea do Capivarita e ao Metanortosito Capivarita e possuam estruturas indicativas dos principais eventos tectônicos ocorridos na área.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. de (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M. de (1981). O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, 1981, Salvador. *Anais...* SBG, Salvador, SBG, pp. 1-10.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. de, Fuck, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: and introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17: 1-21.
- Basei, M.A.S. (1985). *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 189f. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basu A. (1985). Reading provenance from detrital quartz. *In: Zuffa G.G.(Ed.). Provenance of Arenites*. Dordercht: D. Reidel Pub. Co.
- Brown, M. (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Proceeding of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences)*, 110: 316-336.
- Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society of London*, 164: 709-730.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin; Springer-Verlag.
- Bucher, K. & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. London: Springer.
- Busby, C.J. & Ingersoll, R.V. (1995). *Tectonics of sedimentary basins*. London: Blackwell Science.
- Chemale JR., F., Gresse, P., Da Silva, L.C., Hartmann, L.A. & Walraven, F.(1995b). Correlação geológica entre as unidades Brasilianas e Panafricanas do Sul do Brasil e África do Sul. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 6, Encontro de Geologia do Cone Sul, 1, 1995, Porto Alegre. *Atas...* Porto Alegre, SBG, p.13-16.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & Silva, L.C.D.A. (1995b). Stratigraphy and Tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brasil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10: 151-166.
- 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.
- Chemale Jr., F.; Philipp, R.P.; Dussin, I.; Formoso, M.L.L.; Kawashita, K.; Berttotti, A.L. (2009). Lu-Hf and U-Pb age determination of the Capivarita Anorthosite, Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186: 117-126.
- Clemens, J.D. (2005a). Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspective on old problems. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116: 9-16.
- Clemens, J.D. (2005b). Rejoinder to 'Granite and granitic magmas'. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116: 25-29.
- Clemens, J.D. & Wall, V.J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 19: 111-131.

- Clemens, J.D. & Watkins, J.M. (2001). The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 600-606.
- Clemens, J.D. & Vielzeuf, D. (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 287-306.
- Connolly, J.A.D., Holness, M.B., Rubie, D.C. & Rushmer, T. (1997). Reaction-induced microcracking: an experimental investigation of a mechanism for enhancing anatexis melt extraction. *Geology*, 25: 591-594.
- Costa, A.F.U. (1997). *Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, 291f. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Davies, J.H. & Von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: a model lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85-102.
- Davies, J.H. & Von Blanckenburg, F. (1998). Thermal controls on slab breakoff and the rise of high-pressure rocks during continental collisions. In: Hacker, B.R. and Liou, J.G. (Eds.). *When continents collide: geodynamics and geochemistry of Ultra-High Pressure rocks*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Dickin A.P. (1997). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: University Press.
- Dickinson W.R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht: D. Reidel Pub. Co.
- Dickinson W. R. & Succec C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone composition. *AAPG Bulletin*, 63: 2164-2182.
- D'Lemos, R.S.; Brown, M. & Strachan, R.A. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of Geological Society*, 149: 487-490.
- Endereço eletrônico. <http://www.geo.unimib.it/SROS/beijing.html>. Acessado em 23/11/11.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. & Camozzato, E. (1995a). Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C.; Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. & Camozzato, E. (1995b). 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.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. (1990). Esboço estrutural de parte do Batólito de Pelotas, região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensis*, 30: 117-138.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. (1992). Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5: 77-96.

- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Vauchez, A.; Porcher, C.C.; Menegat, R. & Koester, E. (1993). Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 224-233.
- Ferrando L.A. & Fernandez A.N. 1971. Esquema tectonicocronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, pp. 199-210.
- Frantz, J.C., Lima, E.F., Machado, R.P. & Naumann, M. (1984). Contribuição à geologia de Encruzilhada do Sul - RS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.5, pp. 2407-2416.
- Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F., Caravaca, G. (2003). SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano belt. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, 2003, Salvador. *Short Papers...* Salvador, SBG, v.1, pp. 174-177.
- Fragoso-César, A.R.S. (1980). O Cráton de Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú, SBG, v.5, pp. 2879-2892.
- Fragoso-César, A.R.S. (1991). *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 367f. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Geisler, T., Schaltegger, U. & Tomaschek, F. (2007). Re-equilibration of zircon on aqueous fluids and melts. *Elements*, 3: 43-50.
- Goldstein J.I., Newbury D.E., Echlin P., Joy D.C., Fiori C. & Lifshin E. (1981). *Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis*. New York: Plenum Press.
- Grant, J.A. (1985a). Phase equilibria in low-pressure partial melting of pelitic rocks. *American Journal of Science*, 285: 409-435.
- Grant, J.A. (1985b). Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. *In: Ashworth, J.A. (Ed.). Migmatites*. Glasgow: Blackie.
- Gross, A.O.M.S; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D. & Koester, E. (2006). Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147: 41-64.
- Guerina, S. & Sawyer, E.W. (2003). Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 181-201.
- Holdaway, M.J. & Lee, S.M. (1977). Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 175-198.
- Harris, N.B.W. & Massey, J. (1994). Decompression and anatexis of the Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13: 1537-1546.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & 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 Identidade.

- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.S. (2003). Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex quartzites, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 46: 127–157.
- Hasui, Y., Carneiro, C.R., Coimbra, A.M. (1975). The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257-266.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Campos Neto, M.C., Trouw, R.A.J. (2004). Província Mantiqueira In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca.
- Johnsson M.J. (1993). The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson M.J. & Basu A. (Eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Special Paper*, 284: 1-19.
- Johnson, T.E., Hudson, N.F.C. & Droop, G.T.R. (2001). Partial melting in the Inzie Head gneisses: the role of water and a petrogenetic grid in KFMASH applicable to anatectic polytic migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 99-118.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. (1984). Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: Almeida, F.F. de & Hasui, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil* São Paulo: Edgard Blücher Ltda.
- Jung, S. & Pfänder, J.A. (2007). Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 19: 859-870.
- Koester, E. (1995). *Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Região de Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 240f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Liégeois, J.P. (1998). Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45, xv-xvii.
- Lima, E.F., Porcher, C.A. & Wildner, W. (1998). Granulitos da região da Várzea do Capivarita – Bloco Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*, 25(1): 27-33.
- Ludwig, K.R. (2000). SQUID 1.0, A User's Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication N°2*.
- Ludwig, K.R. (2003). User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication N° 4*.
- Martil, M.M.D. (2007). Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS, com Suas Encaixantes. Porto Alegre, 71p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. (2012). Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*. (No prelo).
- Miller, C.F. (1985). Are strongly peraluminous magma derived from the pelitic sedimentary sources?, *Journal of Geology*, 93(4): 673-689.

- Morton A.C. & Hallsworth C.R. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Nardi, L.V.S. & Frantz, J.C. (1995). The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from the southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1): 55-63.
- Niessing, M. (2008). *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield*. Diplomarbeit am Fachgebiet Tektonik und Gefügekunde, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie, Technische Universität München. (Unpublished).
- 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 Geologia do Brasil. CD. Texto Explicativo, 247p; mapas geológico e metalogenético/previsional 1:100.000.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. & Passchier, C.W. (2010a). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580-550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 379-390.
- Patiño-Douce, A.E. (1999). What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.E. (Eds.). *Understanding granites: New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications, 168: 55-75.
- Patiño-Douce, A.E. & Johnston, A.D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.
- Patiño-Douce, A.E. & McCarthy, T.C. (1998a). Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B.R. and Liou, J.G. (Eds.). *When continents collide: geodynamics and geochemistry of Ultra-High Pressure rocks*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Philipp, R.P., Massonne, H.J. & Campos, R. (2009a). Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: register of Neoproterozoic collision and generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 12; International Symposium of Tectonic Studies, 6, 2009, Ouro Preto. *Anais... Ouro Preto*, SBG, pp. 110.
- Philipp, R.P. & Camozzato, E. (2009b). 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, 6, 2009, Ouro Preto. *Anais... Ouro Preto*, SBG, pp. 112.
- Philipp, R.P. & Hartmann, L.A. & Chemale Jr., F. (2009c). Significado geotectônico das unidades Paleoproterozóicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia do Brasil, 2009, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, Instituto de Geociências, USP, pp. 283-285.
- Philipp, R.P., Massonne, H-J & Campos, R.S. (2011). Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: a record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. (No prelo)
- Picada, R.S. (1971). Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, pp. 167-191.

- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A. & Armstrong, R. (2003a). SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, 125: 139–160.
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A. & Armstrong, R. (2003b). Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data. *Precambrian Research*, 125: 245–273
- Porcher, C.A. & Lopes, R.C. (2000). *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Cachoeira do Sul, Folha SH.22-Y-A, escala 1:250.000 [recurso eletrônico]*. Brasília: CPRM, 1 CDROM.
- Powell, R. & Downes, J. (1990). Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms and an example from Broken Hill, Australia. In: Ashworth, J.R. & Brown, M. (Eds.). *High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. London: Unwin Hyman.
- Powell, R. (1983). Processes in granulite-facies metamorphism. In: Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Nantwich: Shiva.
- Reed SJB (1993). *Electron Microprobe Analysis [2nd edition]*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Remus, M.V.D., Souza, R.S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N. & Vignol-Lelarge, M.L. (2008). Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2 - suplemento): 166-185.
- Rushmer, T. (2001). Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342: 389-405.
- Holyoke, C.W. & Rushmer, T. (2002). An experimental study of grain scale melt segregations mechanisms in two common crustal rock types. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 493-512.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A. & Remus, M.V.D. (2007). The assembly of West Gondwana—The view from the Rio de la Plata craton. In: Linnemann, U.; Nance, R.D.; Kraft, P.; Zulauf, G. (Eds.). *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. *Geological Society of America Special Paper*, 423: 1–26.
- Sawyer, E.W. (1996). Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 85-94.
- Sawyer, E.W. (1998). Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, 39: 1147-1167.
- Scherer, E.E., Whitehouse, M.J. & Münker, C. (2007). Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*, 3: 19-24.
- Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Droop, G.T.R. (2002). Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (RS): Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 419–432.
- Soliani Jr., E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425 f. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Spear, F.S. (1993). Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature-time paths, *Mineralogical Society of America (Book Series)*, 745.
- Stevens, G., Clemens, J.D. & Droop, G.T.R. (1997). Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 352-370.
- Thompson, A.B. (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- Thompson, A.B. (1999). Some time-space relationship for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro, A., Fernández, C. & Vigneresse, J.-L. (Eds.). *Understanding Granites: Integrating New and Classic Techniques*. Geological Society of London Special Publication, 168: 7-25.
- Thompson, A.B. & Algnor, J.R. (1977). Model system for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 247-269.
- Thompson, A.B. & Connolly, J.A.D. (1995). Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constrains on anatexis in continental collision zones and other tectonics settings. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8): 15565-15579.
- Tracy, R.J. & Robinson, P. (1983). Acadian migmatite types in pelitic rocks of central Massachusetts. In: Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Nantwich: Shiva.
- UFRGS (2008). *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3)*, RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS (2009). *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4)*, RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS (2010). *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Encruzilhada SH22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4)*, RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS (2011). *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH22-Y-B-I-4 (MI2985/2)*, RS. Porto Alegre. (Em andamento)
- Vasquez, M. L. (1997). *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS*. Porto Alegre, 195 f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vernon, R.H. & Clarke, G.L. (2008). *Principles of Metamorphic Petrology*. New York: Cambridge University Press.
- Vernon, R.H., Clarke, G.L. & Collins, W.J. (1990). Local mid-crust granulite facies metamorphism and melting: an example in the Mount Stafford area, central Australia. In: Ashworth, J.R. & Brown, M. (Eds.). *High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. London: Unwin Hyman.
- Vernon, R.H., Collins, W.J. & Richards, S.W. (2003). Contrasting magmas in metapelitic and metapsammitic migmatites in the Cooma Complex, Australia. *Visual Geosciences*, 8: 45-54.

- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Waters, D.J. (1988). Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 387-404.
- Waters, D.J. & Whales, C.J. (1984). Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand, S. Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88: 269-275.
- Williams, Ian S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., and Ridley, W. I. (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.
- White, R.W., Powell, R. & Halpin, J.A. (2004). Spatially-focused melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 825-845.
- Wyllie, P.J. (1977). Crustal anatexis; an experiment review. *Tectonophysics*, 43: 41-71.
- Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R. & Maaløe, S. (1976). Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 1007-1019.
- Yardley, B.W.D. (1989). *An Introduction to Metamorphic Geology*. Essex: Longman.