

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

**EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO  
REGISTRADO NOS ORTOGNAISSES CERRO BORI, CINTURÃO  
DOM FELICIANO NO URUGUAI**

**CRISTINE LENZ**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Luis Alberto Dávila Fernandes  
CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher**

**BANCA EXAMINADORA**

- A) Dra. Andréia Oliveira Monteiro da Silva Gross**
- B) Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi**
- C) Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel**

**Tese de doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do  
Título de Doutor em Geociências**

**Porto Alegre, 2010**

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

**EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO  
REGISTRADO NOS ORTOGNAISSES CERRO BORI, CINTURÃO  
DOM FELICIANO NO URUGUAI**

**CRISTINE LENZ**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Luis Alberto Dávila Fernandes  
CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher**

**BANCA EXAMINADORA**

- A) Dra. Andréia Oliveira Monteiro da Silva Gross**
- B) Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi**
- C) Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel**

**Tese de doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do  
Título de Doutor em Geociências**

**Porto Alegre, 2010**

Lenz, Cristine

Evolução do magmatismo Neoproterozóico registrado nos Ortognaisses Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai / Cristine Lenz. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

195 f. : il.

Tese (doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Luis Alberto Dávila Fernandes

Co-orientação: Profª. Dra. Carla Cristine Porcher

1. Geoquímica. 2. Magmatismo. 3. Neoproterozóico. 4. Ortognaisses. I. Título.

---

#### **Catálogo na Publicação**

Biblioteca Geociências - UFRGS

Luciane Scoto da Silva CRB 10/1833

Dedico esta tese para Alfredo e Helena Lenz.

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer inicialmente ao CNPQ pela bolsa de doutorado no país e a CAPES por ter financiado o meu doutorado-sanduiche na Austrália, por um ano.

À UFRGS, meus agradecimentos sinceros, pela oportunidade de poder ter realizado o sonho da minha vida, de estudar, de investigar...sempre.

Ao Programa de Pós Graduação em Geociências, pelo constante apoio, em especial ao Coordenador, Prof. Elírio Toldo Jr e ao secretário Roberto, pela constante ajuda.

Aos meus orientadores, Prof. Luis A.D. Fernandes e a Prof. Carla Porcher, pelos inúmeros ensinamentos passados ao longo desses dez anos de conviência.

I would like to thanks my supervisor from Curtin University of Technology, Neal McNaughton, for the patience to helping me we all the adversities, for discussions of the geochronological results and mostly for the opportunity of coming to Curtin, to used the machines and to all the knowledge obtained.

Aos colaboradores desse trabalho, Prof. Edinei Koester, pelas ótimas discussões de geologia e pela amizade construída ao longo desses anos. Ao Prof. Rommulo Conceição, que me ensinou a gostar e a acreditar na geoquímica, e pelos ótimos momentos jogando vôlei ou então jogando conversa fora.

Ao Henrique Masquelin, que deu suporte aos trabalhos de campo e durante todo o desenvolvimento dessa tese, meu muito obrigado.

Aos meus queridos amigos do Lab. de Geologia Isotópica: Mariana, Fernanda, Tiago, Lídia, Gisela pelo alto astral constante, pelas inúmeras ajudas e pela amizade que espero durar para sempre.

Ao Leo Gruber, meu super amigo e colega, pelas discussões geológicas, risadas e por toda a ajuda na formatação e correção do texto. Thank you Leoooo....

Pelos amigos de longa data, que são suporte para qualquer momento, amigas de fé, para todo o sempre, queridas Lisiane, Luciana, Déinha, Carol, Miriam. As amigas fantásticas que fiz na Austrália, obrigada amigas queridas por terem tornado esse ano na Austrália ainda mais especial, vocês estarão para sempre no meu coração: Dani, Nadja, Marina, Nadia.

For the special friend that I met in Australia, at Uni, thanks Linnete for all the sweet words, for your every day support, thanks Sam, for all the good times. Thanks as well for my favourite Dutch girls: Eva and Linda, for the coffees at Uni and for all your support and wonderful times.

E em especial gostaria de agradecer á minha familia. Vocês são a razão da minha persistência, por vocês eu nunca desistirei. Vocês são a minha fonte de inspiração, de amor, de força. Obrigada Helena e Alfredo por terem me ensinado tantas coisas maravilhosas, mas principalmente por ter me ensinado a não desistir jamais, a lutar sempre. Obrigada pelo amor imenso, pelo apoio constante, pelos biscoitinhos para adoçar a minha semana. Muito obrigada!

Ao Guido, Laurinha e Márcia, por serem a minha familia Porto Alegrense, pelos almoços de domingo, pelas palavrinhas de apoio, por toda a ajuda e em especial pelo forte amizade que nos une.

As coisas boas do mundo, bichinhos de estimação: Lua e Lion....queridoss...faziam vigilha comigo nas madrugadas de trabalho. Ás trilhas sonoras, aos cappuccinos, croissants, enfim, a tudo que sempre deixou a minha vida mais feliz!!

## RESUMO

Dados de geoquímica de elementos maiores e traços, isótopos de Sm-Nd e Pb-Pb, além de idades U-Pb em zircão (SHRIMP) possibilitaram o entendimento da evolução magmática e tectônica dos Ortognaisses Cerro Bori, Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai durante do Ciclo Orogênico Brasileiro. Os Ortognaisses Cerro Bori são compostos por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, que envolvem *boudins* de gnaisses máficos, com composição de diorito gabróico e diorito. Essas rochas intrudiram os Paragnaisses Chafalote e ambas as unidades foram afetadas por metamorfismo de alto grau (alta P e T) e intensa deformação. Os ortognaisses foram separados em três grupos, Tipo I, II e III. O Tipo I é composto de gnaisses máficos com afinidade toleítica e assinatura de magmas de um *back-arc* transicional. Idades U-Pb em zircão (SHRIMP) foram obtidas em cinco amostras desse grupo, nos quais zircões com zonação oscilatória revelaram idades de cristalização dessas rochas entre  $794 \pm 8$  Ma e  $771 \pm 6$  Ma. O Tipo II é composto principalmente por gnaisses tonalíticos, com afinidade cálcio alcalina e assinatura geoquímica de magmas de um arco magmático continental. Idades foram obtidas em cinco amostras e zircões com zonação oscilatória revelaram idades de cristalização entre  $802 \pm 12$  Ma e  $786 \pm 9$  Ma. O Tipo III é composto por gnaisses máficos ricos em biotita e características geoquímicas de rochas potássicas a utrapotássicas. Uma população de zircões foi encontrada em uma amostra, resultando em uma idade de  $767 \pm 9$  Ma. Tipo I, II e III tem valores negativos de  $\epsilon_{\text{ND}}$  (entre -2.12 e -6.67) e idades antigas de  $T_{\text{DM}}$  (entre 1.2 e 2.0 Ga), indicando processos de assimilação crustal/contaminação associada à cristalização fracionada na formação destas rochas. Uma configuração do tipo arco andino é sugerido para essa associação de rochas, com a região do arco próxima a região do *back-arc*. Magmas máficos foram encontrados associados aos Ortognaisses do Cerro Bori, com idades entre 659 e 637 Ma. A idade de  $659 \pm 5$  Ma é provavelmente a melhor estimativa do pico metamórfico da região, em decorrência do espessamento crustal da colisão. A idade da fusão parcial foi determinada através de bordas nos zircões do Tipo I, II e III, em  $654 \pm 3$  Ma. Magmas pós colisionais são representadas por rocha de composição gabróica e idade de  $647 \pm 7$  Ma, com assinatura geoquímica de um magma tipo E-Morb. Idades de  $637 \pm 4$  Ma foram encontradas num magma com afinidade cálcio-alcalina alto K a shoshonítica, caracterizando o período pós-colisional da região.

## ABSTRACT

Geochemistry of major and trace elements, Sm-Nd and Pb-Pb isotopic composition and U-Pb zircon ages (SHRIMP) led to the understanding of tectonic and magmatic evolution of the Cerro Bori orthogneisses, Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt in Uruguay, during the Brasiliano Orogenic Cycle. The Cerro Bori orthogneisses are composed of tonalitic and granodioritic gneisses which involve *boudins* of mafic gneisses, with composition of gabbroic diorite and diorite. These rocks intruded the Chafalote paragneisses and both units were affected by a high grade metamorphic event (high P and T) and intense deformation. The orthogneisses were separated into three groups, based on geochemical and isotopic data, Type I, II and III. Type I is composed of mafic gneisses with tholeiitic affinity and signature of transitional *back-arc* magmas. U-Pb zircon ages (SHRIMP) were obtained in five samples of this group, in which zircons with oscillatory zoning reveal crystallization ages between  $794 \pm 8$  Ma and  $771 \pm 6$  Ma. Type II is composed mainly of tonalitic gneiss with calc-alkaline affinity with geochemical signature of continental magmatic arc rocks. Ages were obtained in five samples and zircons with oscillatory zoning reveal crystallization ages between  $802 \pm 12$  Ma and  $786 \pm 9$  Ma. Type III is composed of biotite rich mafic gneiss with geochemical characteristics of potassic to ultrapotassic rocks. A population of zircon was found in one sample, resulting in an age of  $767 \pm 9$  Ma. Type I, II and III have negative values of  $\epsilon_{\text{ND}}$  (between -2.12 and -6.67) and old  $T_{\text{DM}}$  ages (between 1.2 and 2.0 Ga), indicating processes of crustal assimilation/contamination associated to fractional crystallization in the generation of these rocks. An Andean type arc setting is suggested for these rocks, with an arc setting near the *back-arc*. Younger mafic rocks were found as well in association to the orthogneisses Cerro Bori (between 659 and 637) Ma. They can occur as *boudins*, in the tonalitic and granodioritic gneiss or as dikes. The mafic rocks as *boudins* have ages of  $659 \pm 5$  Ma, and typical metamorphic zircons reflect a crystallization near the peak, being this probably the best estimate of metamorphic peak age. Later partial melting event was determined on zircon rims of the Type I, II and III rocks, in  $654 \pm 3$  Ma. The dikes represent post-collisional magmas. Geochemical signatures of an E-MORB were found in the mafic granulite dike, crystallized at  $647 \pm 7$  Ma. The amphibolite has characteristics of a high-K calc-alkaline to shoshonitic magma, crystallized at  $637 \pm 4$  Ma and characterizing the post-collisional setting. The emplacement of these dikes was possibly related to the shear zones found in the area.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** (a) Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio de La Plata no sul do Brasil e Uruguai. Modificado de Hallinan et al., (1993); Fernandes et al., (1995b); Masquelin, (2002); Oyhantçabal et al., (2009). (b) Localização do Cinturão Dom Feliciano e Cinturões Africanos adjacentes na configuração do Gondwana. Abreviações: TPA – Terreno Piedra Alta; TNP – Terreno Nico Pérez; CCO – Cerro Olivo Complex; ZCSY – Zona de Cisalhamento Sarandy Del Yi; ZCSB – Zona de Cisalhamento Sierra Ballena; ZCAC – Zona de Cisalhamento Alferes-Cordillera; ZCDG – Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; DO – Domínio Oeste; DC – Domínio Central; DL – Domínio Leste; EMC – Encantadas Microcontinente; SMC – Santa Maria Chico; CMP – Complexo Metamórfico Porongos; FPM – Falha Passo do Marinheiro. .... 15
- Figura 2: Exemplos de morfologia zircões ígneos. (A e G): Cristais estreitos e compridos, com pirâmides íngremes; (B, D, E, F, e H): cristais mais largos e com predominância de pirâmides planares. Na maioria dos granitos são encontrados ambos os tipos de zircões. .... 22
- Figura 3: (a) Zonação oscilatória com alta frequência de espaçamento das bandas; (b) Zircões com ambas as feições, alta e baixa frequência de espaçamento das bandas. .... 23
- Figura 4: Formatos mais comuns em zircões de rochas metamórficas de alto grau; (a) Zircão oval ou arredondado; (b) Zircão em forma de “bola de futebol”; (c) Imagem de catodoluminescência mostrando zonação setorial em zircões. .... 24
- Figura 5: (a) Zircão maior com frente de recristalização (FR) irregular com iluminação de CL mais escura que do centro do cristal; (b) Zircão maior com evidências de dissolução (DIS) da área com zonação oscilatória e da borda clara e de reprecipitação (RP) da borda escura em CL. .... 26
- Figura 6: Zircão com intensa redistribuição dos elementos traços, característico da zonação oscilatória. .... 26
- Figura 7: Diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  com a representação da curva concórdia e da curva discórdia. .... 27
- Figura 8: Mapa do Cinturão Dom Feliciano com associações litológicas baseadas no primeiro modelo plasquista para o sul do Brasil e Uruguai (Extraído de Fragoso-César, 1980). .... 29
- Figura 9: Mapa modificado de Hallinan et al., (1993) com as principais zonas de cisalhamento no Rio Grande do Sul e Uruguai. 1: Zona de Cisalhamento Sarandi del Yi-Piriápolis; 2: Zona de Cisalhamento Sierra Ballena; 3: Zona de Cisalhamento Alférez-Cordillera; 4: Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; 5: Falha Passo do Marinheiro. .... 33
- Figura 10: Mapa do Domínio Leste do CDF no Uruguai (Modificado de Masquelin, 2006). .... 36
- Figura 11: (A) Mapa da região do Cerro Bori com os pontos de coleta das amostras; (B) área ao norte do Cerro Bori, como localização da amostra; (C) Área de Chafalote, com localização das amostras. .... 38
- Figura 12: A) Afloramento AC-133: diversos boundins de gnaiss máfico maciço (OgM) envolvidos por gnaisses granodioríticos (OgG); B) Aloramento AC-133: Gnaiss máfico com bandamento bem definido envolvido por bolsões de fusão (F) e pelo gnaiss tonalítico (OgT); C) Afloramento CH-33: gnaiss máfico com bandamento bem definido envolvido pelo gnaiss tonalítico e por bolsões de fusão;

D) Afloramento CH-43: gnaiss máfico maciço dentro do Granito Piriz (GP). E) Afloramento AC-296: dique de gnaiss máfico (OgM(d)) intrudindo o gnaiss tonalítico; F) Afloramento UY-5: Dique de anfibolito (Anf(d)) intrudindo o ortognaiss granodiorítico. ....	41
Figura 13: (a) Afloramento UY-1, com ortognaiss granodiorítico dobrado; (b) Afloramento AC-296, gnaiss tonalítico dobrado; (c) Afloramento AC-133, lageado com ocorrências de ortognaisses tonalíticos (OgT) e leucossoma localizado (D) Ortognaiss tonalítico AC-338; (E) Milonito COR-42, de composição granodiorítica; (F) Migmatito a partir de um gnaiss máfico, com bolsões de leucossoma. ....	43
Figura 14: Modelo tectônico de evolução dos Ortognaisses Cerro Bori entre 800 e 767 Ma; (a) Modelo de ambiente tectônico entre 800-770 Ma para as rochas estudadas. (b) Idades de cristalização e de xenocristais de zircão para as rochas do Tipo I; (c) Idades de cristalização e de xenocristais de zircão para as rochas do Tipo II; (d) Modelo de ambiente tectônico em torno de 767 Ma; (e) Idades de cristalização e de xenocristais de zircão para as rochas do Tipo III. ....	181
Figura 15: Modelo tectônico de evolução dos Ortognaisses Cerro Bori entre 750 e 635 Ma; (a) Modelo de ambiente tectônico de evolução entre 750 e 680 Ma (sensu Sanchez-Bettucci et al., 2010); (b) Ambiente tectônico entre 676 e 659 Ma, relacionado ao evento de colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari; (c) Diferentes texturas em zircões de um ortognaiss Cerro Bori; Texturas de recristalização em zircão relacionadas ao evento metamórfico de alto grau com idades entre 676 e 666 Ma; Texturas relacionadas ao evento de fusão parcial com idade de 654 Ma; Textura típica de zircão de metamorfismo de alto grau com idade interpretada como idade do pico metamórfico, a 659 Ma; (d) Ambiente tectônico pós-colisional com intenso magmatismo, associado a zonas de cisalhamento transcorrentes. ....	184
Figura 16: Modelos de reconstrução do Supercontinente Rodinia. Figura superior a esquerda: reconstrução clássica do Rodinia em torno de 750 Ma (Hoffman, 1991), com todos os continentes aglutinados; Figura superior a direita: reconstrução alternativa de Torsvik, (2003), mostrando oceanos entre diversos crátons a 750 Ma. Figura inferior: modelo de reconstrução do Rodinia a 800 Ma, adaptado por Goddérís et al., (2003), mostrando o Oceano Brasiliano entre diversos crátons. ....	185

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>5</b>
ESTRUTURA DA TESE.....	12
<b>CAPÍTULO 1</b> .....	<b>13</b>
1. INTRODUÇÃO.....	13
2. OBJETIVOS.....	17
3. METODOLOGIAS UTILIZADAS.....	17
<b>CAPITULO 2</b> .....	<b>20</b>
ESTADO DA ARTE.....	20
2. GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO.....	20
2.1 CONTROLES ESSENCIAIS PARA INTERPRETAÇÃO DE IDADES U-Pb.....	21
2.1.1 <i>Identificação do processo formador do zircão através da morfologia e textura</i> .....	21
2.2 <i>Representações dos dados obtidos em gráficos – Diagrama Concórdia</i> .....	26
<b>CAPITULO 3</b> .....	<b>28</b>
<b>GEOLOGIA REGIONAL E DA ÁREA</b> .....	<b>28</b>
3.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	28
3.1.1 <i>Cinturão Dom Feliciano (CDF)</i> .....	28
3.1.2 <i>Geologia do Uruguai</i> .....	30
3.1.3 <i>Geocronologia das rochas metamórficas de alto grau</i> .....	36
3.2 GEOLOGIA DA ÁREA.....	37
3.2.1 <i>Relações de campo e litotipos</i> .....	37
<b>CAPITULO 4</b> .....	<b>44</b>
<b>RESULTADOS</b> .....	<b>44</b>
<b>ARTIGO 1</b> .....	<b>45</b>
<b>MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN ZIRCONS FOR THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY</b> .....	<b>47</b>
<b>MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN ZIRCONS FOR THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY</b> .....	<b>48</b>
<b>ARTIGO 2</b> .....	<b>108</b>
<b>GEOCHEMISTRY OF THE NEOPROTEROZOIC (800-767 MA) CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY: TECTONIC EVOLUTION OF A CONTINENTAL ARC BACK-ARC SYSTEM</b> .....	<b>111</b>
<b>ARTIGO 3</b> .....	<b>150</b>
<b>CAPITULO 5</b> .....	<b>179</b>
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>179</b>
<b>OCEANO ENTRE O RIO DE LA PLATA E CRÁTONS ADJACENTES?</b> .....	<b>184</b>
<b>CAPITULO 6</b> .....	<b>186</b>
<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>186</b>
<b>CAPITULO 7</b> .....	<b>187</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>187</b>

## **ESTRUTURA DA TESE**

A presente tese está dividida em sete capítulos:

- 1) Introdução: Introdução à problemática do estudo, bem como os principais objetivos do desenvolvimento deste trabalho. Por fim, são descritas as principais metodologias utilizadas para a obtenção dos dados deste trabalho.
- 2) Estado da Arte: Neste capítulo serão descritas as principais características da utilização de dados U-Pb em zircão para estudos de evolução crustal.
- 3) Geologia Regional e da Área: A geologia regional da região leste do Uruguai é descrita neste capítulo, assim como detalhes da geologia da área estudada.
- 4) Resultados: Este capítulo é dividido em três partes relacionadas a três artigos submetidos para revistas da área das Geociências. No primeiro artigo são discutidos dados U-Pb em zircão em diferentes texturas e a interpretação dos processos geradores destas texturas. No segundo artigo são discutidos dados de geoquímica das rochas estudadas, objetivando o reconhecimento do ambiente tectônico na qual se formaram. No último artigo são apresentados dados de rochas mais jovens encontradas na região assim como significado tectônico deste magmatismo.
- 5) Considerações Finais: A integração dos dados dos três artigos para o entendimento da evolução crustal da região é discutida neste capítulo.
- 6) Conclusões: Trata das conclusões finais desta tese.
- 7) Referências Bibliográficas.

# CAPÍTULO 1

## 1. Introdução

A investigação de terrenos Pré Cambrianos ao longo dos últimos anos foi de suma importância para o entendimento da evolução da Terra ao longo dos seus 4.5 bilhões de anos. Variações em termos de gradiente geotermal, configurações das placas, eventos de intensa atividade mantélicas (e.g. plumas mantléticas) associadas à intensa geração de crosta primitiva foram definidos através do estudo desses terrenos (e.g. Readdy e Evans, 2009). Esses terrenos foram importantes também para a reconstrução de supercontinentes, assim como para delimitação da época de suas rupturas, através, por exemplo, do reconhecimento de largas províncias ígneas associadas a eventos extensionais (e.g. Kroner e Cordani, 2003).

No presente estudo serão investigadas rochas de idade Neoproterozóica, que afloram no Uruguai e no extremo sul do Brasil. Durante esse período ocorreram uma série de eventos relacionados à quebra do supercontinente Rodínia e a posterior amalgamação do supercontinente Gondwana. Esses eventos na América do Sul foram agrupados no “Ciclo Orogênico Brasileiro”, que ocorre do Neoproterozóico ao Paleozóico Inferior (entre cerca de 900 e 500 Ma). Silva *et al.* (2005) dividiu o Ciclo Orogênico Brasileiro registrado na Província Mantiqueira, em três ciclos principais, o Brasileiro I, II e III. Segundo esses autores, na região sul do Brasil (estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul) e no Uruguai o clímax do Brasileiro I estaria relacionado ao orógeno São Gabriel (Cinturão Vila Nova *sensu* Chemale, 2000 ou Domínio Oeste do Cinturão Dom Feliciano *sensu* Fernandes *et al.*, 2005b) o qual foi desenvolvido entre 730 e 700 Ma (Babinski *et al.*, 1996, Leite *et al.*, 1997) e é caracterizado por uma intensa acreção primária através de arcos intraoceânicos (veja referências em Silva *et al.*, 2005). O Brasileiro II, em contrapartida é marcado por um forte retrabalhamento crustal associado à amalgamação do Gondwana e o seu clímax colisional seria entre 640 e 620 Ma (orógeno Dom Feliciano ou Domínio Central e Leste do Cinturão Dom Feliciano). O Brasileiro III, caracterizado por granitóides pré a sin-tectônicos que no

extremo sul do Brasil estaria restritos a poucos corpos graníticos, como por exemplo, o Granito Caçapava do Sul, com idades de 560 Ma (Remus *et al.*, 1999).

Nesse trabalho serão investigados Ortognaisses do Complexo Cerro Olivo, pertencentes a Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (Fig. 1). Essas rochas estudadas estão relacionadas ao Brasileiro I, ou seja, aos primeiros registros do Ciclo Orogênico Brasileiro no sul do Brasil. Também serão investigadas as evidências da posterior colagem dos crátons Rio de La Plata com o Kalahari-Congo, o que culminou com a amalgamação do supercontinente Gondwana.

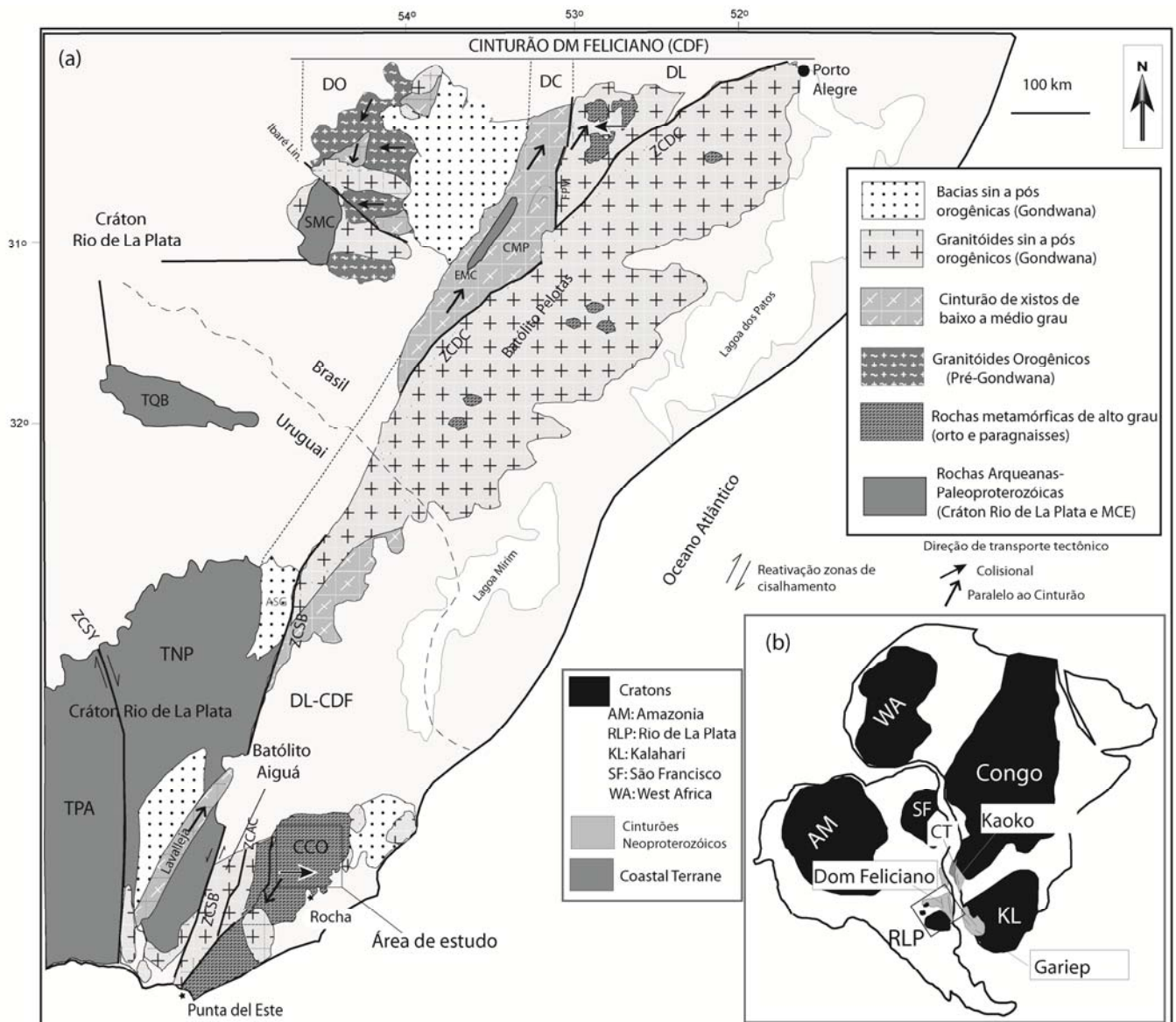
O Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (Fig. 1), também chamado de Terreno Punta Del Leste (e.g. Basei *et al.*, 2005, Da Silva *et al.*, 2005) ou Terreno Cuchilla Dionísio (*sensu* Bossi e Gaucher, 2004) é constituído de rochas metamórficas de médio a alto grau (paragnaisses, ortognaisses e migmatitos) intrudido por granitóides sincolisionais a tardi-orogênicos durante o final do Neoproterozóico. Ocorrem ainda rochas dacíticas e riolíticas, rochas supracrustais metamorfisadas, além de anfibólitos e serpentinitos (Bossi *et al.*, 1967; Ramos, 1988; Campal e Gancio, 1993; Masquelin, 2002; Bossi e Gaucher, 2004).

As rochas metamórficas de alto grau foram agrupadas no Complexo Cerro Olivo (*sensu* Masquelin *et al.*, 2010), no qual as rochas paraderivadas (metapelitos, semipelitos, calciossilicatadas e rochas máficas) são denominadas Suíte Metamórfica Chafalote e as rochas ortoderivadas são agrupadas em três grupos principais: (a) Unidade Cerro Bori: xenólitos ou *boudins* de rochas máficas (gabbros e gabbrodioritos), gnaisses tonalíticos (dioritos, granodioritos e granitos) e migmatitos. (b) Gnaisses Centinela: augen gnaisses leucocráticos. O alvo desse estudo são os Ortognaisses Cerro Bori, por apresentarem uma associação magmática completa, de máficos a ácidos e principalmente por preservar as rochas mais primitivas, as quais podem trazer informações mais precisas sobre o ambiente tectônico em que essa associação magmática foi formada.

Além disso, a idade de cristalização das rochas ortoderivadas foi por muito tempo interpretado como sendo Mesoproterozóica. Isso levou a uma série de interpretações sobre a origem dessa região, que foi definida como um terreno de origem alóctone relacionada aos Cinturões Grenvilianos Africanos, como por exemplo o Cinturão Namaqua-Natal (Bossi e Gaucher, 2004). As próprias reconstruções do supercontinente Rodinia levavam em conta a existência de um cinturão Grenviliano para o

posicionamento do Rio de La Plata dentro do supercontinente e geralmente próximo ao cráton Kalahari (e.g. Li *et al.*, 2008).

Porém recentemente Oyhantçabal *et al.* (2009) publicou uma idade U-Pb SHRIMP em zircão de  $776 \text{ Ma} \pm 12 \text{ Ma}$  para a cristalização dos Ortognaisses Cerro Bori. Essas idades foram confirmadas nesse trabalho e no trabalho de Masquelin *et al.*, (sumetido), resultando em consequentes re-interpretações da origem e evolução das rochas de alto grau do Complexo Cerro Olivo e também do papel do cráton Rio de La Plata na configuração do supercontinente Rodinia.



**Figura 1:** (a) Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio de La Plata no sul do Brasil e Uruguai. Modificado de Hallinan *et al.*, (1993); Fernandes *et al.*, (1995b); Masquelin, (2002); Oyhantçabal *et al.*, (2009). (b) Localização do Cinturão

Dom Feliciano e Cinturões Africanos adjacentes na configuração do Gondwana. Abreviações: TPA – Terreno Piedra Alta; TNP – Terreno Nico Pérez; CCO – Cerro Olivo Complex; ZCSY – Zona de Cisalhamento Sarandy Del Yi; ZCSB – Zona de Cisalhamento Sierra Ballena; ZCAC – Zona de Cisalhamento Alferes-Cordillera; ZCDG – Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; DO – Domínio Oeste; DC – Domínio Central; DL – Domínio Leste; EMC – Encantadas Microcontinente; SMC – Santa Maria Chico; CMP – Complexo Metamórfico Porongos; FPM – Falha Passo do Marinheiro.



## **2. Objetivos**

Os principais objetivos desse trabalho estão relacionados á investigação dos Ortognaisses Cerro Bori. Visou-se, portanto:

- A obtenção da idade do magmatismo do protólito desses ortognaisses através do método U-Pb SHRIMP em zircão.
- A investigação das características químicas desses magmas para assim identificar o ambiente tectônico onde se formaram.
- Com esses resultados reconstruir uma parte das características dessa crosta relacionada ao início “Ciclo Orogênico Brasileiro” e registrado no Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai.

## **3. Metodologias Utilizadas**

### ***(a) Levantamento bibliográfico, reconhecimento de campo e coleta de amostras***

Foram levantados dados bibliográficos sobre a geologia da área de estudo assim como sobre a temática de estudo e metodologias de trabalho.

Nas etapas de trabalho de campo foram reconhecidas as três principais áreas de afloramento dos Ortognaisses Cerro Bori: a região do Cerro Áspero, de Chafalote e principalmente a região do Cerro Bori. Os principais afloramentos foram identificados e amostras de todos os litotipos foram coletadas.

### ***(b) Preparação das amostras***

As amostras usadas para a confecção de lâminas delgadas, análises de geoquímica de maiores e traços, geoquímica isotópica e geocronologia foram cuidadosamente selecionadas, evitando-se amostras com sinais de alteração e fraturas. A rotina de preparação para geoquímica de rocha total, geocronologia e geoquímica isotópica será descrita nos itens seguintes.

### ***(c) Descrição petrográfica***

Foram feitas descrições detalhadas dos minerais, suas microestruturas, relações dos minerais com a deformação e a identificação das assembléias minerais em

equilíbrio. Além disso foram feitas contagens modais para classificação das principais rochas.

***(d) Análises de geoquímica de rocha total***

As amostras utilizadas para geoquímica de rocha total foram cuidadosamente selecionadas. Inicialmente foram prensadas e apenas a parte do núcleo da amostra foi utilizada. Após as amostras foram moídas em um gral de porcelana.

As análises foram obtidas em vinte e uma amostras para a determinação dos elementos maiores, menores e traços. Para os elementos maiores e traços, foram utilizados 0.5 e 5 gramas, respectivamente e foram atacadas com HF e HClO<sub>4</sub>. Após a digestão das amostras, elas foram analisadas no Acme Analytical Laboratories (Vancouver-Canada) pelo método de fusão no ICP. O padrão SO-18 foi utilizado obter para maior acuracidade dos dados obtidos.

***(e) Análises de geoquímica isotópica***

As amostras utilizadas para essa finalidade seguiram a mesma rotina de preparação das amostras para geoquímica de rocha total.

Para as análises de Pb-Pb e Sm-Nd as amostras de rocha-total foram pesadas e nas amostras de Sm-Nd foi adicionado um traçador <sup>149</sup>Sm/<sup>150</sup>Nd. As amostras foram então dissolvidas na chapa quente utilizando uma combinação de ácidos (HF + HNO<sub>3</sub> + HCl) ao longo de aproximadamente uma semana.

Após a digestão completa das amostras, foi adicionado HCl 2.5 N e essa solução foi utilizada para a separação dos ETRs. A separação desses elementos foi através de colunas catiônicas com resina DOWEX AG 50X8 (200-400 mesh) usando HCl 6 N. O Sm e Nd foram separados em colunas de troca iônica, resina HDEHP LN (50-100µm) e HCl 0.18 N para o Nd e HCl 0.5 N para o Sm. Para a separação do Pb/Pb foram usadas colunas com resina DOWEX AG-1 X 8 (200-400 mesh) usando HBr 0,6N e HCl 6 N. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS através de um espectrômetro de massa (TIMS) modelo VG54E Sector. Sm e Pb foram analisados em filamentos simples de Re, enquanto o Nd foi analisado em filamentos triplos de Ta-Re-Ta. Os isótopos obtidos foram comparados com o padrão de Nd La Jolla e o resultado obtido foi de  $0.511848 \pm 0.000021$  (1σ; n = 100). As razões isotópicas foram normalizadas para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . O Pb foi corrigido para o efeito do fracionamento em 0,1% amu<sup>-1</sup> baseado em 38 análises do padrão NBS-981.

Valores de branco foram de: Sm < 500 pg, Nd <150 pg e Pb < 100 pg. Típicos erros analíticos para a razão de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  são iguais ou melhores que 0.1 %. Idades modelo de Nd foram calculados segundo De Paolo (1981). Constantes de decaimento usadas foram recomendadas por Steiger e Jäger (1977) e Wasserburg *et al.* (1981).

***(e) Obtenção de imagens de Catodoluminescência e metodologia para obtenção da idade U-Pb SHRIMP em zircão***

Para os estudos de geocronologia as amostras foram fragmentadas, moídas e os minerais pesados foram separados inicialmente com uma bateia. Esse separado de minerais pesados foi então separado novamente com auxílio de um líquido denso (diiodometano) e por último com um separador magnético (FRANTZ). Após separação final em lupa binocular, as amostras de zircão foram montadas em pastilhas de resina junto com padrões internacionais de zircão (e.g. BR 266) e amostras de vidro (para correção de Pb comum). As pastilhas foram então polidas até a exposição da parte central dos zircões e posteriormente foram limpas e metalizadas com ouro.

Imagens de Catodoluminescência e de elétrons secundários foram obtidas anteriormente e posteriormente às análises no SHRIMP no Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo Philips XL30, na Curtin University of Technology, em Perth-Austrália.

As análises U-Pb em zircão foram proferidas no SHRIMP II da Curtin University of Technology. Os procedimentos analíticos foram baseados nos de Compston *et al.* (1992) e Smith *et al.* (1998). O padrão utilizado foi o BR 266 (559 Ma, 903 ppm U), o tamanho do feixe de análise foi de aproximadamente 20  $\mu\text{m}$ , o feixe primário de  $\text{O}_2^-$  foi de aproximadamente 1.8 nA. Após os dados foram reduzidos e plotados em concórdias com os programas Squid e Isoplot (Ludwig, 2001). Resultados com mais de 10 % de discórdia (ou que não esteja dentro do erro em 2 sigma) e mais de 1 % de Pb comum são apresentadas mas não utilizadas nos cálculos das idades.

## **CAPITULO 2**

### **ESTADO DA ARTE**

A geocronologia U-Pb em zircão é uma importante ferramenta para o estudo da evolução tectônica de uma determinada área. Para rochas de alto, como no caso desse estudo, é um dos poucos geocronômetros a registrarem a idade do pico metamórfico, devido a sua alta temperatura de fechamento (*ca.* 810-830 °C, segundo Watson e Harrison, 1983). Entretanto inúmeros cuidados devem ser tomados para a correta interpretação do significado da idade obtida. Nesse capítulo serão descritos resumidamente alguns conceitos essenciais para o entendimento e aplicação dessas técnicas para estudos de evolução tectônica.

#### **2. Geocronologia U-Pb em zircão**

O zircão apresenta uma série de singularidades, que o tornam um mineral muito interessante para pesquisas nas diferentes áreas da geologia. A primeira particularidade é o fato desse mineral durante a sua formação incorporar uma quantidade modesta de urânio e tório e não incorporar o Pb, o que gera a premissa de que todo o Pb é radiogênico e possibilita a obtenção da idade dos eventos registrados no cristal através do método U-Pb. Além disso, a sua estrutura de relativamente alta densidade contribui para a sua pequena expansão termal e compressibilidade, o que o torna muito resistente em eventos tectono-termais. Por fim, a difusão dentro do cristal de zircão para muitos elementos é extremamente lenta mesmo em temperaturas elevadas, assim o mineral preserva informações isotópicas e geoquímicas, mesmo sendo exposto a altas temperaturas de metamorfismo e magmatismo (Scherer *et al.*, 2007).

Ao longo dos últimos anos a datação U-Pb em zircão tem sido uma importante ferramenta para a reconstrução da história de crescimento e modificação da crosta, através do fornecimento da idade de eventos magmáticos, metamórficos, hidrotermais entre outros. Devido à diversidade de processos geradores e modificadores de zircão é muito importante o estudo detalhado das texturas e de elementos traços do mineral para a interpretação correta do significado da idade obtida. Em rochas metamórficas o zircão

pode ser gerado através de cristalização no estado sólido ou através da modificação de zircões pré-existentes. Essa modificação pode estar relacionada a um processo de recristalização, dissolução re-precipitação ou ainda modificações devido a processos de perda de Pb (Grant *et al.*, 2009). O crescimento de novos zircões ou a modificação de pré-existentes ocorre em praticamente todos os graus metamórficos, no baixo grau o crescimento ocorre em situações especiais (e.g Rasmussen, 2005), porém é no alto grau e em rochas com fusão parcial que o crescimento é mais efetivo. Isso se deve principalmente ao fato da solubilidade do Zr aumentar com o aumento da T (Watson *and* Harrison, 1983).

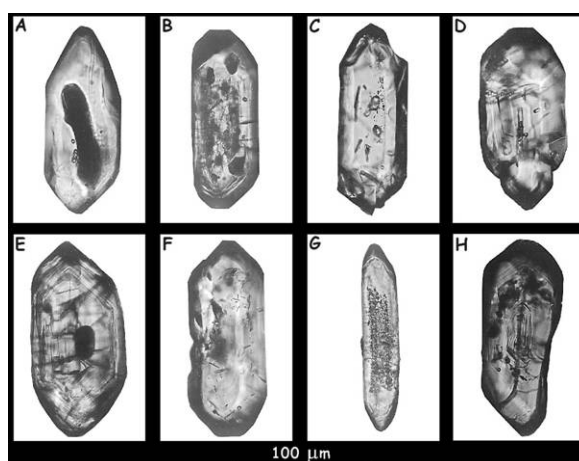
## **2.1 Controles essenciais para interpretação de idades U-Pb**

### **2.1.1 Identificação do processo formador do zircão através da morfologia e textura**

Para a correta interpretação do significado da idade U-Pb obtida no zircão é importante a identificação do processo gerador do mesmo. Para isso é necessário primeiramente, entender toda a dinâmica de cristalização e recristalização do zircão, para assim, realizar a identificação da morfologia, texturas internas e análise dos dados de química mineral. O crescimento de novos cristais de zircão ocorre principalmente de duas formas principais, associado a um fluido (magmático ou metamórfico) ou no estado sólido. Após a cristalização do zircão diversos processos podem modificá-lo, como processos de recristalização (em cristais com ou sem evidências de metamictização), dissolução e re-precipitação e difusão ou perda de Pb (em cristais com ou sem evidências de metamictização) (Grant *et al.*, 2008; Moller *et al.*, 2003).

**(a) Cristalização associada a um fluido**

Quando a cristalização do zircão é associada a um fluido magmático a morfologia e texturas internas são relativamente simples. O cristal ocorre geralmente na forma euédrica e dependendo da velocidade de cristalização pode adquirir uma alta razão largura-comprimento (pode chegar a 1:12), como no caso de rochas vulcânicas ou razões menores de largura-comprimento em rochas plutônicas de resfriamento mais lento (Fig.2). O tamanho e a forma do mineral também estão relacionados ao período no qual ocorre a saturação de zircão durante a história de cristalização de rochas plutônicas. Quando a saturação é tardia, por exemplo, os cristais tendem a ser anédricos, pois crescem nos interstícios de dos minerais já cristalizados (Scoates e Chamberlain 1995).

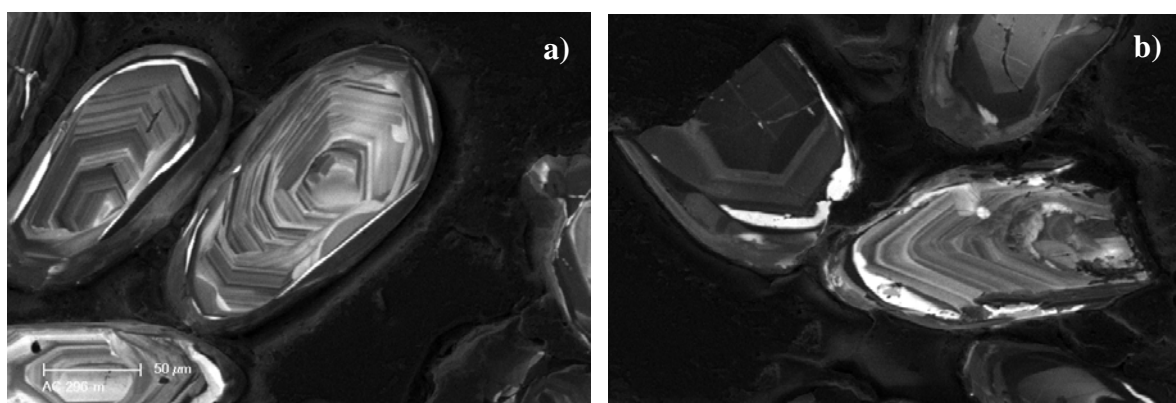


**Figura 2:** Exemplos de morfologia zircões ígneos. (A e G): Cristais estreitos e compridos, com pirâmides íngremes; (B, D, E, F, e H): cristais mais largos e com predominância de pirâmides planares. Na maioria dos granitos são encontrados ambos os tipos de zircões.

A textura interna de zircões pode ser visualizada em imagens de elétrons retro-espalhados ou de catodoluminescência (CL). A textura mais clássica de zircões magmáticos é a zonação oscilatória (Hoskin, 2000; Vavra, 1990; Hanchar e Miller, 1993), caracterizada por uma alternância de bandas claras e escuras em CL (Fig. 3A e B). Essas bandas estão relacionadas á variação nos elementos Zr e Si e principalmente

nos elementos menores e traços Hf, P, Y, U, Th e ETR (Hanchar *and* Rudnick 1995; Fowler *et al.* 2002; Rubatto, 2002; Chen *et al.*, 2009).

Zircões com alta frequência e regular distribuição das bandas podem estar indicando altos graus de saturação do zircão enquanto que uma baixa frequência de distribuição das bandas assim como evidências de interrupção nas mesmas pode estar indicando um baixo grau de saturação do zircão no magma (Vavra, 1990). Outras texturas como setorial e convoluta também podem estar relacionados a processos ígneos, porém são mais raros.

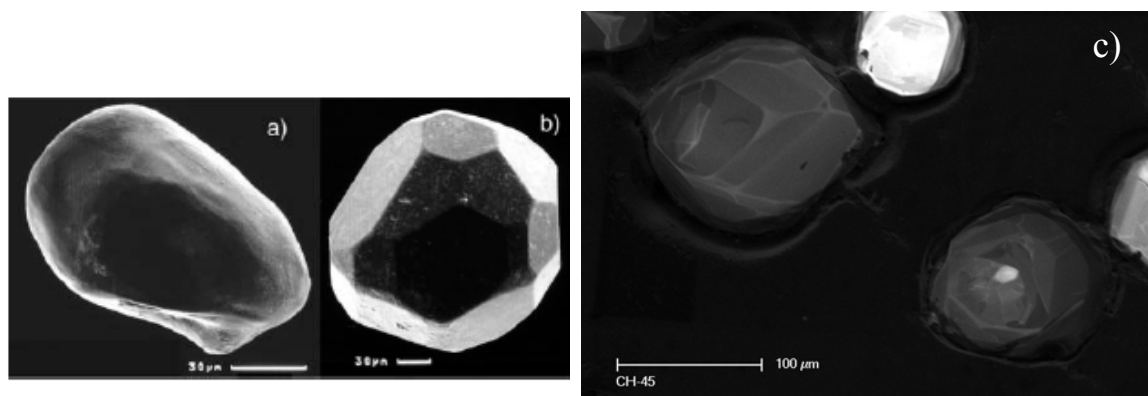


**Figura 3:** (a) Zonação oscilatória com alta frequência de espaçamento das bandas; (b) Zircões com ambas as feições, alta e baixa frequência de espaçamento das bandas.

#### **(b) Cristalização no estado sólido**

Quando a cristalização do zircão ocorre no estado sólido, associado principalmente ao metamorfismo de alto grau, as morfologias mais comuns são a oval, arredondada (Fig. 4A) ou “bola de futebol” (Fig. 4B). Essas formas predominantemente arredondadas estão relacionadas ao fato de muitas vezes esses minerais cristalizam nos interstícios de minerais maiores, ou porque ocorrem processos de reabsorção de fluido intergranular (Hoskin e Black, 2000; Schaltegger *et al.* 1999).

Essa morfologia também está associada a cristalização em alta temperatura, com temperaturas de saturação do zircão em torno de de 810-830 °C (Watson e Harrison, 1983).



**Figura 4:** Formatos mais comuns em zircões de rochas metamórficas de alto grau; (a) Zircão oval ou arredondado; (b) Zircão em forma de “bola de futebol”; (c) Imagem de catodoluminescência mostrando zonação setorial em zircões.

A textura interna desses zircões pode ser variada, porém a textura homogênea e setorial (Fig. 4C) são as mais comuns. O desenvolvimento da zonação setorial pode ser explicada por um lento crescimento dos cristais (lenta difusão), associado a superfícies com enriquecimento em certos elementos, gerando assim os “setores” com diferentes concentrações de elementos traços (Watson e Liang, 1995).

O processo de cristalização de zircões no estado sólido ocorre devido a processos de difusão de Zr e Si devido a reações de quebra de minerais com quantidades suficientes de Zr para a cristalização de novos zircões (Hoskin and Black, 2000). Os minerais metamórficos que tem maior quantidade de Zr são o anfibólio e granada (Degeling *et al.*, 2001), além dos acessórios titanita e rutilo (Pan, 1997), porém o próprio zircão é sem dúvida a maior fonte de Zr nessas rochas.

As idades obtidas em zircões de alto grau metamórfico, entretanto nem sempre refletem a idade do pico metamórfico. Muitas vezes eles estão relacionados ao evento de descompressão ou ao evento de fusão parcial (Roberts e Finger, 1997). Isso está relacionada à baixa disponibilidade de Zr nos minerais envolvidos nas reações metamórficas e ao fato de o zircão ser praticamente insolúvel em ambientes subsolidos, mesmo com a presença de fluidos (Rubin *et al.*, 1993). Na maioria das situações um grande volume de zircão é formado apenas quando há um evento de fusão parcial e posterior cristalização magmática (Finger, 1986). Esse evento de fusão está muitas vezes associado à exumação do terreno metamórfico (eventos de descompressão), portanto se essa exumação é rápida, a idade obtida será próxima a idade de pico



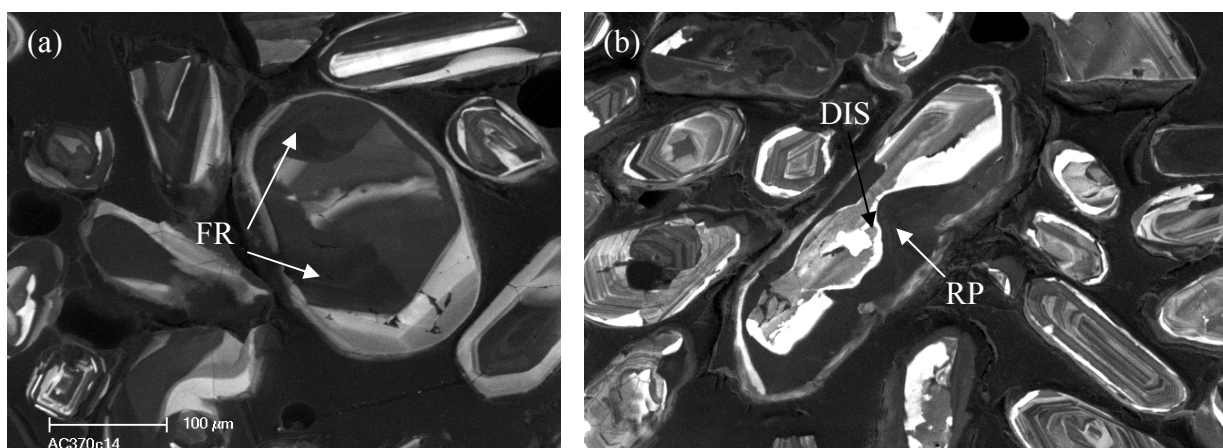
metamórfico. Entretanto, quando o evento de exumação for lento a idade obtida pode ser muito mais jovem do que a real idade do pico metamórfico do terreno (Roberts e Finger, 1997).

### (c) *Modificação de zircões pré-existent*

As principais modificações de zircões pré-existent está relacionada a processos de recristalização, difusão ou perda de Pb e dissolução re-precipitação. Os primeiros dois processos são muito mais eficientes em zircões com evidências de metamictização ou em cristais com concentração de defeitos ou impurezas (Moller *et al.*, 2003; Hoskin e Black, 2000).

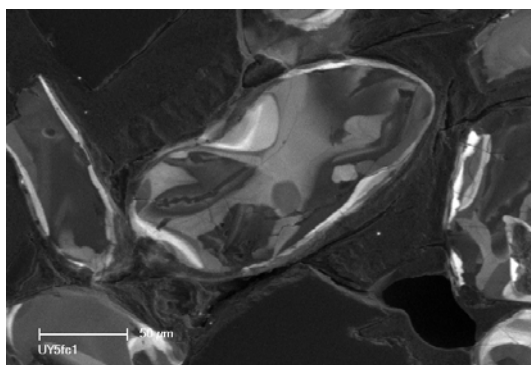
A recristalização ocorre geralmente como frentes de recristalização ou lóbulos transgressivos cortando a textura original do zircão pré-existente (Fig. 5A). Geralmente ocorre empobrecida em U em relação ao Th, devido ao fato do  $\text{Th}^{+4}$  ser mais incompatível que o  $\text{U}^{+4}$  na estrutura do zircão (Pidgeon, 1992). Entretanto áreas enriquecidas podem ser encontradas quando ocorre grande disponibilidade de U no sistema em relação ao Th. A dissolução re-precipitação (Fig. 5) ocorre geralmente associada a um fluido metamórfico ou magmático, já que envolve a dissolução de parte do zircão e re-precipitação do material dissolvido nas proximidades ou no próprio cristal ou então longe do zircão dissolvido.

A perda de Pb através da difusão volumétrica ocorre efetivamente, segundo Cherniak e Watson (2000), apenas em zircões com evidências de metamictização ou recristalização. Já para Ashwal *et al.* (1999) zircões de terrenos metamórficos de alto grau podem sofrer perda de Pb através de difusão volumétrica ou difusão associada a fraturas, mesmo sem evidências de metamictização e sem resultar necessariamente em idades discordantes.



**Figura 5:** (a) Zircão maior com frente de recristalização (FR) irregular com iluminação de CL mais escura que do centro do cristal; (b) Zircão maior com evidências de dissolução (DIS) da área com zonação oscilatória e da borda clara e de reprecipitação (RP) da borda escura em CL.

Fluidos metamórficos e ou magmáticos podem causar grandes distúrbios na distribuição dos elementos traços dentro do zircão, sem necessariamente afetar a idade da rocha. A zonação convoluta (Fig. 6) é um exemplo de zonação interna, no qual houve redistribuição dos elementos traços, resultando em uma textura caótica.



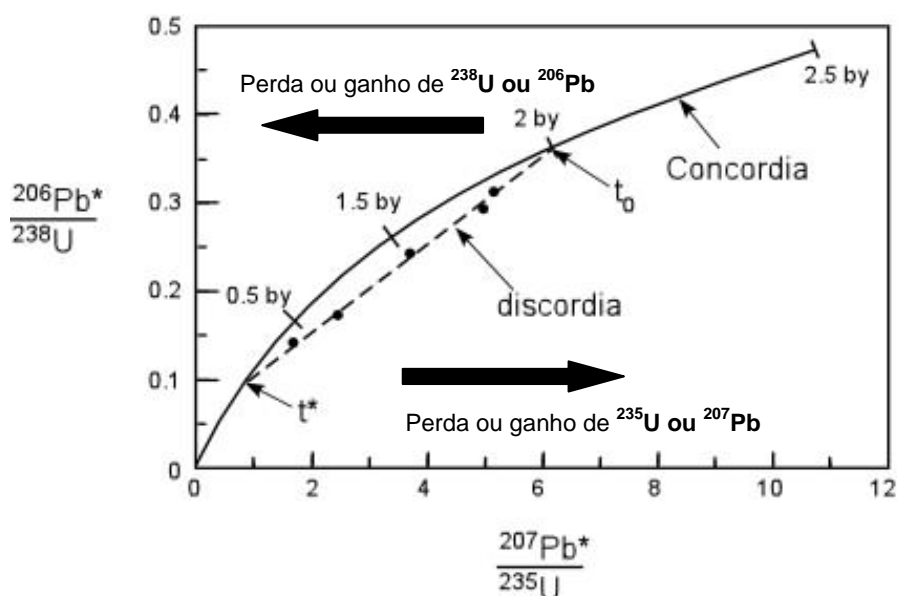
**Figura 6:** Zircão com intensa redistribuição dos elementos traços, característico da zonação oscilatória.

## 2.2 Representações dos dados obtidos em gráficos – Diagrama Concórdia.

Após o primeiro trabalho mencionando a existência de minerais com perda de Pb (Holmes, 1954), diversos trabalhos foram desenvolvidos para estudar esses mecanismos para determinar quais minerais realmente perderam Pb. A denominação desse processo no gráfico foi chamada de discórdia (Fig. 7). As hipóteses para a perda do Pb são diversas, num dos primeiros trabalhos da área Ahrens (1955) atribuiu essa perda à processos de difusão contínua. Em outro trabalho Russel e Ahrens (1957) atribuíram à perda de Pb membros intermediários da série de decaimento do Pb que seriam ejetados para micro fraturas no retículo cristalino devido à emissão de partículas  $\alpha$  e esses núclídeos seriam removidos por difusão.

As primeiras interpretações acerca do significado das idades obtidas em minerais com perda de Pb foram feitas por Whetherill (1956). Para ele a intersecção superior da discórdia com a concórdia corresponderia ao tempo de formação do mineral ( $t_1$ ), enquanto que a intersecção inferior representaria um evento termal que afetou o sistema isotópico do mineral. Nas interpretações mais atuais (*e.g.* Dickin, 1995) a intersecção superior da discórdia com a concórdia continuam sendo interpretados como idades da formação do mineral, porém a intersecção inferior somente é interpretada como um evento termal se houverem evidências geológicas.

Outros diversos estudos foram realizados nesse tema, porém todos chegam a uma conclusão de que zircões sem alterações no retículo (fraturas, metamictização, inclusões), sem zonas de recristalização ou de alterações, geralmente resultam em idades U-Pb concordantes, enquanto que zircões com alterações na estrutura cristalina geralmente mostram idades U-Pb discordantes.



**Figura 7:** Diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  com a representação da curva concórdia e da curva discórdia.

## **CAPITULO 3**

### **GEOLOGIA REGIONAL E DA ÁREA**

#### **3.1 Geologia Regional**

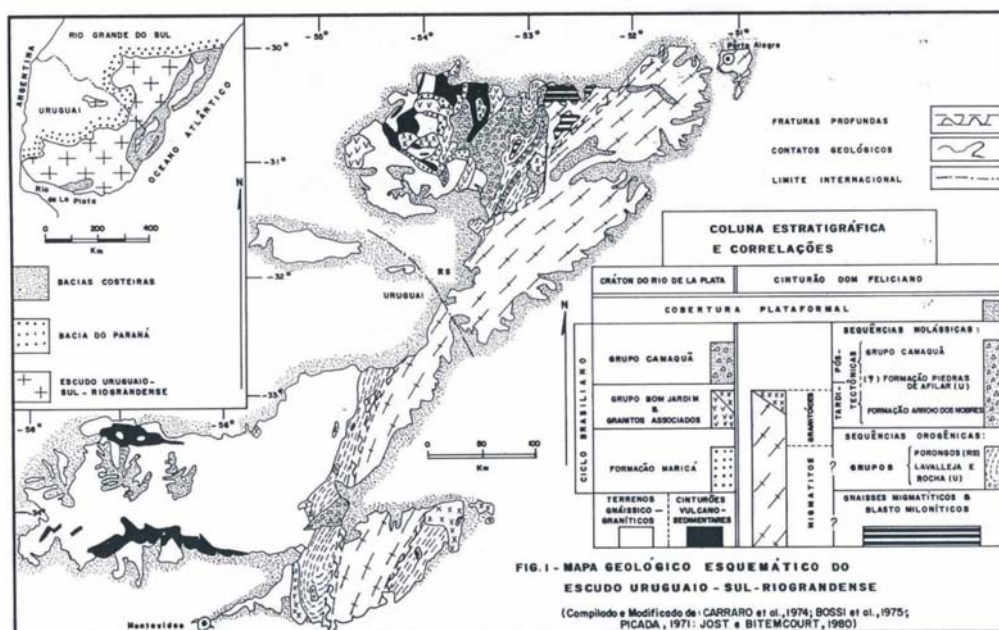
##### **3.1.1 Cinturão Dom Feliciano (CDF)**

O estudo da evolução do Cinturão Dom Feliciano no sul do Brasil e Uruguai, segundo os modelos geotectônicos atuais vem sendo realizada ao longo de três décadas, tendo iniciado com o pioneiro trabalho de Fragoso-César (1980) (Fig.1) e posteriormente adaptado a partir da aquisição de novos dados geológicos (e.g. Soliani Jr. 1986; Tommasi & Fernandes 1990; Fernandes *et al.* 1995a,b; Chemale, 2000; Frantz e Botelho, 1999; Hartmann *et al.*, 1998; Bossi e Gaucher, 2004; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Sanches *et al.*, 2010; Fernandes *et al.*, *subm.*).

Os modelos propostos para a evolução do CDF, tanto no sul do Brasil quanto no Uruguai, diferem principalmente em relação a idade do clímax da colisão, do desenvolvimento dos arcos magmáticos e da polaridade da subducção. Entretanto há um consenso maior em relação ao significado geotectônico desse cinturão, que se forma devido à convergência entre os crátons Rio de La Plata (RLP) e Kalahari-Congo (KL-C) e de que no Rio Grande do Sul existiram no mínimo dois oceanos, o Charrua (Fragoso-César 1991), no oeste e o Adamastor (Hartnardy *et al.* 1985), sendo que o fechamento desse último culmina com a colisão entre os crátons acima citados.

Modelos divergentes são apresentados por Bossi e Gaucher (2004) e Gaucher *et al.*, (2008), os quais assumem uma origem alóctone a toda a porção leste do Cinturão Dom Feliciano (segundo os autores Terreno Cuchilla Dionísio e Pelotas). Para esses autores o Domínio Leste do CDF não representa o resultado de um ciclo orogênico e sim a colisão de blocos alóctones de provável origem Africana, acretados durante o Cambriano ao Cráton Rio de La Plata.

A extensão do CDF para áreas adjacentes vem sendo tema de debate desde o trabalho de Fragoso-César (1980) (Fig. 8). Após esse trabalho, inúmeros foram os trabalhos que concordaram com essa correlação (e.g. Fernandes *et al.*, 1995a e b; Hartmann *et al.*, 1998; Frantz e Botelho, 1999; Chemale, 2000; Gross *et al.*, 2009; Sanches-Bettuti *et al.*, 2010; Fernandes *et al.*, *subm*) que ocorre principalmente nas seqüências metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos (RS) com o Lavallega (UY), nas rochas do leste do CDF, como os granitóides sin a pós-colisionais (Batólito Pelotas-RS e Aiguá-UY) e as rochas do embasamento metamórfico (e.g. Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita-RS e Suíte Metamórfica Chafalote-UY) além das rochas relacionadas ao cráton Rio de La Plata. Outros autores (e.g. Basei *et al.*, 2006, 2008) também correlacionam as seqüências de rochas metassedimentares do Porongos (RS) e Lavallega (UY) com as rochas metassedimentares do Brusque, em Santa Catarina (SC), assim como os granitóides do Batólito Pelotas e Aiguá com o Florianópolis (SC).



**Figura 8:** Mapa do Cinturão Dom Feliciano com associações litológicas baseadas no primeiro modelo plasquista para o sul do Brasil e Uruguai (Extraído de Fragoso-César, 1980).

A vasta nomenclatura utilizada para as unidades de rochas aflorantes no Escudo Sul Rio-grandense e Uruguaio, assim como a nomenclatura adotada nesse trabalho são apresentadas na (Tabela 1).

**Tabela 1:** Alguns exemplos de nomenclaturas utilizadas para a denominação das diferentes associações litológicas do Escudo Sul Rio-grandense Uruguaio

<i>Escudo Sul Rio-Grandense</i>					
<i>Escudo Sul Rio-grandense Uruguaio</i>	<b>Cinturão Dom Feliciano</b>				<b>Cráton RLP (SMC)</b>
	Fernandes <i>et al.</i> , 1995a	Arco Magmático II	Embasamento retrabalhado e cobertura	Arco Magmático I	
	Hartmann <i>et al.</i> , 1998;	Cinturão Dom Feliciano		Bloco São Gabriel	
	Chemale, 2000	Cinturão Dom Feliciano	Cinturão Tijuca	Cinturão Vila Nova	Cráton RLP (SMC)
	Frantz & Botelho (2000)	Cinturão Dom Feliciano		Cráton RLP (SMC)	
		Domínio Leste		Domínio Oeste	
		Escudo Uruguaio			
		Cinturão Dom Feliciano			
	Nesse trabalho	Domínio Leste	Domínio Central	xxxxxxx	Cráton RLP (SMC)
	Basei <i>et al.</i> , 2005	Terreno Punta del Este	xxxxxxx	xxxxxxxxxx	xxxxxxx
	Silva <i>et al.</i> , 2005				
	Bossi e Gaucher, 2004	Terreno Cuchilla Dionísio	Complexo Lavalleja#	xxxxxxxxxx	Terreno Nico Pérez
Masquelin <i>et al.</i> , 2010	Terreno Piedra Alta			Terreno Nico Pérez	
Nesse trabalho	Domínio Leste do CDF	Complexo Lavalleja#	xxxxxxxxxx	Terreno Piedra Alta	

### 3.1.2 Geologia do Uruguai

No Uruguai, além do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, a maior parte das rochas aflorantes estão relacionadas ao cráton Rio de La Plata (Fragoso-Cesar 1980; Dalla Salda *et al.*, 1988; Hartmann *et al.*, 2001), representado pelas rochas Paleoproterozóicas do Terreno Piedra Alta e pelas rochas Paleoproterozóicas e Arqueanas do Terreno Nico Pérez (Fig. 1).

O Terreno Piedra Alta é caracterizado por rochas juvenis Paleoproterozóicas com idade de cristalização (U-Pb) entre 2.22 e 2.02 Ga e (Hartmann *et al.*, 2000; 2002; Santos *et al.*, 2003). As rochas desse terreno (principalmente da parte sul) mostram similaridades com as rochas do Complexo do Embasamento do Cinturão Tandilla-Argentina (Rapela *et al.*, 2007). Além da semelhança litológica, há grande semelhança nas idades de cristalização e idades modelo e, além disso, ambos preservam enxames de

diques toleíticos com idades em torno de 1.8 e 1.6 Ga, respectivamente (veja referências em Hall *et al.*, 2001; Teixeira *et al.*, 2003). O Terreno Nico Pérez por sua vez, contém as rochas mais antigas do sul do Brasil, representadas por um *greenstone belt* com idades entre 3.41–3.10 Ga, além de rochas com idades entre em torno de 2.5 a 2.1 Ga (Hartmann *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2003). No Terreno Nico Pérez afloram ainda as rochas do Complexo Lavalleya, uma sequência metassedimentar Neoproterozóica (veja referências em Sanchez Bettuti *et al.*, 2001), além de granitóides do Ciclo Brasileiro (veja referências em Oyhantçabal *et al.*, 2009)

Zonas de cisalhamento de grande escala dividem os principais terrenos e cinturões no Uruguai (Fig. 9). Os dois terrenos relacionados ao cráton Rio de La Plata estão divididos por zonas de cisalhamento Sarandi del Yi-Piriópolis que apresenta orientação N-NNW e deslocamento dextral (Bossi and Campal, 1992). O contato do Terreno Nico Pérez com o CDF é limitado pela zona de cisalhamento Sierra Ballena, que apresenta orientação NNE e transcorrência sinistral (Gomez Rifas, 1995). No interior do CDF ocorrem também zonas de cisalhamento secundárias, como a Alférez e Cordilleira, de orientação N-S e N50°E respectivamente (Masquelin *et al.*, 2010). Essas zonas de cisalhamento foram definidas com base em relações de campo e também com base em dados de geofísica (e.g. Hallinan *et al.*, 1993).

A Zona de Cisalhamento Sierra Ballena, considerada como sendo o limite leste do Terreno Nico Perez foi e continua sendo considerada por muitos pesquisadores como uma zona de sutura (e.g. Basei *et al.*, 2000; 2005), já que limita as rochas do Paleoproterozoicas e Arqueanas do Terreno Nico Perez com as rochas Neoproterozóicas do CDF. No Sul do Brasil, semelhante situação ocorre com a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (e.g. ref), que limita em grande parte os granitóides do Domínio Leste (Batólito Pelotas) das rochas supracrustais do Domínio Central (Complexo Metamórfico Porongos) entre outras rochas. Alguns autores, entretanto (e.g. Fernandes & Koester, 1999), considera a zona de cisalhamento Sierra Ballena e a Dorsal do Canguçu, uma zona de cisalhamento intracontinental. Essa última, entretanto, em algumas regiões se combina com a Sutura de Porto Alegre, sendo considerada uma zona de cisalhamento intracontinental apenas a norte do limite sul da Falha Passo do Marinheiro.

No Uruguai, dados isotópicos obtidos recentemente (e.g. Oyhantçabal *et al.*, 2009) mostram que granitóides cálcio-alcalinos de idades entre 650-600 Ma ocorrem em ambos os lados da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena, o que reforça a idéia de uma

falha intracontinental e que coloca em questionamento a idéia da colisão do CDF no Uruguai durante o Cambriano.

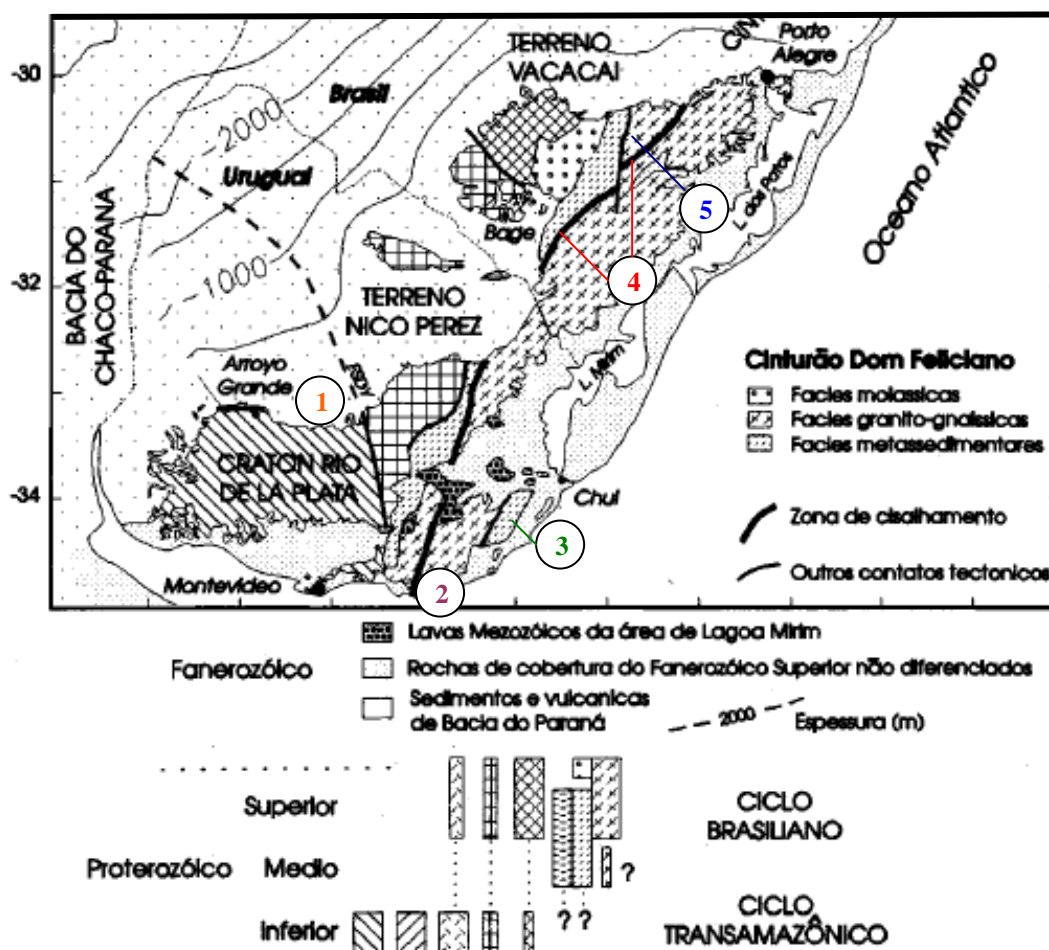
No Uruguai, o aqui denominado Domínio Leste do CDF possui diferentes denominações, como por exemplo:

1) ***Terreno Punta Del Este*** (*sensu* Masquelin, 2002; Preciozzi *et al.*, 1999a; Oyhantçabal *et al.*, 2009) refere-se apenas as rochas do aqui denominado Complexo Cerro Olivo juntamente com os granitóides sin-transcorrentes que marcam os limites do “Terreno”. É considerado um orógeno relacionado a colisão dos crátons RLP e KL-C.

2) ***Terreno Punta Del Este*** (*sensu* Basei *et al.*, 2005; Da Silva *et al.*, 2005) que seria toda a região a leste da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena, incluindo o Grupo Rocha (equivalente ao Domínio Leste do CDF no Uruguai). É considerado um orógeno relacionado à colisão dos crátons RLP e KL-C

3) ***Terreno Cuchilla Dionísio*** (*sensu* Bossi e Gaucher, 2004, Gaucher *et al.*, 2004 e Gaucher *et al.*, 2008), equivalente ao Domínio Leste do CDF no Uruguai. É considerado um bloco acretado ao cráton RL durante o Cambriano.





**Figura 9:** Mapa modificado de Hallinan et al., (1993) com as principais zonas de cisalhamento no Rio Grande do Sul e Uruguai. **1:** Zona de Cisalhamento Sarandi del Yipiriópolis; **2:** Zona de Cisalhamento Sierra Ballena; **3:** Zona de Cisalhamento Alferez-Cordillera; **4:** Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; **5:** Falha Passo do Marinheiro.

#### *Principais unidades do Domínio Leste do CDF no Uruguai*

As rochas do Domínio Leste do CDF no Uruguai são caracterizadas por uma orientação predominantemente N-NE dos litotipos e por um grande volume de granitóides sin a tardi-orogênicos intrudindo rochas metamórficas de médio a alto grau (Complexo Cerro Olivo). Ocorrem ainda na região rochas dacíticas e riolíticas (Cerro Aguirre e Formação Sierra de Rios), serpentinitos e anfíbolitos, além de rochas supracrustais metamorfisadas (Grupo Rocha) sobrepostas discordantemente sobre as rochas de médio a alto grau (Bossi *et al.*, 1967; Ramos, 1988; Campal e Gancio, 1993; Masquelin, 2002; Bossi e Gaucher, 2004, Oyhançabal *et al.*, 2009).

A parte **norte do Domínio Leste do CDF** (Fig. 10) é até o momento, bem menos conhecida do que a parte sul. Na parte norte afloram predominantemente as seguintes unidades:

(a) Unidade Paso del Dragon: rochas metassedimentares de médio grau com metavulcânicas subordidas (anfíbolitos). Ocorrem ainda serpentinitos e anfíbolitos, interpretados como prováveis fragmentos de crosta oceânica (Bossi *and* Schipilov, 2000).

(b) Migmatitos e ortognaisses (Preciozzi *et al.*, 1985), provavelmente associados ao Complexo Cerro Olivo.

(c) Granitóides da Suíte Granítica Florência

(d) Suíte Sierra de los Rios: riolitos, granitos e granodioritos (Bossi *et al.*, 1993).

A parte sul **do Domínio Leste do CDF**, por outro lado, é mais bem conhecida e é constituída por:

**(1) Complexo Cerro Olivo** (*sensu* Masquelin *et al.*, 2010):

(a) Paragnaisses Chafalote: metapelitos, semipelitos, calciossilicatadas e máficas com médio a alto grau metamórfico além de migmatitos associados.

(b) Ortognaisses Cerro Bori: gnaisses máficos a félsicos com médio a alto grau metamórfico e migmatitos associados.

(c) Augen Gnaisses Centinela e Punta del Este: augen gnaisses félsicos com evidências de metamorfismo de alto grau.

**(2) Seqüência supracrustal de baixo grau metamórfico e vulcânicas associadas**

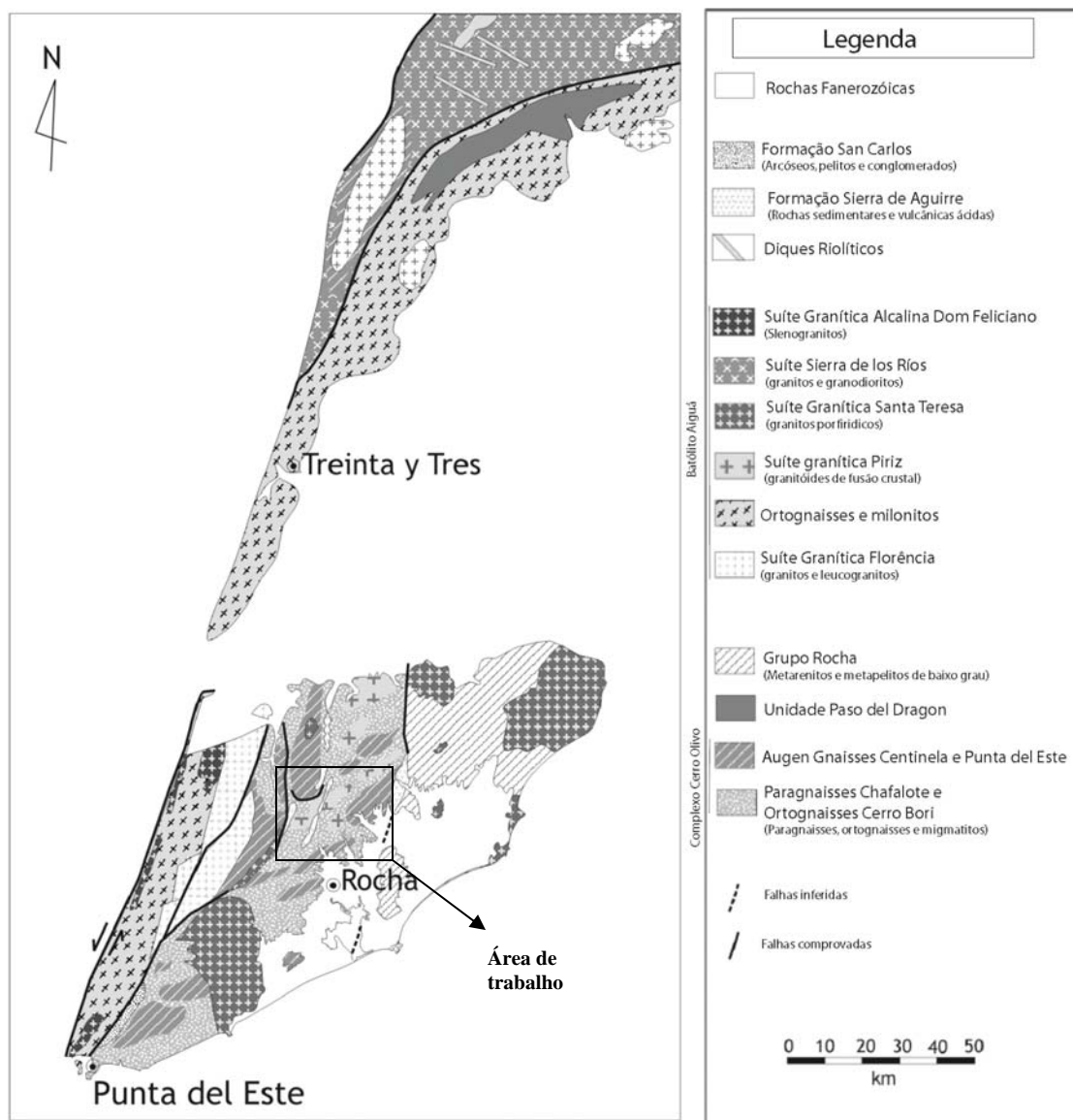
(a) **Grupo Rocha:** seqüência metassedimentar (silisiclástica), com clorita e grafita filitos na base e metarenitos no topo e foi interpretada como depositada em um ambiente de plataforma marinha (Sanchez Bettucci e Mezzano Burgueno, 1993). Idades de zircões detríticos revelam a existência de uma fonte de idade entre 1000-1300 Ma e outra com idades entre 1700-1900 Ma com provável idade de deposição entre 600 e 550 Ma (Basei *et al.*, 2005).

(b) **Formação Sierra de Aguirre:** dacitos e piroclásticas relacionadas com idade de cristalização de  $572 \pm 11$  Ma (Hartmann *et al.*, 2002).

### (3) Granitóides sin a pós-orogênicos do Batólito Aiguá

Os granitóides Brasilianos sin a pós-orogênicos possuem características geoquímicas predominantemente calcico-alcálicas alto a médio potássio. Os granitóides sin-orogênicos possuem orientação da trama e são posicionados através de zonas de cisalhamentos (e.g. Granito Rocha e Florência) (Masquelin, 2006). O magmatismo sin-orogênico ocorreu no CDF Uruguiaio entre 650-600 (veja referências em Oyhançabal *et al.*, 2009).

Estudos geoquímicos realizados nos granitóides pós tectônicos (Suíte Granítica Dom Feliciano, *sensu* Masquelin, 2006) revelaram a ocorrência de granitóides alcalinos além dos calcio-silicatados, com um provável ambiente tectônico de arco continental maduro (e.g. Complexo Mataojo) (Oyhançabal *et al.*, 2007). Os granitóides considerados tardi a pós-tectônicos apresentam idades entre 580-560 Ma. Os granitóides pós tectônicos apresentam idades entre 615 and 575 Ma (veja referências em Oyhançabal *et al.*, 2009).



**Figura 10:** Mapa do Domínio Leste do CDF no Uruguai (Modificado de Masquelin, 2006)

### 3.1.3 Geocronologia das rochas metamórficas de alto grau

#### (a) *Cristalização Magmática e idade modelo ( $T_{DM}$ )*

Os ortognaisses e paragnaisses do Complexo Cerro Olivo parecem originar-se de uma fonte Paleoproterozóica juntamente com uma fonte mais jovem, como indicado pelas idades de  $T_{DM}$  Sm/Nd entre 2400 a 1636 Ma (Preciozzi *et al.*, 1999, Gross *et al.*, aceito). Além disso rochas encaixantes de idade Paleoproterozóica foram provavelmente rocha encaixante desse magma, o que mostram zircões herdados de  $2058 \pm 10$  Ma (Bossi *et al.*, 2001) (Tabela 2). A idade de cristalização em torno de 1006-990 Ma (Preciozzi *et al.*, 1999), baseada na idade mínima, através do método U-Pb convencional, foi por muito tempo a única idade disponível para essas rochas. Recentemente Oyhantçabal *et al.*, (2009) publicou uma idade de  $776 \pm 12$  Ma para a cristalização dessas rochas e essas idades foram comprovadas no presente estudo. Outras idades podem ser visualizadas na Tabela 2.

#### (b) *Metamorfismo e leucossoma*

A idade do metamorfismo de alto grau nos paragnaisses foi definida entre 656 a 596 Ma, através do método Sm/Nd (granada-RT) (Gross, 2006; Gross *et al.*, aceito). Idades próximas, de  $641 \pm 17$  Ma, foram obtidas recentemente por Oyhantçabal *et al.*, (2009) para o evento metamórfico de alto grau/fusão parcial dos Ortognaisses Cerro Bori. Outras idades encontradas podem ser visualizadas na tabela 2.

**Tabela 2:** Dados geocronológicos existentes para as rochas do Complexo Cerro Olivo.

Unidade	Rocha mineral	Método	Idade (Ma)	Significado idade	Referência
Paragnaisses Chafalote	Granada e metapelito	Sm-Nd isócrona	$656 \pm 72$	Metamorfismo	Gross, 2006 Gross <i>et al.</i> , aceito
			$596 \pm 24$		
Ortognaisses Cerro Bori	Ortognaisses granodióticos e migmatito	Rb-Sr (RT)	$\sim 600$	Metamorfismo (fusão parcial)	Umpierre e Halpern (1971)
	Ortognaisse e migmatito	U-Pb	$2058 \pm 13$	Zircões herdados	Bossi <i>et al.</i> , 2001
	Ortognaisse e migmatito	U-Pb	$762 \pm 8$ Ma	Idade da migmatização	
	Migmatito	U-Pb	$546-510$	Idade	Preciozzi <i>et</i>

Ortognaise e migmatito	U-Pb	1006±37	leucossoma Cristalização Magmatica	<i>al.</i> , 1999 Preciozzi <i>et al.</i> , 1999
Ortognaise	U-Pb SHRIMP	776 ± 12	Cristalização Magmatica	Oyhantçabal <i>et al.</i> , 2009
Ortognaise	U-Pb SHRIMP	641 ± 17	Metamorfismo (fusão parcial)	

### 3.2 Geologia da área

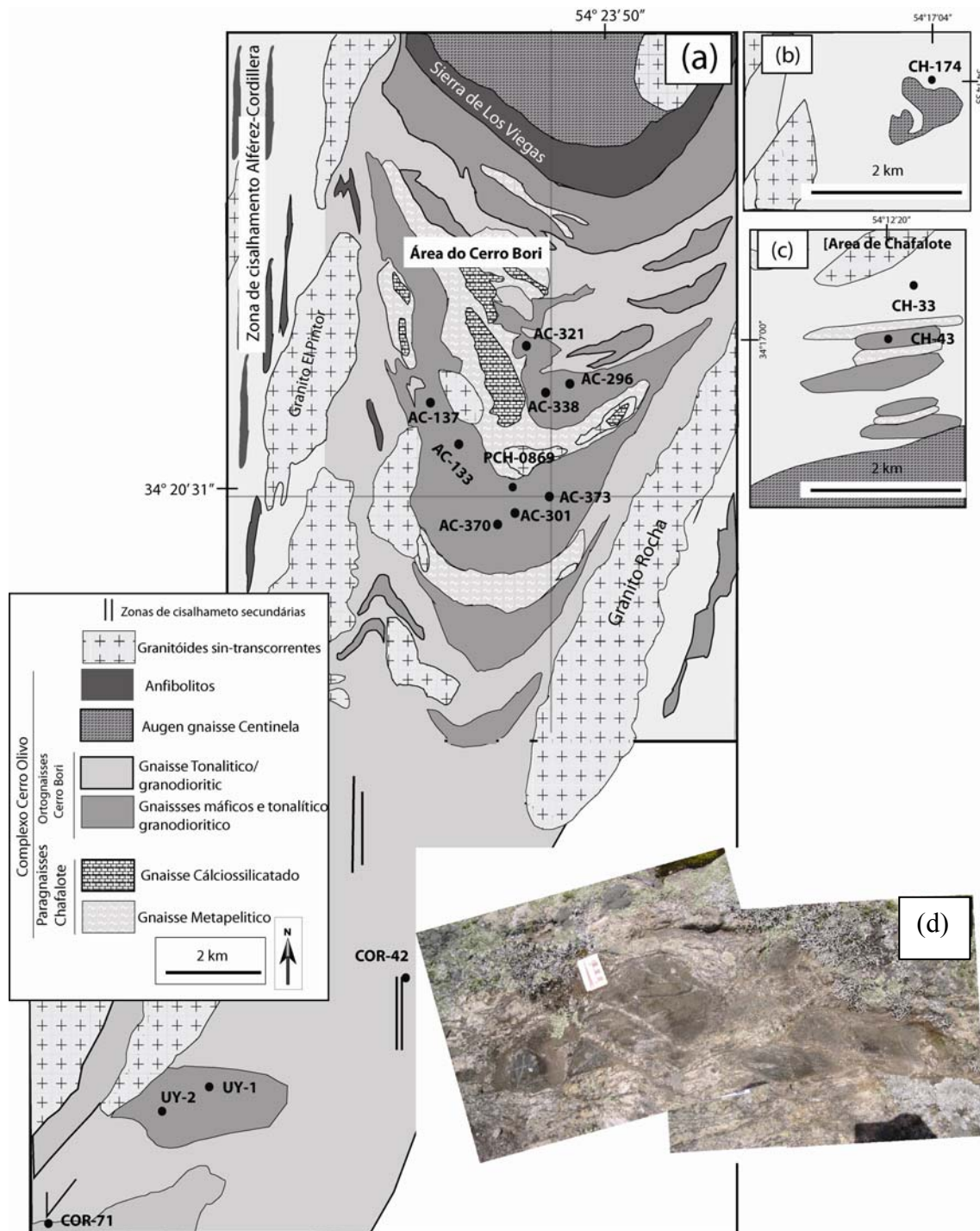
Os Ortognaisses Cerro Bori, alvo da investigação desse trabalho, juntamente com os Paragnaisses Chafalote e os augen gnaisses Centinela formam o chamado Complexo Cerro Olivo- CCO (*sensu* Masquelin *et al.*, submetido). O CCO ocorre na região sudeste do DL-CDF Uruguai, próximo da cidade de Rocha. Esse complexo é limitado, a leste, pela falha de Rocha, que o separa dos sedimentos do Grupo Rocha. À oeste a zona de cisalhamento de Alferes separa as rochas de alto grau metamórfico do CCO (leste) das rochas de médio grau do CCO (oeste). Nesse trabalho foram estudados principalmente as rochas de alto grau da região do Cerro Bori (Fig. 11), Chafalote (Fig. C) e Cerro Áspero (sul do Cerro Bori).

#### 3.2.1 Relações de campo e litotipos

Os Paragnaisses Chafalote são as rochas mais antigas do Complexo Cerro Olivo, sendo intrudidas pelos ortognaisses Cerro Bori. A relação dos Augen Gnaisses Centinela orto e paragnaisses não pôde ser definida devido à cobertura Fanerozóica na região.

Os Ortognaisses Cerro Bori e os Paragnaisses Chafalote foram afetados ambos por dois eventos deformacionais durante e após o pico metamórfico da região. O evento deformacional mais antigo gerou uma fábrica L-S (lineação de estiramento+bandamento gnáissico) com orientação E-W do bandamento e caimento sub-horizontal da lineação para leste (Masquelin, 2002). O evento deformacional mais jovem está registrado em zonas de cisalhamento transcorrentes com direção NE-SW e está relacionado a condições metamórficas de médio a baixo grau (Masquelin, 2002). Ocorre ainda, afetando todas as rochas do CCO um estágio tardio de deformação com a geração de diversas fases de dobras abertas, as quais controlam os principais afloramentos dessas rochas. As condições de metamorfismo da região atingiram condições de fácies granulito durante o pico metamórfico (M2), além de um evento descompressional pós

pico (M3) e um evento relacionado ao processo de exumação do terreno (M4) (Gross *et al.*, 2009).



**Figura 11:** (A) Mapa da região do Cerro Bori com os pontos de coleta das amostras; (B) área ao norte do Cerro Bori, como localização da amostra; (C) Área de Chafalote, com localização das amostras.

As relações de campo originais das rochas (*e.g.* relação de intrusão) foram intensamente obliteradas pelos eventos deformacionais que afetaram a região. Entretanto algumas relações de campo podem ser visualizadas, como a intrusão dos Ortognaisses Cerro Bori e dos augen gnaisses Centinela nos Paragnaisses Chafalote.

Os principais litotipos que compõe os Ortognaisses Cerro Bori são gnaisses tonalíticos e em menor quantidade granodioríticos e os gnaisses máficos e anfibolitos. Ambas as associações de rochas tem migmatitos associados.

Na maior parte das vezes, os ortognaisses máficos ocorrem como fragmentos isolados, geralmente na forma de *boudins*, englobados pelos ortognaisses tonalíticos e granodioríticos. Esses dois últimos ocorrem, em contrapartida, na forma de grandes lageados e mais raramente na forma de blocos isolados.

#### **(a) Ortognaisses máficos e anfibolitos**

Os ortognaisses máficos afloram de diferentes formas, sendo as ocorrências mais abundantes na forma de *boudins* circundados pelos gnaisses tonalíticos (Figs. 12B e C), granodioríticos (Fig.12A), migmatitos ou lentes de fusão (Fig. 12C). Entretanto essas rochas podem aflorar também como xenólitos dentro dos granitóides sin-tectônicos que intrudem as rochas do Complexo, como o Granito Rocha, Granito El Pintor e o Granito Piriz (Fig. 12D). As rochas máficas podem ocorrer também como lentes tabulares paralelas ao bandamento gnáissico dos paragnaisses.

Dois grupos de rochas máficas, com idades diferentes foram encontradas na região, um grupo mais antigo, com idades em torno de 800 Ma e um grupo mais novo, com idades em torno de 660 Ma. Ambos podem aflorar na forma de *boudins*, circundados pelos gnaisses tonalíticos e granodioríticos. As evidências para a distinção dos dois tipos são:

- 1) Os *boudins* de rochas máficas mais antigas podem ocorrer com um bandamento gnáissico bem marcado e quando ocorrem como granofels, possuem geralmente pequenas lentes de fusão concentrada.
- 2) Os *boudins* mais jovens são granofelses, com tamanho de grão equigranular e não têm evidência de leucossoma.



Além de *boudins*, as rochas máficas mais jovens também ocorrem na forma de diques, cortando os gnaisses tonalíticos e granodioríticos (Fig. 12F). Diques de anfíbolitos também são encontrados cortando os gnaisses (Fig. 12F).

Em relação paragênese, nas rochas máficas mais jovens são encontrados: ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, hornblenda, plagioclásio, além de pouca biotita e quartzo. Os dois piroxênios estão em equilíbrio e o ortopiroxênio geralmente é mais abundante que o clinopiroxênio. Como acessórios são encontrados ilmenita e zircão (e.g. CH-45).

Além disso, são encontradas assembléias minerais sem granada, composta por ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, biotita e quartzo. A assembléia mineral dos anfíbolitos encontrados em diques é hornblenda, plagioclásio e quartzo, além de cristais reliquiais de clinopiroxênio. Zircão e esfeno são comuns nesses anfíbolitos.

Dentro do grupo dos ortognaisses máficos mais antigos foram reconhecidos três tipos diferentes de rochas: (a) Outros gnaisses máficos são essencialmente maciços (granofelses), sendo eventualmente encontrados finos veios de quartzo marcando o bandamento gnáissico (e.g. Fig. 12A e D), além de ser comum a ocorrência de pequenos bolsões de leucossoma nessas rochas; (b) Os ortognaisses máficos ocorrem com textura equigranular e tamanho de grão médio. O bandamento gnáissico pode ser facilmente reconhecido nessas rochas, marcado pela intercalação de bandas mais claras e bandas escuras. (c) um terceiro tipo de rocha máfica é caracterizado por uma grande quantidade de biotita, cor bem escura e textura equigranular.

Em relação à paragênese, podem ser encontradas assembléias de dois piroxênios com ou sem granada, ou de um piroxênio com ou sem granada:

- (a) ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, quartzo e  $\pm$  biotita.
- (b) ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, granada, quartzo,  $\pm$  hornblenda,  $\pm$  biotita
- (c) ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo,  $\pm$  biotita;
- (d) ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo, granada e  $\pm$  biotita

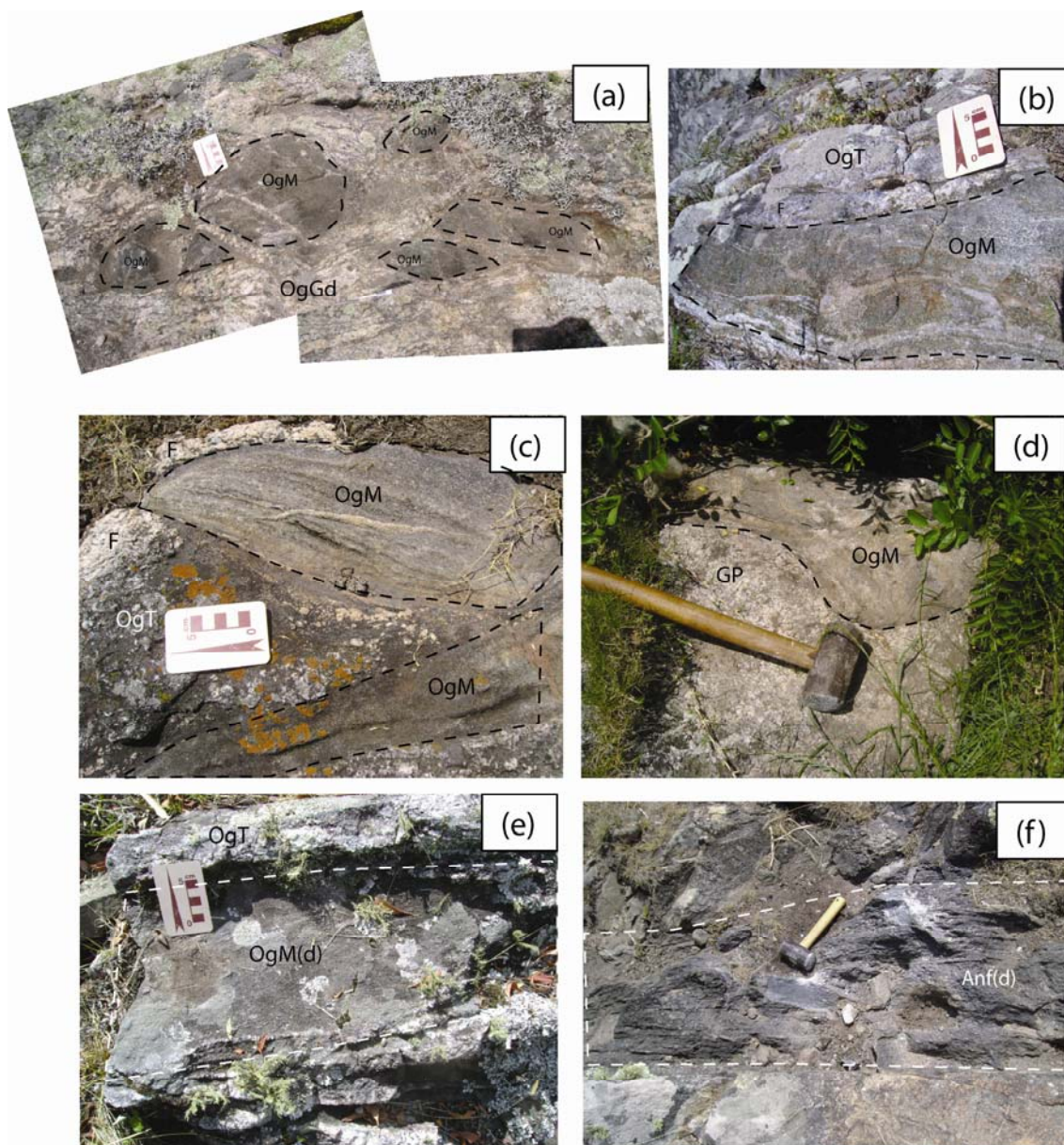
Os acessórios mais comuns nessas paragêneses são zircão e apatita.

As rochas máficas ricas em biotita podem ter as seguintes assembléias:

- (a) biotita, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio e quartzo.
- (b) biotita, anfíbólio (provavelmente pargasita), plagioclásio e quartzo

A Ilmenita, esfeno e zircão são os acessórios mais comumente encontrados nessas paragêneses.





**Figura 12:** A) Afloramento AC-133: diversos boundins de gnaiss máfico maciço (OgM) envolvidos por gnaisses granodioríticos (OgG); B) Aloramento AC-133: Gnaiss máfico com bandamento bem definido envolvido por bolsões de fusão (F) e pelo gnaiss tonalítico (OgT); C) Afloramento CH-33: gnaiss máfico com bandamento bem definido envolvido pelo gnaiss tonalítico e por bolsões de fusão; D) Afloramento CH-43: gnaiss máfico maciço dentro do Granito Piriz (GP). E) Afloramento AC-296: dique de gnaiss máfico (OgM(d)) intrudindo o gnaiss tonalítico; F) Afloramento UY-5: Dique de anfibolito (Anf(d)) intrudindo o ortognaiss granodiorítico.

## 2) Ortognaisses Tonalíticos e Granodioríticos

Ortognaisses tonalíticos e granodioríticos ocorrem com bandamento irregular, descontínuo, milimétrico a centimétrico, marcado pela intercalação de bandas máficas e félsicas (Fig. 13A-D). Esse bandamento encontra-se muitas vezes dobrado (Fig. 14A e B), cortado por bolsões de fusão (Fig. 13C), ou cortado por thondjemitos.

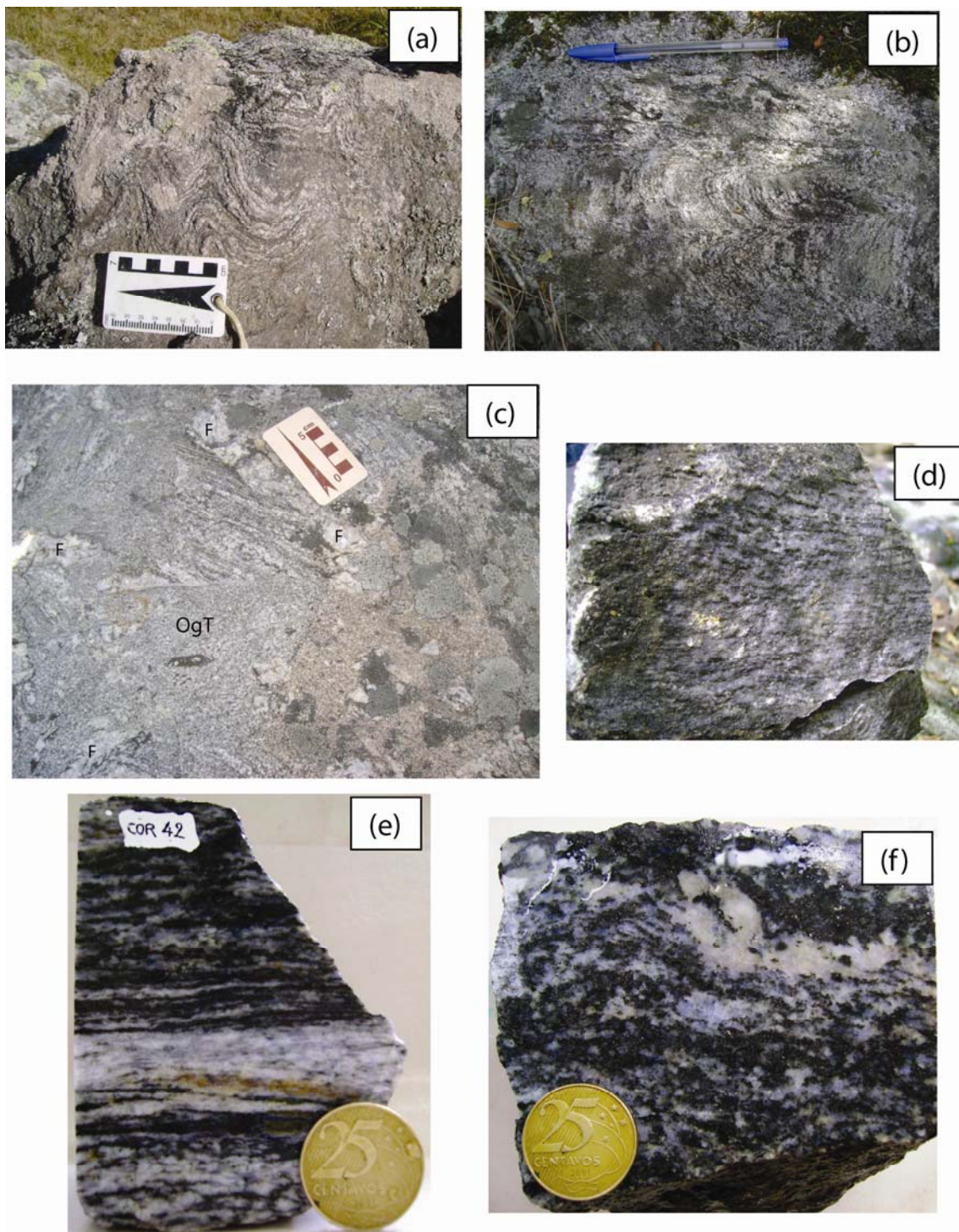
Nesses ortognaisses, as bandas máfica são compostas por ortopiroxênio, hornblenda, biotita, granada, além de minerais secundários como clorita e epidoto. As bandas félsicas são compostas por plagioclásio, quartzo e K-feldspato no caso dos granodioritos. Os bolsões de fusão são compostos por quartzo+ feldspato  $\pm$  biotita e os trondjemitos são compostos por plagioclásio e quartzos (azuis).

As paragêneses encontradas nessas rochas foram:

- (a) plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio e biotita
- (b) plagioclásio, quartzo, hornblenda, ortopiroxênio e biotita
- (c) plagioclásio, quartzo, granada e biotita
- (d) plagioclásio, quartzo, k-feldspato, biotita, granada
- (e) plagioclásio, quartzo, k-feldspato, biotita

Clorita e epidoto podem ser encontrados como minerais de retrometamorfismo. Os acessórios mais comuns são zircão e apatita.





**Figura 13:** (a) Afloramento UY-1, com ortogneisse granodiorítico dobrado; (b) Afloramento AC-296, gnaiss tonalítico dobrado; (c) Afloramento AC-133, lageado com ocorrências de ortogneisses tonalíticos (OgT) e leucossoma localizado (D) Ortogneisse tonalítico AC-338; (E) Milonito COR-42, de composição granodiorítica; (F) Migmatito a partir de um gnaiss máfico, com bolsões de leucossoma.

## **CAPITULO 4**

### **RESULTADOS**

Os resultados obtidos nesse trabalho foram agrupados em tres artigos científicos, apresentados a seguir:

***Artigo 1:*** “MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN ZIRCONS FOR THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY”

***Artigo 2:*** “EARLY NEOPROTEROZOIC ACRETIONARY OROGENY IN THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY: GEOCHEMISTRY AND TECTONIC EVOLUTION”

***Artigo 3:*** “MAGMATISMO MAFICO POS-COLISIONAL INTERCALADO AOS ORTOGNAISSES CERRO BORI, CINTURAO DOM FELICIANO NO URUGUAI”

**ARTIGO 1**

***“MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN  
ZIRCONS FOR THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM  
FELICIANO BELT IN URUGUAY”***

*Artigo submetido para a revista Precambrian Research*

Dear Mrs. Lenz,

Your submission entitled "MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN ZIRCONS FOR THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY" has been received by Precambrian Research

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

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <http://ees.elsevier.com/precam/> as Author.

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

Elsevier Editorial System(tm) for Precambrian Research  
Manuscript Draft

Manuscript Number: PRECAM2951

Title: MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN ZIRCONS FOR THE CERRO BORI  
ORTHOgneisses, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY

Article Type: Research Paper

Keywords: Zircon U-Pb SHRIMP ages; Cerro Bori orthogneisses; Cerro Olivo Complex; Dom Feliciano Belt in Uruguay; Early Brasiliano Orogenic Cycle.

Corresponding Author: Mrs. Cristine Lenz, M.D

Corresponding Author's Institution: Federal University of Rio Grande do Sul

First Author: Cristine Lenz, Msc.

Order of Authors: Cristine Lenz, Msc.; Luis Alberto D Fernandes, Dr.; Neal J McNaughton, Dr.; Carla C Porcher, Dr.; Henrique Masquelin, Dr.

Abstract: Neoproterozoic ages of magmatic and metamorphic events were obtained from in situ SHRIMP analysis of zircons from the Cerro Bori orthogneisses, Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. Detailed textural analysis of zircons and their ages revealed a much more complex evolutionary history for these rocks than previously thought. Twelve samples were studied and revealed crystallization ages between 802 and 767 Ma, determined from the typical magmatic oscillatory zoning domains from the zircons. These magmatic domains are cut by recrystallization fronts and mantled by metamorphic rims. The recrystallization fronts and rims are interpreted to be related to a high grade metamorphic event with a maximum age of ~ 676 Ma, whereas the rims considered to be related to partial melting are  $654 \pm 3$  Ma old. The new magmatic ages demand a reinterpretation of the evolutionary history of this crustal segment, which is one of the few occurrences of the early Brasiliano Orogenic Cycle rocks in South Brazil and Uruguay. The metamorphic/partial melting event is inferred to be related to crustal thickening as a consequence of collision of the Rio de la Plata and Kalahari cratons, during the amalgamation of West Gondwana.

**MAGMATIC AND METAMORPHIC U-PB SHRIMP AGES IN  
ZIRCONS FOR THE CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM  
FELICIANO BELT IN URUGUAY**

**LENZ, C.<sup>a</sup>, FERNANDES, L.A.D.<sup>b</sup>, MCNAUGHTON, N.J.<sup>c</sup>, PORCHER, C.C.<sup>b</sup>;  
MASQUELIN, H.<sup>d</sup>.**

*a Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Email: [crislenz@yahoo.com.br](mailto:crislenz@yahoo.com.br)*

*b Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Email: [ladfernandes@gmail.com](mailto:ladfernandes@gmail.com); [carla.porcher@ufrgs.br](mailto:carla.porcher@ufrgs.br).*

*c Curtin University of Technology, Perth, Australia. Email: [n.mcnaughton@curtin.edu.au](mailto:n.mcnaughton@curtin.edu.au).*

*d Universidad de La Republica, Montevideo, Uruguay. Email: [hmasquel@fcien.edu.uy](mailto:hmasquel@fcien.edu.uy).*

**ABSTRACT**

Neoproterozoic ages of magmatic and metamorphic events were obtained from in situ SHRIMP analysis of zircons from the Cerro Bori orthogneisses, Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. Detailed textural analysis of zircons and their ages revealed a much more complex evolutionary history for these rocks than previously thought. Twelve samples were studied and revealed crystallization ages between 802 and 767 Ma, determined from the typical magmatic oscillatory zoning domains from the zircons. These magmatic domains are cut by recrystallization fronts and mantled by metamorphic rims. The recrystallization fronts and rims are interpreted to be related to a high grade metamorphic event with a maximum age of ~ 676 Ma, whereas the rims considered to be related to partial melting are  $654 \pm 3$  Ma old. The new magmatic ages demand a reinterpretation of the evolutionary history of this crustal segment, which is one of the few occurrences of the early Brasiliano Orogenic Cycle rocks in South Brazil and Uruguay. The metamorphic/partial melting event is inferred to be related to crustal thickening as a consequence of collision of the Rio de la Plata and Kalahari cratons, during the amalgamation of West Gondwana.



**Key-words:** Zircon U-Pb SHRIMP ages; Cerro Bori orthogneisses, Cerro Olivo Complex, Dom Feliciano Belt in Uruguay, Early Brasiliano Orogenic Cycle

## 1. INTRODUCTION

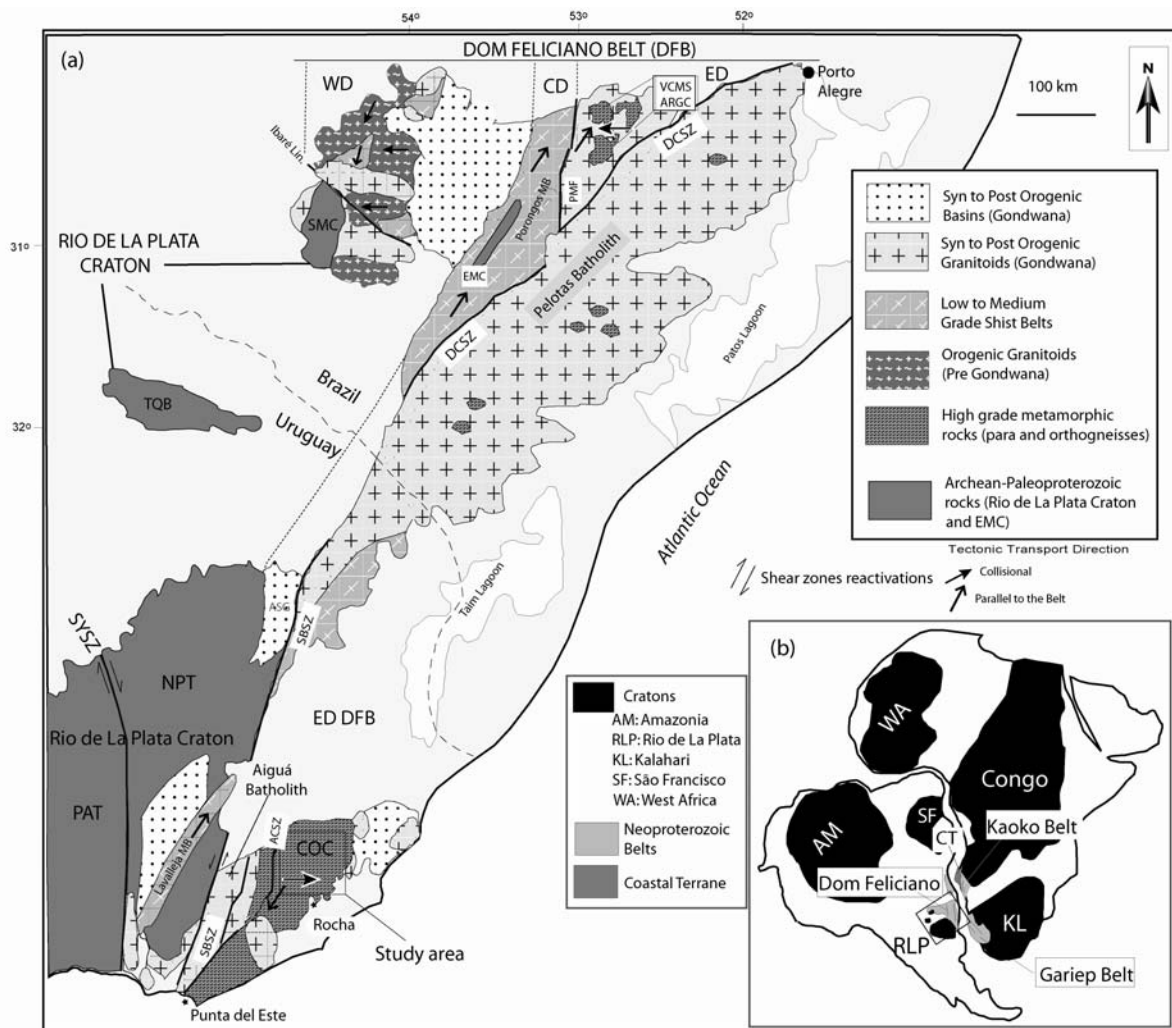
The isotopic dating of rock forming events in the lower crust is essential to understand the evolutionary history of continental crustal segments to correlate events in time, and to underpin tectonic reconstruction of the continents at different geological times. The preservation of ages for geological events in the lower crust of orogenic belts is often poor due to high temperature conditions causing recrystallization and isotopic resetting or perturbation. Few minerals, notably zircon, preserve precise information about formation and event ages during high grade metamorphism. In magmatic rocks the growth of zircons is related mainly to the availability of sufficient Zr in the system. The same occurs in metamorphic rocks of all grades, although it is in high grade metamorphic rocks and migmatites that the growth of new zircons is more effective, mainly due the increase of solubility of Zr with temperature (Watson and Harrison, 1983). As zircon crystals can form in response to several events (magmatic, metamorphic and hydrothermal), specific growth textures result from different events and their age can give important information about the evolution of its host rock and crustal fragment. Therefore, understanding zircon growth textures and the ability to determine formation ages of specific growth zones provides a powerful tool for the study of the orthogneissic protolith and high grade metamorphic events in the lower crust. In this study, we utilise textural studies and in situ geochronology techniques to determine the temporal evolution of the Cerro Bori orthogneisses.

During the Neoproterozoic, the break-up of the Rodinia Supercontinent and subsequent amalgamation of West Gondwana are registered by several events in Brazil and Africa and these events are grouped in the Brasiliano Pan-African Orogenic Cycle. In southern Brazil the Brasiliano Orogenic Cycle is divided into Brasiliano I, II and III (cf. Silva *et al.*, 2005). In this paper we will present new U-Pb SHRIMP ages to define the “Brasiliano I” crystallization ages of the Cerro Bori orthogneisses (Fig. 1a and Fig. 2). Furthermore we will present new U-Pb SHRIMP ages for the peak metamorphism, reflecting the collision between the Rio de la Plata (South America) and Kalahari cratons (Africa), related to “Brasiliano II” of Silva *et al.* (2005). The convergence

between the aforementioned cratons produced the Dom Feliciano Belt in South America (Porada, 1979, 1989; Fragoso Cesar, 1980), an extensive orogenic belt that crops out in Uruguay and southern Brazil (Fig. 1a and b). This convergence culminated with the assembly of West Gondwana and produced a large volume of granitic rocks (syn- to post-orogenic), named Pelotas and Florianópolis Batholiths, in southern Brazil (*e.g.* Soliani Jr, 1986; Philipp, 1998; Basei *et al.*, 2008) and the Aiguá Batholith, in Uruguay (Masquelin, 1990; Oyhantçabal, 2005).

The rocks from the Cerro Olivo Complex (COC) host these younger granitoids and are represented by paragneisses (Chafalote paragneisses), intrusive orthogneisses (Cerro Bori orthogneisses) and augen gneisses (Centinela and Punta del Este augen gneisses) (Masquelin & Gómez Rivas, 1998; Masquelin *et al.*, 2001; Masquelin, 2004). These rocks were affected by a high P-T metamorphic event accompanied by several deformation events (Masquelin, 2002; Gross *et al.*, 2009; Masquelin *et al.*, *submitted*).

Previously, the orthogneisses were thought to derive from Mesoproterozoic magmatic protoliths with crystallization ages of *ca.* 1000 Ma obtained by conventional U-Pb dating of zircon (Preciozzi *et al.*, 1999). However, the zircon data are highly discordant and, given the complex evolutionary history of the terrain, may not provide reliable estimates of the rock formation ages. The age of the high grade metamorphic event was partially defined, but with large analytical errors, by Sm-Nd garnet ages (in the Chafalote paragneisses) between  $655 \pm 72$  and  $596 \pm 24$  Ma (Gross, 2004).



**Figure 1:** (a) Geological map of Dom Feliciano Belt and Rio de la Plata craton in southern Brazil and Uruguay (modified from Hallinan *et al.*, 1993; Fernandes *et al.*, 1995b; Masquelin, 2002, 2004; Oyhantçabal *et al.*, 2009). (b) Location of the Dom Feliciano Belt and adjacent African Belts in the Gondwana configuration. Abbreviations: PAT: Piedra Alta Terrane; NPT: Nico Pérez Terrane; COC: Cerro Olivo Complex; TQB: Taquarembó Block; SMC: Santa Maria Chico; EMC: Encantadas Micro Continent, VCMS: Várzea do Capivarita Metamorphic Suite; ARGC: Arroio dos Ratos Gneissic Complex; WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; SYSZ: Sarandí del Yí Shear Zone; SBSZ: Sierra Ballena Shear Zone; ACSZ: Alferez-Cordillera Shear Zone; DCSZ: Dorsal do Canguçu Shear Zone; PMF: Passo do Marinheiro Fault.

In this paper we present new U-Pb ages from individual zircons from twelve samples from the Cerro Bori orthogneisses for their magmatic formation and for the

high grade metamorphic peak and post peak partial melting. The isotopic ages are correlated with zircon textures, from detailed cathodoluminescence imaging of analysed grains, to construct a temporal framework for the evolution of the Cerro Bori orthogneisses.

## 2. GEOLOGICAL SETTING

In Uruguay, the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt (ED-DFB) (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995b) (Fig. 1) is represented mainly by the Cerro Olivo Complex (Chafalote paragneisses, Cerro Bori orthogneisses, Centinela and Punta del Este augen gneisses), a large volume of syn- to post-orogenic granites (Aigua Batholith), dacitic and rhyolitic rocks (Cerro Aguirre and Sierra de Rios Formation), serpentinites and amphibolites (Paso del Dragon Unit) and low grade supracrustal rocks (Rocha Group) (Bossi *et al.*, 1967; Ramos, 1988; Campal e Gancio, 1993; Masquelin, 2002; Bossi and Gaucher, 2004; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Sanchez-Bettuti *et al.*, 2010; Masquelin *et al.*, *submitted*). Different nomenclatures have been used for the ED-DFB in Uruguay. The Cerro Olivo Complex association of rocks was named by some authors as the Punta del Este Terrane (*e.g.* Masquelin, 2002; Preciozzi *et al.*, 1999a; Oyhantçabal *et al.*, 2009). The term “Punta del Este Terrane” was also used with the same meaning of the ED-DFB in Uruguay (*e.g.* Basei *et al.*, 2005; Silva *et al.*, 2005). On the other hand, the ED-DFB was also named the Cuchilla Dionísio Terrane (Bossi and Gaucher, 2004; Gaucher *et al.*, 2004; Gaucher *et al.*, 2008), but been interpreted as an allochthonous block accreted to the Rio de la Plata craton during Cambrian times.

Beyond the ED-DFB, most of the rocks in Uruguay are related to the Rio de la Plata craton (Almeida *et al.*, 1973; Hasui *et al.*, 1975; Fragoso-Cesar, 1980; Dalla Salda *et al.*, 1988; Hartmann *et al.*, 2001), represented by the Paleoproterozoic rocks from the Piedra Alta Terrane and Paleoproterozoic to Archean rocks from the Nico Perez Terrane (Fig. 1). In the Nico Perez Terrane a sequence of low to medium grade supracrustal rocks named the Lavallega Complex is correlated with the Porongos and Brusque Complex to the north (Rio Grande do Sul and Santa Catarina States, southern Brazil) (Basei *et al.*, 2008). These two terranes are divided by the NNW-trending Sarandi del Yi-Piriápolis mega shear zone (Bossi and Campal, 1992) and the contact of these cratonic rocks with the ED-DFB is marked by the transcurrent NNE-trending strike slip Sierra Ballena shear zone (Gomez Rifas, 1995; Oyhantçabal *et al.*, 2009).

The differences between rocks from the Nico Perez Terrane and the ED-DFB and the interpreted Mesoproterozoic age for the orthogneisses from the Cerro Olivo Complex led some authors to interpret the latter as an allochthonous terrane, related to “African” origins (Bossi and Gaucher, 2004; Gaucher *et al.*, 2008) which was accreted to the Rio de la Plata during the Cambrian.

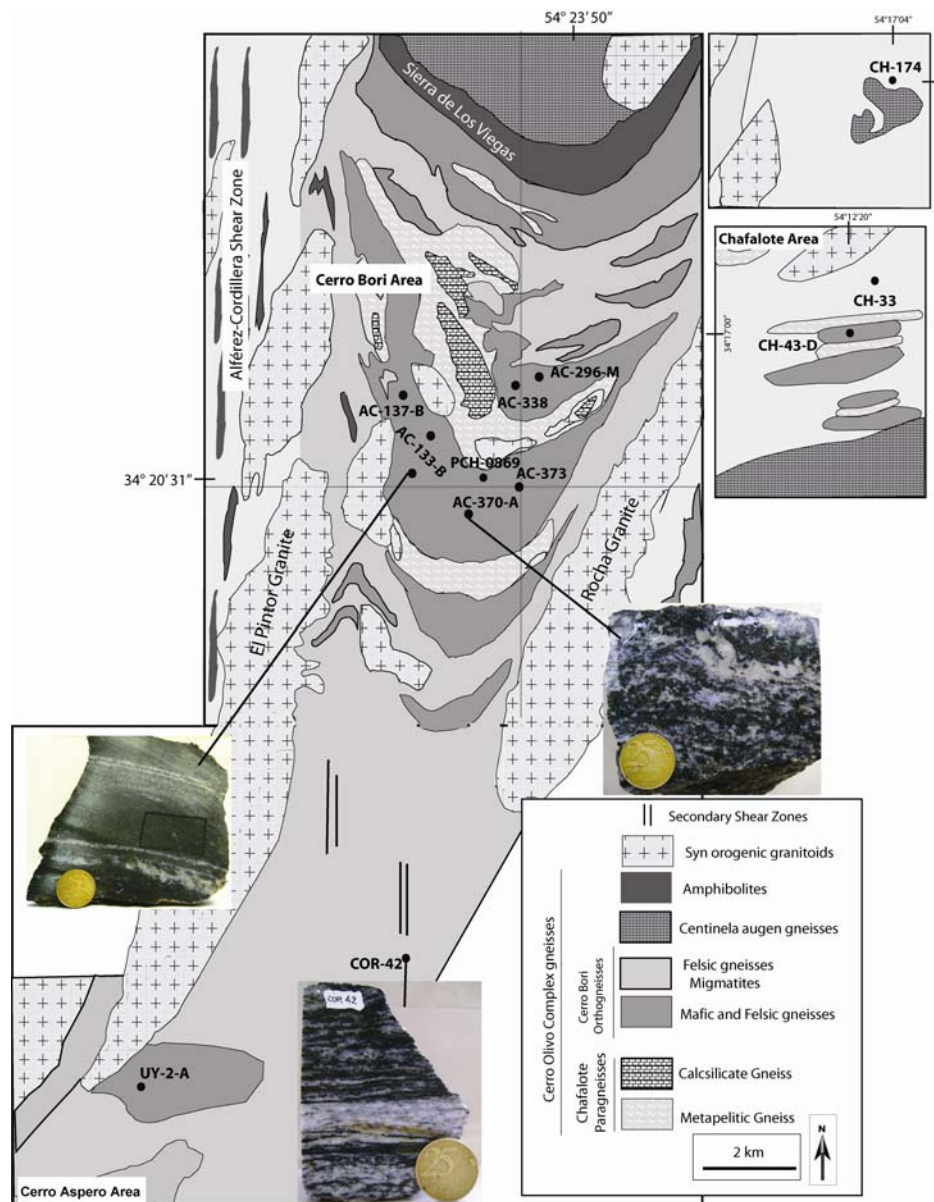
The Cerro Olivo Complex occurs in the south-eastern part of the ED-DFB and its rocks register four metamorphic events (M1, M2, M3, M4) and two main deformational events (D1, D2). The D1 event generated a gneissic banding with E-W orientation. During the D2 event flat-lying and transcurrent shear zones were developed, with a NE-SW trend (Masquelin, 2002; Oyhantçabal, 2005; Gross *et al.*, 2009). The metamorphic P-T path was determined in the Chafalote paragneisses, by using petrography (Masquelin, 2002) and thermobarometry (Gross *et al.*, 2009). The peak metamorphism (M2) of the area was calculated at 7-10 kbars and 830-950 °C, followed by a decompression stage (M3) at 4.8-5.5 kbars and 788-830 °C and a later exhumation M4 event (Gross *et al.*, 2009).

The first age determinations in the COC were based on conventional U-Pb dating of zircon (Preciozzi *et al.*, 1999). Two morphologic groups of zircon types were separated from three orthogneiss samples: one was prismatic and the other rounded fractured and with inclusions. The imprecise ages obtained for the two groups were similar, at *ca.* 1000 Ma. However the data are highly discordant and scattered (i.e. MSWD: 1687). Bossi *et al.* (2001) determined an U-Pb zircon age (by SHRIMP) of  $762 \pm 8$  Ma for the migmatites from Cerro Olivo Complex, with an older component of  $2058 \pm 10$  Ma in the same sample. These authors interpreted the Cerro Olivo gneiss-migmatites as a Transamazonian nucleus rejuvenated during the Neoproterozoic.

The high grade metamorphic event which affected the rocks was dated with the Sm-Nd method (garnet-whole rock isochrons) in samples of the Chafalote paragneisses (Gross, 2004). The ages obtained varied from 656 to 596 Ma. Preciozzi *et al.* (2001) obtained K-Ar ages between 656-515 Ma in biotites from gneissic rocks of the Cerro Olivo orthogneisses, and U-Pb ages in zircon between  $510 \pm 135$  and  $546 \pm 69$  Ma for the leucosomes of Cerro Olivo migmatites. Available data of Sm-Nd  $T_{DM}$  ages of the Cerro Olivo gneiss-migmatite rocks range from 2.4 to 1.5 Ga and  $\epsilon Nd(0)$  range between -13 to -14.3 (Preciozzi *et al.*, 2001; Gross *et al.*, 2009).

### 3. LOCAL GEOLOGY

The Cerro Olivo Complex (Fig. 2) contains orthogneisses as the most conspicuous units. The orthogneisses are divided into two main units: (i) the Cerro Bori orthogneisses, and (ii) the Centinela augen gneisses. The present study was focused in the Cerro Bori orthogneisses (see Table 1) mostly from the Cerro Bori Area (Fig. 2). Smaller occurrences of Cerro Bori orthogneisses were studied at the Chafalote and Cerro Aspero area. The Cerro Bori area is limited by the Rocha granite (east) and the El Pintor Granite (west). The El Pintor granite was emplaced in the Alférez-Cordillera shear zone, a transcurrent NE-SW to N-S shear zone that crosscut the Cerro Olivo Complex rocks generating several filonites and mylonites in the area (e.g. COR-42).



**Figure 2:** Detailed geological map of the main outcrops of the Cerro Olivo Complex rocks with the location of the studied samples. Geological map modified from Masquelin (2002).

The Cerro Bori orthogneisses are composed mostly by tonalitic/granodioritic gneisses and minor mafic granulites and mafic gneisses. The tonalitic/granodioritic gneisses (AC-137-B, CH-174, AC-338) have an irregular, discontinuous and millimetric to centrimetric layering, with alternating mafic and felsic layers. The mineral assemblage is mostly plagioclase, quartz, biotite and minor feldspar, garnet and orthopyroxene. Secondary and accessory minerals are mostly chlorite, epidote and zircon. Leucosome areas are commonly found in the tonalitic/granodioritic gneisses.

The mafic rocks occur mostly as tabular or lens-shaped *boudins* in the tonalitic/granodioritic gneisses (*e.g.* AC-133-B) (see macroscopic picture in Fig. 2). They can occur as well as xenoliths in the syn orogenic granites (*e.g.* CH-33-A) or in the Chafalote paragneisses. Mafic granulites occur mainly as granofels with a small grain size whereas the mafic gneiss shows a macroscopic mineral orientation and layering. In some mafic granulites can be visualized small areas of leucosome.

Three types of mafic granulites are recognized, (1) the dark colour, medium grain-size garnet-orthopyroxene-clinopyroxene mafic granulites, (2) the dark colour and fine-grain orthopyroxene-clinopyroxene mafic granulites and (3) a biotite rich, fine grain mafic granulite.

The garnet-orthopyroxene-clinopyroxene mafic granulites occur with medium grained texture and medium sized porphyroblasts of orthopyroxene and small porphyroblasts of clinopyroxene and garnet within a matrix of plagioclase and less quartz. The mineral assemblage is garnet - orthopyroxene – clinopyroxene – plagioclase – quartz  $\pm$  biotite  $\pm$  ilmenite.

The orthopyroxene-clinopyroxene mafic granulites occur with a fine grained texture and polygonal granoblastic texture. The mineral assemblage is orthopyroxene – clinopyroxene – plagioclase – quartz  $\pm$  biotite. Orthopyroxene is more abundant than clinopyroxene and biotite is rare in these mafic rocks. Ilmenite is a common accessory mineral.

The biotite rich mafic granulites are rare and by now found only in the Chafalote area (CH-33 and CH-43-D). The mafic granulites are granofels and have a fine grain size. Two mineral assemblages were found, but both are very rich in biotite, sample

CH-43-D has biotite + amphibole (probably a pargasite) + plagioclase + rare quartz. Sample CH-33 has abundant biotite with orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclase and quartz. Both have rutile and zircons as accessories, although in sample CH-43-D the zircons are very small and only xenocrysts and secondary zircons could be analysed (see discussion later).

**Table 1:** Rock classification, metamorphic assemblage and location of the studied samples

Sample Name	Rock Classification	Metamorphic Assemblage	Location/Coordinates
AC-133-B	Mafic Granulite	Opx+Cpx+Hb+Bt+Pl+Qtz	Cerro Bori 54°25'39''W/34°20'14''S
AC296-M	Mafic Granulite	Opx+Bt+Pl+Qtz	Cerro Bori 54°23'51''W/34°18'53''S
AC-373-B	Mafic Granulite	Opx+Cpx+Grt+Bt+Pl+Qtz	Cerro Bori 54°23'50''W/34°20'31''S
PCH-0869	Mafic Granulite	Opx+Bt+Pl+Qtz	Cerro Bori 54°24'17''/34°20'21''S
CH-33-A	Mafic Granulite	Bt+Opx+Cpx+Hb+Pl+Qtz	Chafalote 54°11'16''/34°17'00''S
CH-43-D	Mafic Granulite	Bt+Amp+Pl+Qtz	Chafalote 54°12'20''/34°17'00''S
UY-2-A	Mafic Gneiss	Opx+Cpx+Bt+Pl+Qtz	Cerro Aspero 54°32'08''W/34°17'44''S
AC-137-B	Felsic Gneiss	Pl+Bt+Qtz (±Opx)	Cerro Bori 54°25'9''W/34°19'34''S
AC-338-A	Felsic Gneiss	Grt+Bt+Pl+Qtz	Cerro Bori 54°23'55''W/34°18'59''S
CH-174	Felsic Gneiss	Pl+Kfs+Qtz+Chl+Ep	Chafalote 54°17'4''W/34°14'35''S
COR-42	Felsic Mylonite	Pl+Qtz+Kfs+Grt+Bt	Cerro Bori/Cerro Aspero 54°24'58''W/34°24'44''S
AC-370-A	Felsic Migmatite	Grt+Bt+Pl+Qtz	Cerro Bori 54°24'33''W/34°24'05''S

#### 4. U-Pb SHRIMP METHODOLOGY

Fresh rocks were collected in the field. They were crushed in a jaw crusher and milled in a ring mill. Zircons were concentrated first with panning, then with heavy liquid (diiodomethane) and a magnetic separator, followed by hand-picking under a binocular microscope. Zircon grains were mounted in epoxy resin together with isotopic standards, and then polished down to expose the central portions of the grains. Cathodoluminescence and Secondary Electron images of all grains were taken with a Philips XL30, at Curtin University of Technology. The epoxy mounts were then cleaned and gold coated for analysis using SHRIMP II, at Curtin University of Technology.



The analytical procedures are based on Compston *et al.*, (1992) and Smith *et al.*, (1988). The zircon standard used was BR266 (Pb/U age of 559 Ma, 903 ppm U). The spot size used during all the sessions was around 20  $\mu\text{m}$  and the primary  $\text{O}_2^-$  beam around 1.8 nA. Squid and Isoplot software (Ludwig, 2003), were used for data reduction and plotting. Results with more than 10% discordance or not within  $2\alpha$  error of concordance, or more than 0.65 %  $^{206}\text{Pb}$  as common lead are presented but not used in the age calculations. The  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age is used for age calculations, unless otherwise stated. Data are presented in Tables 2-13 and summarized in Table 14 and relevant Concordia plots are presented in Figure 3.

**Table 2:** SHRIMP data for zircons from sample AC-133-B.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
<b>Sample AC-133-B (Mount 09-02D)</b>										
<b>Xenocrysts</b>										
9-3	214	94	0.45	0.11	0.0837±0.0007	2.50±0.034	0.2166±0.002	1264 ± 12	1285 ± 16	98
1-2	142	95	0.69	0.19	0.0825±0.0009	2.45±0.040	0.2155±0.002	1258 ± 13	1256 ± 23	100
1-1#	141	107	0.79	0.30	0.0812±0.0013	2.20±0.053	0.1968±0.003	1158 ± 18	1227 ± 34	94
14-2	161	99	0.64	0.30	0.0835±0.0014	2.29±0.048	0.1988±0.002	1168 ± 12	1281 ± 34	91
<b>Magmatic Domains</b>										
18-1	144	54	0.39	0.40	0.0689±0.0083	1.27±0.047	0.1333±0.003	<b>807 ± 9</b>	894 ± 73	90
8-1#	283	202	0.74	-0.14	0.0658±0.0024	1.20±0.025	0.1326±0.002	<b>802 ± 12</b>	801 ± 29	100
19-2	165	83	0.52	0.20	0.0657±0.0009	1.19±0.025	0.1309±0.002	<b>793 ± 8</b>	798 ± 37	99
26-1	146	53	0.38	0.01	0.0654±0.0009	1.17±0.022	0.1298±0.001	<b>787 ± 8</b>	788 ± 31	100
4-1#	249	139	0.58	0.08	0.0647±0.0012	1.15±0.025	0.1289±0.001	<b>782 ± 11</b>	766 ± 31	102
19-1	185	82	0.46	0.20	0.0652±0.0008	1.16±0.025	0.1286±0.002	780 ± 8	781 ± 39	100
24-1	690	243	0.36	0.03	0.0633±0.0009	1.12±0.018	0.1279±0.001	776 ± 6	720 ± 29	108
23-1	224	70	0.32	0.06	0.0661±0.0043	1.16±0.021	0.1277±0.001	774 ± 8	808 ± 30	96
25-1	264	138	0.54	0.19	0.0644±0.0006	1.13±0.016	0.1268±0.001	769 ± 7	754 ± 22	102
3-3	327	112	0.35	0.19	0.0633±0.0010	1.10±0.021	0.1262±0.001	766 ± 7	718 ± 34	107
28-2	652	400	0.63	0.28	0.0657±0.0008	1.14±0.039	0.1254±0.001	769 ± 6	797 ± 26	96
2-1#	136	57	0.43	0.13	0.0662±0.0019	1.14±0.039	0.1251±0.002	760 ± 13	813 ± 60	94
7-1#	142	39	0.28	0.21	0.0650±0.0012	1.11±0.028	0.1242±0.002	755 ± 12	773 ± 40	98
7-2#	157	47	0.31	0.58	0.0640±0.0019	1.08±0.038	0.1226±0.002	746 ± 12	743 ± 64	100
28-1	436	121	0.29	0.52	0.0644±0.0014	1.06±0.027	0.1199±0.001	729 ± 7	755 ± 49	97
3-2#	214	121	0.58	-0.04	0.0648±0.0013	1.07±0.031	0.1196±0.003	728 ± 14	768 ± 42	95
4-2#	257	153	0.61	0.21	0.0623±0.0007	1.02±0.016	0.1186±0.001	722 ± 6	683 ± 27	106

<b>Rims</b>										
3-1#	163	79	0.50	0.63	0.0575±0.0019	0.86±0.033	0.1080±0.002	661 ± 10	512 ± 75	129
9-1#	1382	162	0.12	0.12	0.0634±0.0005	0.94±0.016	0.1077±0.002	659 ± 9	723 ± 17	91
21-1	360	3	0.01	0.76	0.0611±0.0013	0.90±0.022	0.1065±0.001	652 ± 6	642 ± 48	102
27-1	230	85	0.38	0.26	0.0620±0.0010	0.90±0.018	0.1052±0.001	645 ± 6	675 ± 36	96
<b>Discordant</b>										
9-2#@	134	70	0.54	2.92	0.0783±0.0060	1.76±0.100	0.1629±0.003	973 ± 17	1154 ± 211	84
5-3	133	83	0.65	0.52	0.0713±0.0016	1.36±0.036	0.1387±0.002	837 ± 8	965 ± 49	87
5-1#	164	107	0.68	0.41	0.0752±0.0011	1.52±0.034	0.1469±0.002	883 ± 14	1073 ± 30	82
6-1#	162	108	0.69	0.83	0.0784±0.0025	1.81±0.065	0.1671±0.003	996 ± 15	1157 ± 64	86
6-2@	169	83	0.51	1.17	0.0669±0.0041	1.17±0.070	0.1270±0.001	770 ± 8	835 ± 134	92
10-1#	215	151	0.73	0.19	0.0645±0.0009	0.94±0.021	0.1059±0.002	649 ± 9	757 ± 32	86
16-1	186	69	0.38	0.41	0.0580±0.0008	0.82±0.015	0.1029±0.001	631 ± 6	530 ± 32	119
20-1	263	171	0.67	0.45	0.0627±0.0007	1.16±0.017	0.1341±0.001	811 ± 7	700 ± 24	116
27-2	171	75	0.45	0.99	0.0703±0.0023	1.20±0.043	0.1235±0.002	750 ± 9	936 ± 70	80
17-1	70	23	0.34	2.22	0.0638±0.0052	1.07±0.091	0.1220±0.002	742 ± 11	734 ± 176	101
11-1#@	53	25	0.49	2.69	0.0534±0.0075	0.83±0.119	0.1126±0.002	688 ± 14	345 ± 320	199

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: unmarked 1.56% ( $2\sigma$ , n = 8); #2.77% (n=22); @ Analyses with  $\geq 1.0\%$  f206 are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 3:** SHRIMP data for zircons from sample AC-296-M.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample AC-296-M (Mount 09-02B)</b>										
<b>Xenocrysts</b>										
4-1	1069	58	0.06	0.11	0.0940±0.0012	3.21±0.045	0.2480±0.0016	1428 ± 8	1508 ± 23	133
11-1	2542	2261	0.92	0.07	0.0649±0.0003	1.21±0.009	0.1354±0.008	818 ± 4	772 ± 10	106
<b>Magmatic Domains</b>										
19-1	234	90	0.40	0.13	0.0654±0.0009	1.21±0.021	0.1338±0.0014	<b>809 ± 8</b>	788 ± 30	103
15-1	90	40	0.46	0.81	0.0600±0.0034	1.10±0.063	0.1324±0.0019	<b>801 ± 10</b>	604 ± 121	133
21-1	179	114	0.65	0.28	0.0641±0.0011	1.17±0.023	0.1323±0.0014	<b>801 ± 8</b>	746 ± 37	107
12-1	433	291	0.69	0.00	0.0639±0.0007	1.17±0.015	0.1323±0.0010	<b>801 ± 6</b>	739 ± 23	108
6-1	142	53	0.38	0.13	0.0666±0.0018	1.20±0.035	0.1308±0.0015	<b>792 ± 8</b>	824 ± 57	96
23-1	297	165	0.57	0.09	0.0641±0.0009	1.15±0.018	0.1296±0.0012	785 ± 6	746 ± 29	105
3-1	177	62	0.37	-0.10	0.0668±0.0011	1.19±0.023	0.1295±0.0014	785 ± 8	832 ± 35	94
5-1	630	339	0.56	0.02	0.0653±0.0006	1.15±0.012	0.1279±0.009	776 ± 5	784 ± 18	99
8-1	203	105	0.53	0.30	0.0645±0.0018	1.12±0.034	0.1263±0.0013	766 ± 7	760 ± 60	101
20-1	346	155	0.46	-0.04	0.0649±0.0007	1.13±0.016	0.1261±0.0012	765 ± 6	773 ± 24	99
17-1	190	82	0.44	-0.17	0.0667±0.0016	1.14±0.030	0.1237±0.0013	752 ± 7	828 ± 51	91
22-1	159	60	0.39	0.41	0.0609±0.0027	0.99±0.045	0.1181±0.0014	719 ± 8	635 ± 95	113
1-1	270	150	0.57	0.37	0.0611±0.0014	0.99±0.025	0.1174±0.0011	715 ± 6	644 ± 50	111
16-1	302	105	0.36	-0.10	0.0635±0.0009	0.99±0.016	0.1126±0.0010	687 ± 6	726 ± 29	95
9-1	130	43	0.34	0.52	0.0604±0.0020	0.92±0.033	0.1100±0.0015	672 ± 9	617 ± 72	109
<b>Rims</b>										
11-2	1242 (D4)	23	0.02	0.23	0.0601±0.0006	0.88±0.011	0.1059±0.0007	649 ± 4	606 ± 23	107
<b>Discordant</b>										
13-1	140	64	0.47	0.00	0.1395±0.0020	6.67±0.123	0.3470±0.0042	1920 ± 20	2221 ± 24	86

7-1	79	35	0.46	0.22	0.0619±0.0020	1.15±0.041	0.1351±0.0020	816 ± 11	670 ± 69	122
18-1	109	47	0.45	-0.39	0.0699±0.0022	1.24±0.043	0.1287±0.0017	780 ± 9	924 ± 66	84
4-2	145	40	0.28	-0.13	0.0687±0.0013	1.21±0.026	0.1272±0.0014	772 ± 8	891 ± 39	87
13-2@	303	65	0.22	2.13	0.0641±0.0035	1.10±0.061	0.1244±0.0012	756 ± 7	746 ± 117	101
14-1@	136	42	0.32	1.19	0.0652±0.0035	1.20±0.066	0.1330±0.0018	805 ± 10	780 ± 113	103
12-2@	238	100	0.44	1.78	0.0619±0.0031	1.13±0.058	0.1323±0.0014	801 ± 7	670 ± 108	120

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: 1.03% ( $2\sigma$ , n = 14); @ Analyses with  $\geq 1.0\%$  f206 are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 4:** SHRIMP data for zircons from sample AC-373-B.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
<b>Sample AC-373-B (Mount 07-37E)</b>										
<b>Xenocrysts</b>										
19-3#	527	229	0.45	0.07	0.0665±0.0006	1.35±0.02	0.1474±0.0017	886 ± 9	822 ± 20	108
<b>Magmatic Domains</b>										
19-2	230	72	0.32	-0.04	0.0638±0.0018	1.17±0.03	0.1328±0.0012	<b>804 ± 6</b>	734 ± 60	110
4-2#	348	126	0.38	0.09	0.0637±0.0006	1.17±0.02	0.1328±0.0015	<b>803 ± 8</b>	733 ± 21	110
13-2#	237	136	0.59	0.03	0.0662±0.0007	1.21±0.02	0.1323±0.0016	<b>801 ± 9</b>	811 ± 21	99
13-1	295	179	0.62	0.13	0.0637±0.0009	1.15±0.02	0.1316±0.0011	<b>797 ± 6</b>	730 ± 30	109
19-4#	449	179	0.41	0.13	0.0651±0.0006	1.17±0.02	0.1299±0.0015	<b>787 ± 8</b>	777 ± 20	101
4-2	486	202	0.43	0.02	0.0650±0.0005	1.16±0.01	0.1297±0.0009	<b>786 ± 5</b>	774 ± 16	102
12-1	465	205	0.45	0.14	0.0642±0.0006	1.13±0.01	0.1279±0.0009	776 ± 5	749 ± 20	104
11-1	316	166	0.54	0.11	0.0645±0.0008	1.13±0.02	0.1265±0.0017	768 ± 9	760 ± 26	101
14-1	541	230	0.44	0.11	0.0646±0.0004	1.12±0.01	0.1255±0.0009	762 ± 5	761 ± 14	100
18-1	325	126	0.40	0.19	0.0642±0.0010	1.09±0.02	0.1226±0.0010	745 ± 6	749 ± 32	99
2-2	330	112	0.35	0.23	0.0625±0.0025	1.05±0.04	0.1215±0.0010	739 ± 6	693 ± 86	107
19-1	252	89	0.37	0.12	0.0644±0.0008	1.07±0.02	0.1211±0.0011	737 ± 6	754 ± 26	98
4-1	141	60	0.44	0.07	0.0623±0.0016	1.04±0.03	0.1210±0.0012	736 ± 7	686 ± 53	107
8-1	237	75	0.33	0.22	0.0665±0.0015	1.09±0.03	0.1192±0.0010	726 ± 6	821 ± 49	88
24-1	683	174	0.26	0.23	0.0641±0.0006	1.05±0.01	0.1190±0.0008	724 ± 5	744 ± 20	97
22-1	95	40	0.43	0.13	0.0641±0.0015	1.05±0.03	0.1189±0.0014	724 ± 8	746 ± 48	97
<b>Mixture textures (intensely blurred oscillatory zoning domains)</b>										
6-1	103	67	0.68	0.09	0.0666±0.0013	1.12±0.02	0.1217±0.0013	740 ± 7	825 ± 39	90
10-2#	127	55	0.45	0.41	0.0611±0.0014	0.96±0.03	0.1137±0.0015	694 ± 8	641 ± 49	108

7-2#	2386	76	0.03	0.09	0.0613±0.0003	0.95±0.01	0.1122±0.0012	686± 7	648 ± 9	106
5-1	520	292	0.58	0.20	0.0615±0.0009	0.91±0.01	0.1068±0.0008	654 ± 4	656 ± 30	100
7-1	2380	69	0.03	0.03	0.0609±0.0002	0.83±0.01	0.0989±0.0006	607 ± 3	635 ± 8	96
3-2#	216	111	0.53	0.15	0.0609±0.0010	0.89±0.02	0.1055±0.0013	646 ± 7	636 ± 35	102
3-1	180	118	0.68	0.18	0.0610±0.0012	0.87±0.02	0.1031±0.0009	632 ± 5	639 ± 42	99
<b>Rims</b>										
2-1	44	6	0.15	0.64	0.0622±0.0067	0.93±0.10	0.1088±0.0019	666 ± 11	681 ± 230	98
15-1	61	3	0.05	-0.02	0.0650±0.0030	0.95±0.05	0.1063±0.0014	651 ± 8	775 ± 99	84
9-3#	732	20	0.03	0.02	0.0615±0.0004	0.89±0.01	0.1055±0.0012	646 ± 7	655 ± 14	99
9-1	1270	28	0.02	0.05	0.0597±0.0007	0.86±0.01	0.1044±0.0007	640 ± 4	594 ± 24	108
10-1	383	181	0.49	0.20	0.0595±0.0008	0.84±0.01	0.1028±0.0008	631 ± 4	586 ± 30	108
<b>Discordant</b>										
16-1	238	92	0.40	0.09	0.0669±0.0008	1.09±0.02	0.1182±0.0010	720 ± 6	835 ± 25	86
17-1	207	71	0.36	0.23	0.0637±0.0012	1.19±0.03	0.1357±0.0013	820 ± 7	732 ± 41	112
9-4#	161	77	0.50	0.19	0.0631±0.0009	1.15±0.02	0.1321±0.0017	800 ± 9	711 ± 29	112
1-1@	441	159	0.37	1.06	0.0654±0.0025	1.10±0.04	0.1217±0.0010	740 ± 5	787 ± 80	94

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: unmarked 1.23% ( $2\sigma$ ,  $n = 9$ ); # 2.11% ( $n = 9$ ). @ Analyses with  $\geq 1.0\%$  f206 are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 5:** SHRIMP data for zircons from sample PCH-0869.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
<b>Sample PCH-0869 (Mount 07-37C)</b>										
<b>Magmatic Domains</b>										
10-2	369	109	0.31	0.41	0.0650±0.0012	1.18±0.03	0.1320±0.0014	<b>799 ± 8</b>	774 ± 39	103
10-1	647	401	0.64	0.01	0.0657±0.0004	1.19±0.01	0.1313±0.0014	<b>795 ± 8</b>	798 ± 13	100
14-1	387	204	0.54	0.22	0.0633±0.0008	1.13±0.02	0.1297±0.0014	<b>786 ± 8</b>	719 ± 28	109
19-2###	778	345	0.46	0.10	0.0650±0.0004	1.16±0.01	0.1297±0.0010	<b>786 ± 6</b>	775 ± 13	101
2-2	178	73	0.42	0.19	0.0642±0.0010	1.14±0.02	0.1293±0.0015	<b>783 ± 8</b>	748 ± 32	105
14-2	377	197	0.54	0.04	0.0641±0.0006	1.14±0.02	0.1287±0.0014	<b>780 ± 8</b>	744 ± 20	105
3-5###	990	604	0.63	0.03	0.0647±0.0006	1.14±0.01	0.1274±0.0010	773 ± 6	765 ± 12	101
6-2	646	349	0.56	0.04	0.0654±0.0006	1.15±0.01	0.1271±0.0013	771 ± 7	788 ± 14	98
16-1	445	241	0.56	-0.06	0.0665±0.0005	1.16±0.01	0.1267±0.0014	769 ± 8	821 ± 15	94
17-3	254	141	0.58	0.35	0.0639±0.0015	1.12±0.03	0.1266±0.0015	768 ± 8	739 ± 48	104
4-2	2506	864	0.36	0.03	0.0646±0.0002	1.13±0.01	0.1263±0.0013	766 ± 7	762 ± 7	101
16-2	351	48	0.14	0.19	0.0659±0.0008	1.14±0.02	0.1257±0.0014	763 ± 8	805 ± 26	95
4-3	838	306	0.38	0.29	0.0640±0.0006	1.10±0.02	0.1252±0.0013	760 ± 7	741 ± 19	103
1-2	349	102	0.30	0.12	0.0640±0.0007	1.10±0.02	0.1244±0.0013	756 ± 7	743 ± 24	102
7-2	260	161	0.64	0.08	0.0646±0.0008	1.10±0.02	0.1240±0.0014	753 ± 8	761 ± 25	99
6-1#	604	251	0.43	0.21	0.0642±0.0006	1.08±0.01	0.1224±0.0009	744 ± 5	749 ± 21	99
21-1###	480	300	0.65	0.56	0.0651±0.0009	1.10±0.02	0.1223±0.0010	744 ± 6	778 ± 29	96
11-1	480	217	0.47	0.10	0.0650±0.0006	1.09±0.02	0.1217±0.0013	740 ± 7	773 ± 20	96
19-1###	433	217	0.52	0.24	0.0641±0.0007	1.07±0.01	0.1215±0.0010	739 ± 6	746 ± 22	99
8-1#	886	212	0.25	0.10	0.0642±0.0006	1.07±0.01	0.1215±0.0008	739 ± 5	748 ± 21	99
12-1	355	91	0.27	0.36	0.0648±0.0018	1.08±0.03	0.1214±0.0017	738 ± 9	768 ± 57	96
5-1#	510	244	0.50	0.21	0.0645±0.0007	1.07±0.01	0.1209±0.0009	736 ± 5	757 ± 22	97



11-2	448	236	0.54	0.15	0.0639±0.0008	1.04±0.02	0.1181±0.0013	719 ± 7	738 ± 27	98
22-1##	194	107	0.57	0.21	0.0642±0.0010	1.03±0.02	0.1161±0.0011	708 ± 7	747 ± 34	95
1-3	422	96	0.24	0.07	0.0643±0.0008	1.03±0.02	0.1161±0.0013	708± 7	751 ± 25	94
20-1##	335	58	0.18	0.24	0.0644±0.0010	1.02±0.02	0.1153±0.0010	703 ± 6	753 ± 32	93
13-1	216	96	0.46	0.24	0.0635±0.0011	1.01±0.02	0.1150±0.0014	702 ± 8	725 ± 38	97
22-1##	275	163	0.61	0.25	0.0626±0.0011	0.99±0.02	0.1143±0.0010	697 ± 6	693 ± 37	101
2-1#	203	103	0.52	0.66	0.0608±0.0020	0.94±0.03	0.1126±0.0010	687 ± 6	631 ± 71	109
7-1#	276	127	0.47	0.38	0.0614±0.0015	0.95±0.03	0.1122±0.0009	685 ± 5	653 ± 54	105
<b>Mixture Textures (intensely metamictized)</b>										
3-3	62	31	0.53	0.58	0.0617±0.0075	1.02±0.12	0.1196±0.0023	728 ± 13	663 ± 259	110
3-2	134	73	0.56	0.34	0.0641±0.0020	0.99±0.03	0.1114±0.0017	681 ± 9	746 ± 66	91
<b>Rims</b>										
2-3	211	54	0.26	0.87	0.0625±0.0019	0.93±0.03	0.1085±0.0013	664 ± 7	691 ± 65	96
5-2	539	20	0.04	0.18	0.0608±0.0006	0.89±0.01	0.1064±0.0011	652 ± 6	632 ± 21	103
17-1	58	28	0.51	0.48	0.0628±0.0021	0.91±0.03	0.1054±0.0016	646 ± 9	701 ± 71	92
15-1	1375	21	0.02	0.03	0.0614±0.0003	0.87±0.01	0.1023±0.0010	628 ± 6	655 ± 12	96
<b>Discordant</b>										
1-1#	301	81	0.28	0.32	0.0599±0.0010	0.94±0.02	0.1140±0.0010	696 ± 5	598 ± 37	116
2-3B	177	47	0.27	0.44	0.0627±0.0013	0.87±0.02	0.1009±0.0012	620 ± 7	698 ± 44	89
2-4	327	54	0.17	0.23	0.0602±0.0011	0.93±0.02	0.1115±0.0013	681 ± 7	611 ± 39	112
3-1#@	153	83	0.56	1.22	0.0563±0.0053	0.66±0.06	0.0849±0.0016	525 ± 9	465 ± 210	113
3-4##@	31	17	0.54	3.07	0.0519±0.0153	0.74±0.23	0.1031±0.0112	633 ± 65	282 ± 673	225
4-1#	2270	715	0.33	0.03	0.0645±0.0003	1.24±0.01	0.1390±0.0010	839 ± 5	759 ± 10	111
9-1#	169	48	0.29	0.75	0.0587±0.0021	0.98±0.04	0.1207±0.0011	734 ± 6	554 ± 79	132

f<sub>206</sub> (%) is the % of <sup>206</sup>Pb attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with ≥ 10 % discordance or where the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages do not overlap within 2σ analytical error. All errors presented in the table are ± 1σ. Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: unmarked 1.96% (2σ, n = 12); # 1.23% (n = 9); ## 1.45% (n = 11); @ Analyses with ≥ 1.0 % are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 6:** SHRIMP data for zircons from sample CH-33-A.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample CH-33-A (Mount 09-04A)</b>										
8-1	2168	2277	1.09	0.26	0.0658±0.0004	1.21±0.0204	0.1332±1.6	806 ± 12	800 ± 13	101
2-1	2441	2678	1.13	0.01	0.0656±0.00027	1.16±0.019	0.1287±1.6	<b>780 ± 11</b>	794 ± 9	98
12-1	536	217	0.42	0.33	0.0636±0.00085	1.13±0.0239	0.1286±1.7	<b>779 ± 12</b>	729 ± 28	107
4-1	1779	2024	1.18	0.02	0.0652±0.00025	1.15±0.019	0.1284±1.6	<b>779 ± 11</b>	780 ± 8	100
6-1	665	432	0.67	0.02	0.0654±0.00039	1.15±0.0198	0.1280±1.6	<b>776 ± 11</b>	788 ± 13	99
10-1	2115	721	0.35	0.00	0.0655±0.00024	1.15±0.0188	0.1276±1.6	<b>774 ± 11</b>	790 ± 8	98
5-1	568	384	0.70	0.00	0.0671±0.00044	1.17±0.0205	0.1270±1.6	<b>771 ± 11</b>	841 ± 14	92
11-1	1744	1859	1.10	0.04	0.0663±0.00029	1.15±0.019	0.1257±1.6	<b>763 ± 11</b>	815 ± 9	94
9-1	1221	660	0.56	-0.03	0.0656±0.00033	1.13±0.019	0.1246±1.6	<b>757 ± 11</b>	795 ± 11	95
7-1	1414	357	0.26	-0.01	0.0649±0.00043	1.10±0.0189	0.1230±1.6	<b>748 ± 11</b>	770 ± 14	97
1-1	1482	214	0.15	0.07	0.0644±0.00032	1.09±0.0193	0.1225±1.7	<b>745 ± 12</b>	755 ± 11	99
3-1	1947	2511	1.33	0.02	0.0659±0.00027	1.08±0.0185	0.1189±1.7	724 ± 11	804 ± 8	90

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: 3.12% ( $2\sigma$ , n = 6); Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 7:** SHRIMP data for zircons from sample CH-43-D.

Grain-spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample CH-43-D (Mount 09-05D)</b>										
<b>Xenocrysts</b>										
11-1	490	390	0.82	0.02	0.0843±0.0005	2.61±0.0314	0.2246±0.0024	1306.1±12.6	1299±11	100
19-1	477	358	0.78	0.05	0.0826±0.0006	2.49±0.0324	0.2191±0.0024	1277.0±12.5	1259±14	101
5-1	222	164	0.76	0.37	0.0838±0.0016	2.47±0.0548	0.2141±0.0025	1250.7±13.5	1288±36	97
7-1	129	88	0.71	0.24	0.0808±0.0017	2.36±0.0594	0.2122±0.0027	1240.5±14.6	1216±42	102
3-1	189	128	0.70	0.14	0.0777±0.0010	2.01±0.0364	0.1872±0.0024	1106.3±13.0	1139±26	97
8-1	265	174	0.68	0.26	0.0720±0.0014	1.63±0.0360	0.1638±0.0019	977.7±10.6	986±38	99
1-1	193	134	0.72	0.05	0.0733±0.0009	1.62±0.0275	0.1602±0.0019	957.6±10.8	1023±24	94
<b>Magmatic and secondary domains</b>										
16-1	245	89	0.38	0.40	0.0643±0.0005	1.13±0.0250	0.1273±0.0015	<b>772.3±8.7</b>	751±39	103
9-1	2122	13	0.01	0.00	0.0636±0.0006	1.11±0.0160	0.1261±0.0014	<b>765.3±8.0</b>	728±20	105
18-1	56	3	0.06	0.65	0.0591±0.0005	0.88±0.0347	0.1085±0.0019	663.9±11.0	570±77	116
2-1	123	106	0.89	0.26	0.0600±0.0014	0.87±0.0234	0.1053±0.0014	645.4±8.3	603±50	107
13-1	445	76	0.18	0.19	0.0609±0.0008	0.91±0.0162	0.1087±0.0012	665.4±7.2	636±29	105
12-1	270	44	0.17	0.17	0.0610±0.0009	0.91±0.0171	0.1080±0.0013	661.3±7.4	641±32	103
15-1	388	59	0.16	0.16	0.0610±0.0010	0.91±0.0184	0.1078±0.0012	659.8±7.0	638±37	103
10-1	512	100	0.20	0.10	0.0610±0.0008	0.90±0.0149	0.1072±0.0012	656.5±6.8	638±27	103
14-1	684	159	0.24	0.16	0.0607±0.0007	0.89±0.0145	0.1069±0.0011	654.7±6.6	628±26	104
<b>Discordant</b>										
6-1	279	192	0.71	0.14	0.0782±0.0007	1.83±0.0263	0.1698±0.0019	1011.2±10.6	1153±17	88
4-1	510	67	0.14	1.20	0.0669±0.0005	1.11±0.0283	0.1199±0.0013	730.0±7.5	836±48	87

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10$  % discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: unmarked 1.95% ( $2\sigma$ , n = 8). Analyses with  $\geq 1.0$  % f206 are presented with the discordant analyses and not used in the calculation of the age.

**Table 8:** SHRIMP data for zircons from sample UY-2-A.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample UY-2-A (Mount 07-37F)</b>										
<b>Xenocryst</b>										
7-3	1114	1618	1.50	0.04	0.0749±0.0003	1.90±0.0222	0.1842±0.0020	1090 ± 11	1066 ± 8	102
3-2	1371	1514	1.14	0.09	0.0740±0.0004	1.82±0.0224	0.1784±0.0019	1058 ± 10	1042 ± 12	102
3-1	1895	2328	1.27	0.05	0.0742±0.0002	1.77±0.0300	0.1727±0.0026	1023 ± 14	1048 ± 5	98
18-1	614	1022	1.72	0.33	0.0724±0.0006	1.61±0.0224	0.1609±0.0018	962 ± 10	998 ± 17	96
7-1	47	39	0.85	0.59	0.0685±0.0020	1.34±0.0500	0.1424±0.0027	858 ± 15	883 ± 61	97
6-2	1105	190	0.18	0.09	0.0651±0.0004	1.24±0.0161	0.1380±0.0016	833 ± 9	779 ± 13	107
<b>Magmatic Domain</b>										
5-2	614	197	0.33	0.04	0.0646±0.0005	1.15±0.0155	0.1291±0.0014	<b>782 ± 8</b>	760 ± 16	103
8-3	310	177	0.59	0.11	0.0653±0.0010	1.15±0.0225	0.1279±0.0015	<b>776 ± 8</b>	784 ± 33	99
16-2	437	144	0.34	0.24	0.0652±0.0008	1.15±0.0188	0.1278±0.0015	<b>775 ± 8</b>	782 ± 25	99
1-1	527	237	0.46	0.03	0.0650±0.0004	1.14±0.0200	0.1267±0.0019	<b>769 ± 11</b>	773 ± 13	99
12-2	308	75	0.25	0.08	0.0659±0.0008	1.15±0.0188	0.1266±0.0015	<b>768 ± 8</b>	803 ± 24	96
5-1	704	305	0.45	0.08	0.0652±0.0004	1.13±0.0200	0.1258±0.0019	<b>764 ± 11</b>	781 ± 11	98
8-1	394	199	0.52	0.15	0.0654±0.0007	1.13±0.0200	0.1255±0.0019	<b>762 ± 11</b>	786 ± 23	97
12-1	383	148	0.40	0.91	0.0650±0.0007	1.12±0.0140	0.1247±0.0019	<b>757± 11</b>	773± 50	98
10-2	964	154	0.17	0.06	0.0653±0.0004	1.12±0.0140	0.1238±0.0014	752 ± 8	785 ± 13	96
16-1	490	262	0.55	0.45	0.0649±0.0009	1.10±0.0200	0.1230±0.0014	748 ± 8	772 ± 30	97
6-1	738	189	0.26	0.12	0.0645±0.0005	1.07±0.0200	0.1207±0.0018	734 ± 10	758 ± 15	97
1-2	446	196	0.45	0.10	0.0635±0.0006	1.06±0.0160	0.1206±0.0014	734 ± 8	723 ± 21	101
10-1	985	113	0.12	0.09	0.0636±0.0005	1.05±0.0200	0.1200±0.0019	730 ± 11	728 ± 16	100
17-2	45	1	0.02	0.26	0.0620±0.0034	0.97±0.0568	0.1139±0.0020	695 ± 11	675 ± 119	103
<b>Rims and homogeneous or convolute zircons</b>										
4-2	229	56	0.25	0.65	0.0619±0.0020	0.93±0.0328	0.1094±0.0013	669 ± 8	671 ± 71	100

14-1	931	62	0.07	0.16	0.0603±0.0005	0.90±0.0125	0.1089±0.0012	666 ± 7	613 ± 18	109
4-1	460	65	0.15	0.15	0.0606±0.0007	0.90±0.0200	0.1077±0.0017	659 ± 9	625 ± 26	106
15-1	1702	163	0.10	0.13	0.0596±0.0004	0.88±0.0113	0.1072±0.0012	656 ± 7	588 ± 15	112
9-1	26	0	0.00	0.71	0.0627±0.0064	0.90±0.0900	0.1045±0.0023	640 ± 13	699 ± 217	92
15-2	2155	221	0.11	0.10	0.0608±0.0004	0.83±0.0108	0.0992±0.0011	609 ± 6	633 ± 16	96
<b>Discordant</b>										
11-1	18	3	0.16	0.29	0.0733±0.0052	1.12±0.08	0.1106±0.0026	676 ± 15	1022 ± 145	66
2-1	19	1	0.03	0.21	0.0730±0.0050	1.02±0.08	0.1014±0.0027	622 ± 15	1015 ± 139	61
13-1@	24	5	0.21	1.24	0.0548±0.0080	0.78±0.12	0.1038±0.0024	637 ± 14	402 ± 326	158
7-2	78	93	1.23	0.99	0.0740±0.0033	1.46±0.0689	0.1427±0.0021	860 ± 12	1042 ± 91	83
12-3@	195	51	0.27	1.38	0.0643±0.0030	1.12±0.0536	0.1261±0.0016	765 ± 9	750 ± 98	102
12-1	383	148	0.40	0.91	0.0650±0.0016	1.12±0.0300	0.1247±0.0019	757 ± 11	773 ± 50	98
18-2@	243	143	0.61	1.45	0.0642±0.0003	1.07±0.0427	0.1210±0.0015	736 ± 8	749 ± 80	98

f<sub>206</sub> (%) is the % of <sup>206</sup>Pb attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with ≥ 10 % discordance or where the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages do not overlap within 2σ analytical error. All errors presented in the table are ± 1σ. Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: 2.95% (2σ, n = 7); @ Analyses with ≥ 1.0 % f<sub>206</sub> are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 9:** SHRIMP data for zircons from sample AC-137-B.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample AC-137-B (Mount 09-02C)</b>										
<b>Xenocryst</b>										
23-1	78	46	0.61	0.11	0.1350±0.0016	7.11±0.139	0.3817±0.060	2084 ± 28	2165 ± 20	96
19-1	140	55	0.41	0.94	0.0845±0.0021	2.37±0.065	0.2034±0.024	1193 ± 12	1304 ± 49	92
<b>Magmatic Domains</b>										
24-1	355	109	0.32	-0.08	0.0658±0.0008	1.21±0.018	0.1332±0.011	<b>806 ± 6</b>	799 ± 26	101
28-1	210	96	0.47	0.00	0.0669±0.0009	1.22±0.020	0.1324±0.013	<b>801 ± 7</b>	834 ± 29	96
11-1	359	110	0.32	0.61	0.0665±0.0017	1.20±0.032	0.1315±0.011	<b>796 ± 6</b>	821 ± 52	97
18-1	182	67	0.38	0.26	0.0636±0.0021	1.15±0.041	0.1314±0.016	<b>795 ± 9</b>	727 ± 72	109
7.2	1808	942	0.54	0.08	0.0644±0.0004	1.16±0.010	0.1305±0.008	<b>790 ± 4</b>	754 ± 14	105
25-1	250	142	0.59	0.18	0.0637±0.0006	1.15±0.025	0.1304±0.012	<b>790 ± 7</b>	732 ± 42	108
23-2	406	196	0.50	-0.10	0.0665±0.0007	1.20±0.016	0.1304±0.012	<b>790 ± 6</b>	822 ± 21	96
24-1	250	103	0.42	-0.06	0.0679±0.0010	1.22±0.020	0.1301±0.012	<b>788 ± 7</b>	867 ± 30	91
10-1	532	223	0.43	0.07	0.0657±0.0007	1.17±0.015	0.1294±0.010	<b>784 ± 5</b>	797 ± 23	98
20-1	339	188	0.57	0.26	0.0637±0.0009	1.12±0.018	0.1276±0.011	774 ± 6	733 ± 30	106
26-1	318	149	0.48	0.12	0.0651±0.0010	1.15±0.021	0.1275±0.014	773 ± 8	779 ± 31	99
15-1	460	192	0.43	0.25	0.0662±0.0011	1.16±0.022	0.1273±0.010	772 ± 6	811 ± 36	92
27-1	272	114	0.43	0.05	0.0634±0.0009	1.11±0.018	0.1272±0.012	772 ± 6	722 ± 29	107
26-1	273	152	0.58	0.00	0.0649±0.0008	1.14±0.014	0.1271±0.012	771 ± 6	771 ± 27	100
29-1	426	209	0.51	0.03	0.0641±0.0007	1.10±0.022	0.1249±0.010	758 ± 5	746 ± 22	102
13-1	152	40	0.27	-0.09	0.0637±0.0011	1.08±0.028	0.1226±0.014	745 ± 8	731 ± 38	102
7.1	354	130	0.38	0.04	0.0634±0.0010	1.01±0.017	0.1160±0.010	707 ± 5	722 ± 33	98
12-1	324	127	0.40	0.02	0.0625±0.0010	0.97±0.017	0.1130±0.010	690 ± 6	690 ± 34	100
<b>Discordant</b>										

21-1@	113	75	0.68	3.16	0.0616±0.0058	1.08±0.103	0.1273±0.010	772 ± 10	660 ± 203	117
7-3@	351	9	0.03	1.53	0.0668±0.0029	0.92±0.041	0.0997±0.018	612 ± 6	832 ± 91	74

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: 1.03% (2sigma, n = 14; @ Analyses with  $\geq 0.6\%$  f206 are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

Table 10: SHRIMP data for zircons from sample AC-338-A.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample AC-338-A (Mount 09-04C)</b>										
<b>Xenocryst</b>										
13-1	352	215	0.63	0.10	0.0790±0.0008	1.98±0.33	0.1815±0.0025	1075 ± 14	1171 ± 20	92
<b>Magmatic Domains</b>										
8-2	386	104	0.28	0.96	0.0657±0.0015	1.21±0.032	0.1338±0.0019	<b>810 ± 10</b>	798 ± 49	101
4-1	357	175	0.50	0.04	0.0655±0.0009	1.20±0.023	0.1328±0.0019	<b>803 ± 10</b>	791 ± 28	102
8-1	431	152	0.36	0.06	0.0644±0.0006	1.16±0.019	0.1310±0.0018	<b>793 ± 10</b>	756 ± 19	105
3-1	780	226	0.30	0.10	0.0643±0.0005	1.14±0.018	0.1280±0.0017	776 ± 10	752 ± 18	103
14-1	380	182	0.50	0.17	0.0649±0.0009	1.14±0.022	0.1280±0.0018	776 ± 10	770 ± 30	101
16-1	286	132	0.48	0.10	0.0636±0.0010	1.12±0.024	0.1275±0.0019	773 ± 10	728 ± 34	106
11-2	305	93	0.31	0.14	0.0633±0.0007	1.10±0.019	0.1265±0.0018	767 ± 10	718 ± 24	107
2-1	617	132	0.22	0.01	0.0659±0.0005	1.13±0.017	0.1238±0.0017	752 ± 9	805 ± 15	94
9-1	413	168	0.42	0.15	0.0660±0.0008	1.11±0.020	0.1217±0.0017	740 ± 9	806 ± 25	92
3-2	381	153	0.42	0.12	0.0634±0.0008	1.02±0.019	0.1164±0.0017	709 ± 9	723 ± 28	98
17-1	250	89	0.37	0.73	0.0629±0.0022	1.00±0.037	0.1157±0.0338	705 ± 10	704 ± 74	100
<b>Discordant</b>										
15-1	559	112	0.21	0.03	0.1070±0.0005	3.63±0.053	0.2462±0.0035	1419 ± 18	1749 ± 8	81
11-1	263	79	0.31	0.24	0.0619±0.0009	1.07±0.022	0.1253±0.0018	761 ± 10	672 ± 32	113
12-1	371	195	0.54	0.11	0.0652±0.0007	1.01±0.018	0.1119±0.0016	683 ± 9	781 ± 23	88
10-1	319	121	0.39	0.00	0.0664±0.0009	1.01±0.019	0.1100±0.0016	672 ± 9	819 ± 27	82



$f_{206}$  (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10$  % discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: 2.56% ( $2\sigma$ ,  $n=10$ ); Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 11:** SHRIMP data for zircons from sample CH-174.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample CH-174 (Mount 09-05C)</b>										
<b>Xenocryst</b>										
10-1	63	19	0.32	0.44	0.0929±0.0021	3.46±0.1005	0.2701±0.0049	1541 ± 25	1487 ± 43	104
9-1	1746	223	0.13	0.07	0.0724±0.0038	1.49±0.0812	0.1493±0.0019	897 ± 11	998 ± 107	90
<b>Magmatic Domains</b>										
5-1	303	149	0.51	0.31	0.0651±0.0009	1.18±0.0238	0.1319±0.0018	<b>799 ± 10</b>	778 ± 30	103
4-1	294	90	0.32	0.22	0.0662±0.0008	1.19±0.0226	0.1305±0.0018	<b>791 ± 10</b>	812 ± 27	97
17-1	281	114	0.42	0.12	0.0650±0.0008	1.17±0.0222	0.1302±0.0018	<b>789 ± 10</b>	775 ± 27	102
3-1	1097	1061	1.00	0.28	0.0645±0.0006	1.14±0.0238	0.1287±0.0017	<b>780 ± 9</b>	757 ± 19	103
8-1	662	441	0.69	0.38	0.0655±0.0008	1.15±0.0226	0.1277±0.0017	<b>774 ± 9</b>	791 ± 27	98
13-1	575	520	0.93	0.26	0.0650±0.0008	1.14±0.0222	0.1271±0.0017	<b>771 ± 9</b>	775 ± 27	100
8-2	310	137	0.46	0.15	0.0639±0.0008	1.11±0.0179	0.1264±0.0018	767 ± 10	740 ± 28	104
6-1	192	62	0.33	0.69	0.0609±0.0025	1.03±0.0213	0.1230±0.0019	748 ± 10	637 ± 87	117
16-1	257	145	0.58	0.11	0.0651±0.0009	1.08±0.0221	0.1203±0.0017	732 ± 10	779 ± 31	94
1-1	189	46	0.25	0.41	0.0628±0.0016	1.03±0.0297	0.1191±0.0018	725 ± 10	703 ± 53	103
7-1	270	161	0.62	0.87	0.0646±0.0025	1.04±0.0426	0.1171±0.0017	714 ± 10	762 ± 80	94
18-1	348	106	0.31	0.54	0.0620±0.0013	0.96±0.0247	0.1124±0.0016	686 ± 9	676 ± 46	102
<b>Rim</b>										
11-1	378	26	0.07	0.08	0.0620±0.0007	0.88±0.0162	0.1026±0.0014	629 ± 8	675 ± 25	93
<b>Discordant</b>										
15-1	250	64	0.27	0.04	0.0788±0.0023	1.63±0.0530	0.1499±0.0022	900 ± 12	1166 ± 58	77
12-1	154	59	0.39	0.84	0.0590±0.0023	0.99±0.0410	0.1223±0.0019	743 ± 11	567 ± 85	131
2-1@	330	29	0.09	1.50	0.0602±0.0028	0.94±0.0450	0.1129±0.0017	690 ± 9	609 ± 99	113
7-1@	138	39	0.29	1.59	0.0552±0.0037	0.80±0.0560	0.1052±0.0021	644 ± 12	421 ± 151	153

f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: 2.52% ( $2\sigma$ , n = 12); @ Analyses with  $\geq 1.0\%$  f206 are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 12:** SHRIMP data for zircons from sample COR-42.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Sample COR-42 (Mount 07-37D)</b>										
<b>Xenocryst</b>										
9-1##	466	171	0.38	0.20	0.0644±0.0007	1.20±0.02	0.1357±0.0015	820 ± 8	754 ± 24	109
<b>Magmatic Domains</b>										
14-1	2315	375	0.17	0.09	0.0648±0.0004	1.18±0.01	0.1323±0.0014	<b>801 ± 8</b>	767 ± 12	104
2-1#	249	123	0.51	0.30	0.0648±0.0010	1.18±0.02	0.1321±0.0012	<b>800 ± 7</b>	767 ± 33	104
15-2	152	55	0.37	0.08	0.0643±0.0012	1.17±0.03	0.1319±0.0017	<b>799 ± 10</b>	752 ± 38	106
16-1	154	96	0.64	0.19	0.0643±0.0012	1.16±0.02	0.1307±0.0016	<b>792 ± 9</b>	751 ± 40	105
11-1	219	94	0.44	0.00	0.0660±0.0006	1.16±0.02	0.1280±0.0015	776 ± 9	806 ± 19	96
3-1#	155	102	0.68	0.58	0.0635±0.0017	1.12±0.03	0.1276±0.0013	774 ± 8	724 ± 56	107
9-3	470	156	0.34	0.13	0.0651±0.0010	1.14±0.02	0.1276±0.0015	774 ± 9	776 ± 32	100
15-1	104	62	0.62	0.03	0.0668±0.0020	1.17±0.04	0.1273±0.0017	773 ± 10	833 ± 63	93
14-2	1556	197	0.13	0.33	0.0649±0.0005	1.13±0.02	0.1268±0.0014	769 ± 8	770 ± 17	100
11-4	511	149	0.30	0.19	0.0636±0.0007	1.11±0.02	0.1265±0.0014	768 ± 8	730 ± 22	105
10-2	939	78	0.09	0.10	0.0649±0.0005	1.13±0.01	0.1261±0.0014	765 ± 8	770 ± 16	99
16-2	179	112	0.65	-0.09	0.0670±0.0010	1.15±0.02	0.1240±0.0016	754 ± 9	839 ± 30	90
3-2##	168	92	0.56	0.11	0.0646±0.0016	1.10±0.03	0.1239±0.0016	753 ± 9	761 ± 53	99
11-2	254	160	0.65	0.21	0.0618±0.0011	1.03±0.02	0.1205±0.0014	734 ± 8	668 ± 37	110
13-2	144	83	0.60	0.29	0.0640±0.0012	1.04±0.02	0.1173±0.0016	715 ± 9	743 ± 40	96
8-3##	254	80	0.33	0.37	0.0608±0.0019	0.95±0.03	0.1133±0.0014	692 ± 8	632 ± 67	109
12-1	75	50	0.69	0.18	0.0622±0.0014	0.95±0.03	0.1114±0.0016	681 ± 9	680 ± 50	100
<b>Mixture textures (intensely blurred oscillatory zoning)</b>										
4-2##	813	18	0.02	0.09	0.0611±0.0000	0.89±0.01	0.1054±0.0011	646 ± 6	642 ± 16	101
5-2##	127	209	1.69	0.24	0.0600±0.0011	0.87±0.02	0.1051±0.0013	644 ± 8	602 ± 39	107

4-1#	835	20	0.02	0.02	0.0610±0.0004	0.85±0.01	0.1008±0.0007	619 ± 4	638 ± 13	97
5-3	159	203	1.32	-0.05	0.0611±0.0016	0.84±0.02	0.1001±0.0013	615 ± 7	643 ± 57	96
<b>Rims</b>										
10-1##	828	18	0.02	0.12	0.0607±0.0005	0.91±0.01	0.1092±0.0011	668 ± 7	627 ± 19	107
10-3	442	47	0.11	0.45	0.0610±0.0010	0.91±0.02	0.1081±0.0012	662 ± 7	639 ± 35	104
8-2	556	41	0.08	0.08	0.0612±0.0008	0.82±0.01	0.0976±0.0011	600 ± 6	646 ± 27	93
13-1	167	187	1.16	0.19	0.0607±0.0013	0.81±0.02	0.0970±0.0012	597 ± 7	627 ± 46	95
8-1##	299	92	0.32	0.81	0.0595±0.0029	0.79±0.04	0.0969±0.0010	596 ± 6	584 ± 104	102
<b>Discordant</b>										
12-2@	51	30	0.60	5.40	0.0668±0.0078	1.19±0.14	0.1288±0.0023	781 ± 13	832 ± 244	94
12-3@	61	39	0.67	3.18	0.0624±0.0058	1.00±0.10	0.1167±0.0020	711 ± 11	689 ± 200	103
1-1#	483	44	0.09	0.09	0.0588±0.0005	0.84±0.01	0.1036±0.0008	635 ± 5	561 ± 18	113
5-1#@	126	203	1.66	1.36	0.0515±0.0028	0.70±0.04	0.0987±0.0010	607 ± 6	264 ± 124	229
6-1#	299	130	0.45	0.27	0.0655±0.0013	0.98±0.02	0.1087±0.0009	665 ± 5	791 ± 42	84
7-1#@	108	47	0.45	1.64	0.0538±0.0034	0.76±0.05	0.1019±0.0012	626 ± 7	364 ± 141	172
7-2##	198	69	0.36	0.24	0.0625±0.0013	1.13±0.03	0.1313±0.0016	795 ± 9	691 ± 45	115
9-2##	315	72	0.24	0.56	0.0623±0.0013	1.10±0.03	0.1279±0.0014	776 ± 8	685 ± 44	113

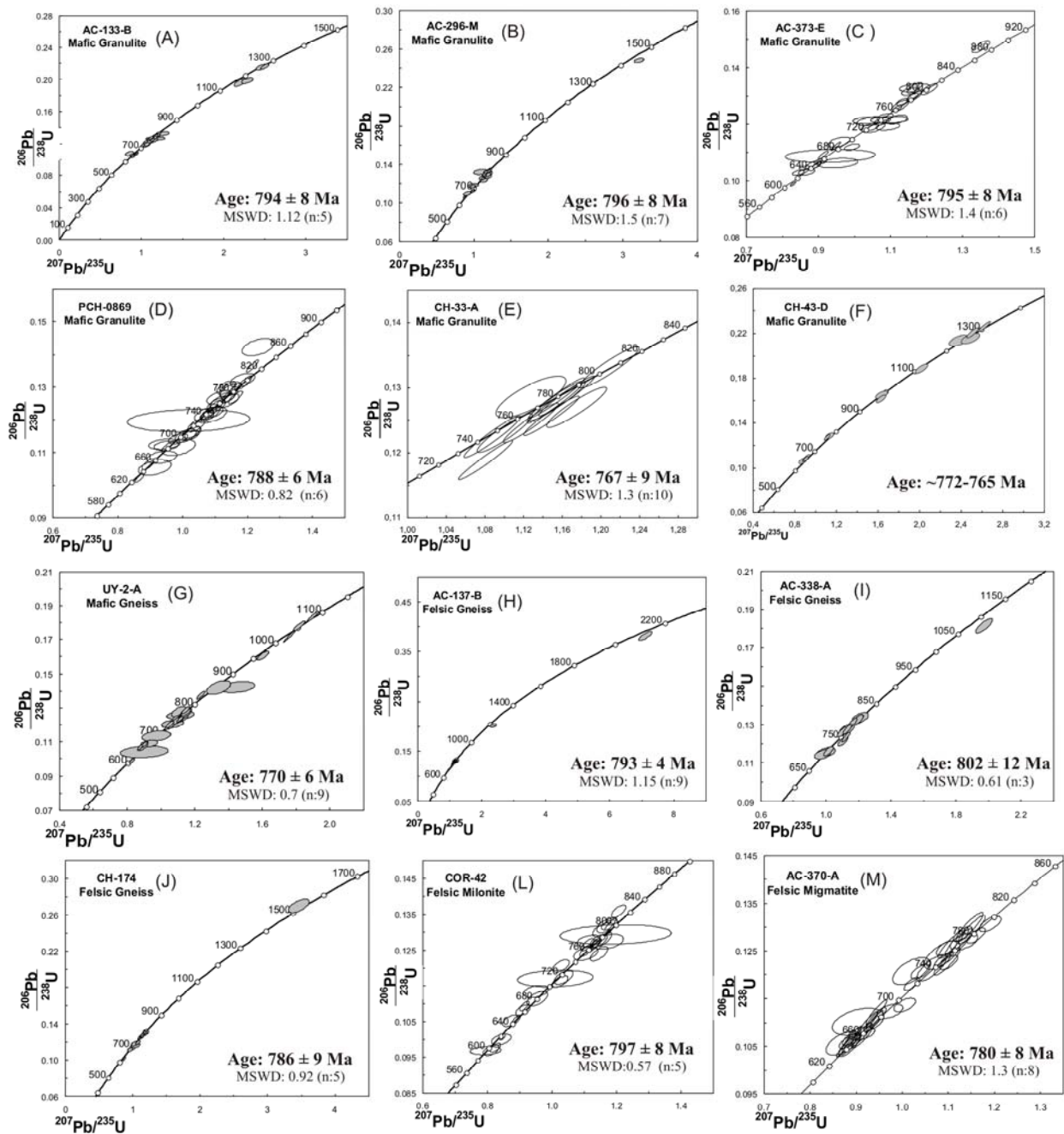
f206 (%) is the % of  $^{206}\text{Pb}$  attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with  $\geq 10\%$  discordance or where the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages do not overlap within  $2\sigma$  analytical error. All errors presented in the table are  $\pm 1\sigma$ . Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: unmarked 2.11% ( $2\sigma$ , n = 9); # 1.23% (n = 9); ## 1.96% (n = 12); @ Analyses with  $\geq 1.0\%$  f206 are presented with the discordant analyses and were not used in the calculation of the age. Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.

**Table 13:** SHRIMP data for zircons from sample AC-370.

Grain-Spot	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	f 206 (%)	Isotopic ratios			Age (Ma)		Conc. (%)
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
<b>Sample AC-370 (Mount 07-37A)</b>										
<b>Magmatic Domains</b>										
24-2#	452	284	0.65	0.05	0.0661±0.0007	1.19±0.02	0.1307±0.0011	<b>792 ± 6</b>	809 ± 21	98
24-1	395	211	0.55	0.09	0.0639±0.0005	1.15±0.02	0.1301±0.0020	<b>788 ±11</b>	739 ± 15	107
12-1	387	123	0.33	0.04	0.0644±0.0005	1.15±0.02	0.1295±0.0020	<b>785 ±11</b>	756 ± 15	104
27-1#	633	394	0.64	0.16	0.0638±0.0005	1.13±0.01	0.1286±0.0011	<b>780 ± 6</b>	736 ± 18	106
21-2#	413	210	0.53	0.06	0.0656±0.0005	1.16±0.01	0.1282±0.0011	<b>778 ± 6</b>	795 ± 17	98
28-1#	290	126	0.45	0.16	0.0648±0.001	1.13±0.02	0.127±0.0012	<b>770 ± 7</b>	767 ± 31	100
21-1	427	226	0.55	0.15	0.0643±0.0006	1.12±0.02	0.1268±0.0019	<b>770 ± 11</b>	750 ± 19	103
14-1	368	20	0.06	0.02	0.0635±0.0005	1.11±0.02	0.1264±0.0019	<b>767 ± 11</b>	725 ± 15	106
29-1#	440	171	0.4	0.2	0.0633±0.0006	1.1±0.01	0.1256±0.0011	763 ± 6	718 ± 22	106
26-1#	258	86	0.34	0.43	0.0622±0.0010	1.07±0.02	0.1243±0.0011	755 ± 6	682 ± 36	111
15-1	164	60	0.38	0.06	0.0635±0.0011	1.09±0.03	0.1242±0.0020	755 ± 11	723 ± 37	104
12-4#	633	149	0.24	0.03	0.0641±0.0005	1.09±0.01	0.1229±0.001	747 ± 6	746 ± 15	100
16-1	288	113	0.40	-0.04	0.0648±0.0005	1.10±0.02	0.1228±0.0019	746 ± 11	769 ± 16	97
32-1#	615	276	0.46	0.04	0.0652±0.0006	1.1±0.01	0.1226±0.001	745 ± 6	780 ± 18	96
4-1	359	123	0.36	0.14	0.0635±0.0008	1.06±0.02	0.1214±0.0019	739 ± 11	726 ± 27	102
8-1	217	45	0.21	0.22	0.0612±0.0013	1.02±0.03	0.1208±0.0019	735 ± 11	648 ± 45	113
12-2#	486	196	0.42	0.19	0.0625±0.0006	1.04±0.01	0.1206±0.001	734 ± 6	691 ± 22	106
12-3#	890	167	0.19	0.26	0.0627±0.0005	1.02±0.01	0.118±0.0009	719 ± 5	699 ± 16	103
33-1#	554	177	0.33	0.23	0.0642±0.0008	1.01±0.02	0.1137±0.001	694 ± 5	748 ± 27	93
31-1#	315	43	0.14	0.43	0.0628±0.0011	0.97±0.02	0.1124±0.001	686 ± 6	702 ± 36	98
<b>Mixture textures</b>										
20-2	296	24	0.08	0.40	0.0603±0.0009	0.90±0.02	0.1083±0.0017	663 ± 10	613 ± 33	108
6-1	798	74	0.10	0.02	0.0610±0.0003	0.94±0.02	0.1122±0.0017	685 ± 10	640 ± 11	107

11-1	471	17	0.04	-0.02	0.0619±0.0004	0.91±0.02	0.1072±0.0016	656 ± 9	670 ± 15	98
7-1	191	34	0.18	0.41	0.0598±0.0014	0.87±0.02	0.1057±0.0017	648 ± 10	595 ± 50	109
<b>Rim and Recrystallization fronts</b>										
1-1	801	53	0.07	0.05	0.0617±0.0005	0.94±0.02	0.1106±0.0017	676 ± 10	663 ± 16	102
14-2	822	38	0.05	0.01	0.0617±0.0003	0.94±0.01	0.1100±0.0017	673 ± 10	665 ± 11	101
1-2	96	42	0.45	0.38	0.0595±0.0022	0.90±0.04	0.1102±0.0018	674 ± 11	586 ± 81	115
10-1	1067	62	0.06	0.07	0.0611±0.0003	0.92±0.01	0.1099±0.0017	672 ± 9	641 ± 12	105
20-3	1392	84	0.06	0.02	0.0612±0.0003	0.91±0.01	0.1081±0.0016	662 ± 9	645 ± 10	103
34-1#	342	98	0.3	0.63	0.0613±0.0012	0.91±0.02	0.1078±0.0009	660 ± 5	651 ± 40	101
20-1	578	23	0.04	0.15	0.0606±0.0006	0.90±0.02	0.1079±0.0016	660 ± 9	626 ± 21	105
13-1	1027	64	0.06	0.20	0.0615±0.0004	0.91±0.02	0.1075±0.0016	658 ± 9	657 ± 16	100
23-1	1108	59	0.06	0.09	0.0604±0.0003	0.89±0.01	0.1069±0.0016	655 ± 9	618 ± 10	106
30-1#	695	39	0.06	0.17	0.0603±0.0005	0.89±0.01	0.1065±0.0009	653 ± 5	615 ± 19	106
18-1	850	53	0.06	0.02	0.0613±0.0005	0.90±0.02	0.1060±0.0016	649 ± 10	651 ± 17	100
25-2#	596	25	0.04	0.24	0.0604±0.0006	0.88±0.01	0.1058±0.0009	648 ± 5	617 ± 23	105
25-1	1050	60	0.06	0.05	0.0610±0.0003	0.89±0.01	0.1057±0.0016	647 ± 9	640 ± 12	101
17-1	822	59	0.07	0.12	0.0611±0.0004	0.89±0.02	0.1057±0.0016	647 ± 9	641 ± 14	101
9-1	1047	66	0.07	0.10	0.0611±0.0006	0.89±0.02	0.1052±0.0016	645 ± 9	643 ± 21	100
22-1	931	119	0.13	0.09	0.0605±0.0003	0.88±0.01	0.1052±0.0016	645 ± 9	622 ± 10	104
19-1	1587	73	0.05	0.06	0.0609±0.0003	0.88±0.01	0.1048±0.0016	642 ± 9	634 ± 9	101
<b>Discordant</b>										
5-1	209	70	0.35	0.19	0.0638±0.0009	1.21±0.03	0.1379±0.0022	832 ± 12	736 ± 31	113
26-1#	258	86	0.34	0.43	0.0622±0.001	1.07±0.02	0.1243±0.0011	755 ± 6	682 ± 36	111

f<sub>206</sub> (%) is the % of <sup>206</sup>Pb attributed to common Pb. Conc. = % concordance. Discordant data are analyses with ≥ 10 % discordance or where the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages do not overlap within 2σ analytical error. All errors presented in the table are ± 1σ. Reproducibility of U/Pb for BR266 zircon standard: unmarked 2.95% (2σ, n = 7); # 1.45% (n = 11); Terminology: grain-spot: grain number-spot number on that grain.



**Figure 3:** Concordia diagram for the twelve orthogneiss samples. The age in each diagram is related to the crystallization age of the orthogneissic protolith: see text.

## 5. U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Cathodoluminescence (CL) imaging of zircons was undertaken to allow identification of potential xenocrystic cores and internal morphologies such as growth



related textures, zones of recrystallization, overgrowth rims and other features. This not only guided analysis of the different zircon growth events, but provided petrogenetic information of the processes responsible for the formation of the zircons and aided age data interpretation. Zircon textural descriptions follow Hoskin and Black (2000) and Corfu *et al.* (2003).

### ***5.1. Mafic Granulites***

#### ***Zircon Textures***

The zircons of the mafic granulites AC-133-B, AC-296-M, AC-373-B and PCH-0869 show similar characteristics, whereas zircons from samples CH-33 and CH-43-D show different characteristics.

The four mafic granulites main internal texture reveal by CL is an oscillatory zoning, mostly mantled by rims and with some evidence of distinctive cores.

The distinctive cores found in these samples have different internal textures, the most common being regular oscillatory zoned (Fig. 4A), faded and irregular oscillatory zoned (Fig. 4G) or a dark CL homogeneous texture (Fig. 4H). These distinctive cores, interpreted as xenocrysts, can be easily identified when they are mantled by rims with a distinct oscillatory zoning texture and/or a sequence of homogeneous rims.

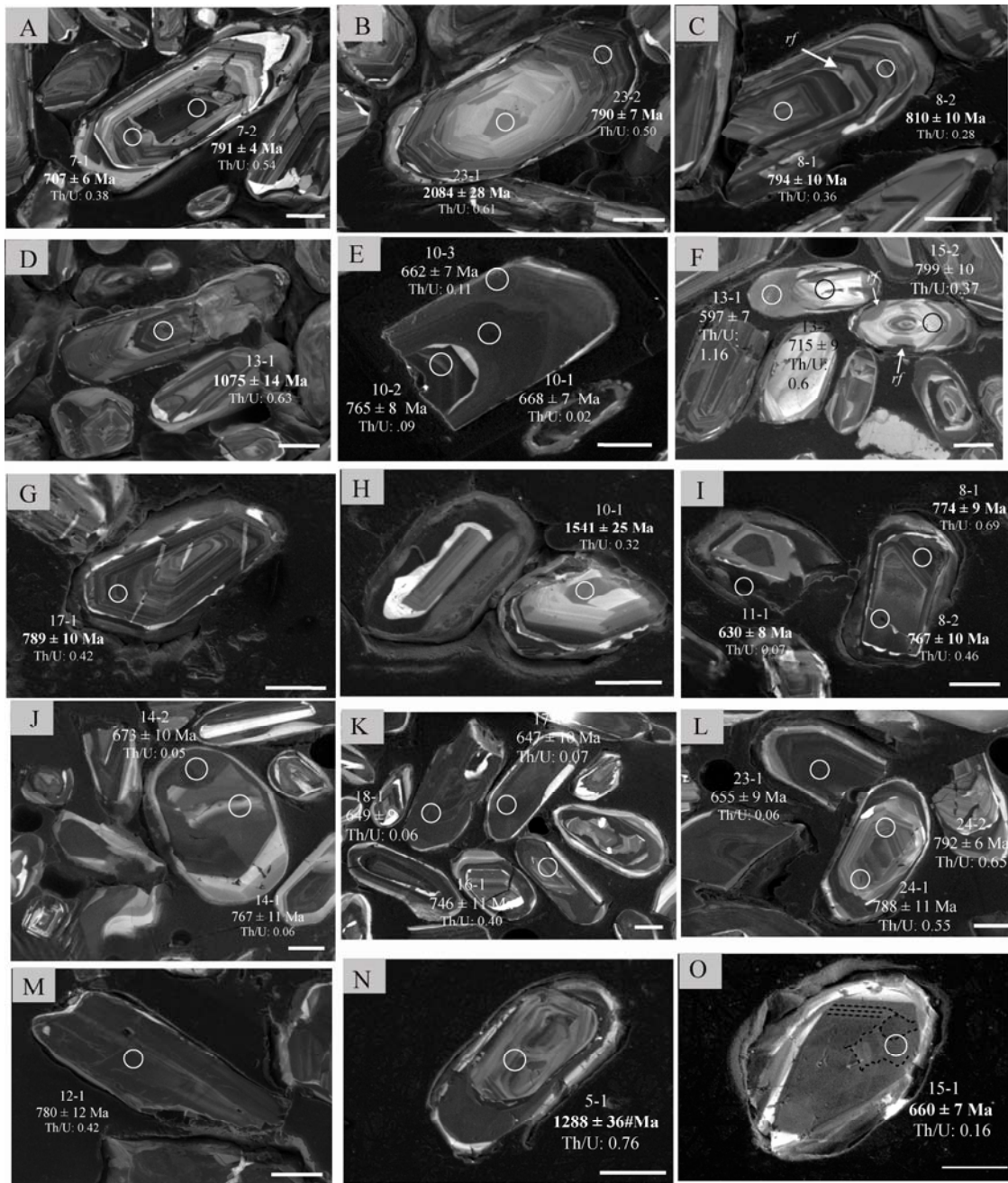


**Figure 4:** Cathodoluminescence images of zircons from the mafic granulites and gneisses. Figure A, B and C: sample AC-133-B; Figure D, E and F: sample UY-2-A; Figure G, H and I: sample AC-296-M; Figure J, K and L: sample AC-373-B; Figure M, N and O: sample PCH-0869. The scale bars are 50  $\mu\text{m}$ . Abbreviations: *rf*: recrystallization fronts; *fa*: faded areas, *oz*: oscillatory zoning.

The oscillatory zoning can occur with a high (Fig. 4I and 4M) or a low frequency of zones (Fig. 4C - left grain). Some faded and blurred areas (Fig. 4J-*fa*) and transgressive recrystallization fronts can be identified overprinting oscillatory zoning (Fig. 4C-*rf*; 4I-*rf*; 4M-*rf*). Recrystallization fronts are irregular and show mostly a brighter CL illumination than the oscillatory zoned domains. Some zircons affected by recrystallization show intense faded or blurred domains, with the oscillatory zoning preserved only as ghost areas in the crystal (*e.g.* Fig. 4L - grain 3). Most of the zircons showing oscillatory zoning are mantled by rims and overgrowths. Some zircons show small rims (*e.g.* smaller zircons in Fig. 4J) while others are almost completely replaced by these rims (*e.g.* bigger zircon in Fig. 4J, grain 5 in Fig. 4N). The innermost rim is a small bright CL illumination rim and occurs mantling the oscillatory-zoned zircons and in some areas occur cutting these domains (transgressive recrystallization) (*e.g.* Fig. 4C, 4J, 4K). The texture in these rims is homogeneous and the bright CL illumination reflects an U-poor area. Subsequent rim growth is characterized by dark CL illumination, reflecting a U-rich domain (*e.g.* Fig. 4H and 4J). This rim is mainly homogeneous but in a few cases ghost areas are preserved in them. The outermost rim has a medium CL illumination with variable texture: sector (Fig. 4B), planar, patchy (Fig. 4I - left white arrow), homogeneous (Fig. 4N - grain 5, 4O) and convolute zoning.

The zircons in sample CH-33-A (Fig. 5M) have a totally different texture than the zircons from the other mafic granulites. All the zircons from this sample have a dark CL illumination and are intensely metamictized. Small rims with medium CL illumination are observed mantling the dark CL cores. The high-U zircons can be related to the high U-content of the whole rock analysis (Lenz, unpublished), which is around 5 ppm, whereas in the other studied samples the average is around 0.5 ppm.

Mafic granulite CH-43-D contains unequivocal zircons with core-rim structure. The cores have oscillatory zoning and a brighter CL illumination than the rims. The rims have generally a homogeneous or patchy texture (Fig. 5N). A group of zircons occur without distinctive cores and with a dark CL illumination (high U content), similar to the rims of the xenocrysts, and are homogeneous, patchy with some recrystallized domains identified (Fig. 5O).



**Figure 5:** Cathodoluminescence images of zircons for the felsic gneisses, felsic mylonite, felsic migmatite and mafic granulite. Figure A and B: sample AC-137-B; Figure C and D: sample AC-338; Figure E and F: sample COR-42; Figure G, H and I: sample CH-174; Figure J, K and L: sample AC-370; Figure M and N: sample CH-33. The scale bars are 50  $\mu\text{m}$ . Abbreviations: *rf*: recrystallization fronts.

### ***Geochronological data***

**Sample AC-133-B:** Twenty five of the 36 analyses obtained for zircons from sample AC-133-B are concordant to near concordant and have low common Pb (Table 2) and are plotted on a concordia diagram in Fig. 3A. Three ages groupings are evident, the oldest one with a calculated  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $1270 \pm 23$  Ma and an MSWD of 0.93 ( $n=4$ ) is related to the xenocrystic zircon cores. The second group of 17 analyses shows a spread of ages from  $807 \pm 8$  to  $722 \pm 6$  Ma. These ages were obtained in the oscillatory zoned domains and have a Th/U ratio between 0.7 and 0.2, which are consistent with a magmatic origin (*e.g.* Silva *et al.*, 2000; Rubatto, 2002). The calculated emplacement age of this rock of  $794 \pm 8$  Ma (MSWD of 1.12;  $n=5$ ) derives from the five oldest analyses: the spread to younger ages was found in all the studied orthogneisses and is ascribed to a metamorphic overprint, as discussed below. The youngest concentration of ages forms a statistical population with a calculated age of  $652 \pm 7$  Ma and a MSWD of 0.8 ( $n=4$ ) (Table 2, Fig. 3A). These ages were obtained in the rims with dark and medium CL illumination. The Th/U ratio of these rims is as low as 0.01, which is indicative of metamorphic growth (Rubatto, 2002).

**Sample AC-296-M:** Twenty five analyses yielded 18 concordant to near concordant data with low common Pb for zircons from sample AC-296-M (Table 3, Fig. 3B). Two older ages ( $1428 \pm 8$  Ma and  $818 \pm 4$  Ma) indicate xenocrysts, although the latter may be a mixed analysis partially on a xenocryst. The main concentration of 15 ages is between  $809 \pm 8$  and  $672 \pm 9$  Ma and is related to zircons with oscillatory zoning. The youngest age of  $649 \pm 4$  Ma was obtained on a homogeneous rim with dark CL illumination. The seven oldest analyses from this group were used to the calculation of the emplacement age, which is  $796 \pm 8$  Ma (MSWD of 1.5;  $n=7$ ). The Th/U ratio of most of the zircons of this sample is higher than 0.3, with exception of the oldest xenocryst ( $1428 \pm 8$  Ma) and the youngest age ( $649 \pm 4$  Ma) which have Th/U ratio of 0.06 and 0.02 respectively. The age of  $649 \pm 4$  Ma obtained in a dark CL rim is probably the best estimate of the age of the high-grade metamorphic event registered in this sample, an interpretation which is supported by the homogenous texture and low Th/U ratio (0.02) of this zircon rim.

**Sample AC-373-B:** Twenty one zircons grains produced 29 concordant to near concordant analyses with low common Pb, which are plotted in the concordia diagram (Table 4, Fig. 3C). One age of  $886 \pm 10$  Ma was obtained in a xenocryst zircon.



Seventeen analyses from oscillatory zoned areas form a group between  $804 \pm 7$  and  $724 \pm 8$  Ma. Th/U ratios for this group varied between 0.2 and 0.6. The six oldest ages were used for the calculation of the emplacement age, which is  $795 \pm 8$  Ma (MSWD of 1.4): discussed below. Some data were obtained in areas with evidence of oscillatory zoning, but were either intensely blurred or very close to the boundary of the oscillatory zoned domains and the rims: these data are presented in Table 4 as “mixture textures” and all are younger than 795 Ma. The ages obtained from the rims vary between  $666 \pm 11$  and  $631 \pm 4$  Ma. The two oldest ages ( $666 \pm 11$  and  $651 \pm 8$  Ma) are related to rims with bright CL illumination and the youngest ages were obtained in rims with dark CL illumination (between  $646 \pm 7$  and  $631 \pm 4$  Ma). The Th/U ratio of these rims are mostly  $\leq 0.1$  suggesting a metamorphic origin.

**Sample PCH-0869:** Forty three analyses on 21 zircon grains yielded 36 concordant to near concordant analyses with low common Pb: these data are plotted and presented in Table 5, and Fig. 3D. Ages between  $799 \pm 8$  and  $685 \pm 5$  Ma were obtained from 30 analyses in zircons with oscillatory zoning. Their Th/U ratios are between 0.14 and 0.64. The six oldest concordant to near concordant ages were used to calculate the emplacement age of  $788 \pm 6$ , (MSWD of 0.82): discussed below. Two analyses from grain 3 (Table 5) were obtained in an intensely metamictized zircon and gave ages within the range of the largest group. The four ages from zircon rims gave ages between  $664 \pm 7$  and  $628 \pm 6$  Ma: these are related to rims with dark and medium CL illumination and variable Th/U ratio (between 0.02 and 0.5). These younger ages are interpreted as related to high grade metamorphic event.

**Sample CH-33-A:** Twelve grains were analysed yielding 12 concordant to near concordant analyses with low common Pb: these are presented and plotted in Table 6 and Fig. 3E. The ages spread between  $810 \pm 12$  and  $724 \pm 11$  Ma and all are from dark CL illumination cores. The Th/U ratio of these zircons is highly variable, between 1.18 and 0.15. The calculated age of emplacement of this rock is  $767 \pm 9$  Ma (MSWD of 1.3), calculated from ten analyses. The oldest age and the youngest age were not used in the calculation due intense metamictization in the zircons.

**Sample CH-43-D:** Xenocrysts core ages reveal a group of ages at *ca.* 1300 Ma (n=4) and at *ca.* 1000 Ma (n=3) (Table 7, Fig. 3F) with  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  ratios between 0.8-0.6. The rims and zircons with homogeneous and patchy texture define a population with an age of  $658 \pm 5$  Ma, and MSWD of 0.7 (n=7) (Table 7, Fig. 3F). This age is considered to be the age of the metamorphic event. Only two zircons yields ages similar

to the age of the magmatic event registered in the other samples of this study (772 and 765 Ma). These two zircons have a complex texture, with convolute zoning and some areas with oscillatory zoning preserved. The geochemical signature of this rock (Lenz et al., *submitted*), is very similar to sample CH-33-A (potassic to ultrapotassic rocks) and therefore the crystallization age of this rocks is interpreted to be similar to sample CH-33-A.

## ***5.2 Mafic Gneisses***

### ***Zircon Texture***

Some subhedral prismatic zircons preserve cores with a homogeneous internal texture and dark CL illumination. These cores are interpreted as xenocrysts and are mostly mantled by bright CL illumination rims (Fig. 4F). The most typical texture found in the prismatic zircons is a regular oscillatory zoning (Fig. 4E), mostly mantled by a bright CL illumination rim. The bright CL illumination rims have various thicknesses and the contacts with the oscillatory zoned domain is mostly sharp (*e.g.* Fig. 4E). Some faded areas are observed in some grains and some zircons without evidence of core-rim structures show homogeneous or patchy textures (Fig. 4D) with medium to bright CL illumination.

### ***Geochronological data***

Twenty five concordant to near concordant analyses with low common Pb from 18 grains are presented and plotted in Table 8 and Fig. 3G. The ages vary between 833 and 1090 Ma, with the six oldest interpreted as xenocryst cores. The Th/U ratio of these zircons is high, from 1.14 to 1.72. Two of these ages came from bright CL illumination rims (spot 7-1 and 7-3) and either reflects an earlier pre-magmatic rim growth event on a xenocrystic core, or loss of U/gain of Pb and perturbation of the U-Pb system. The main group of ages ranges from  $782 \pm 8$  to  $695 \pm 11$  Ma and is related to oscillatory zoned texture. This texture and the Th/U ratio (0.12 and 0.61) are typical of magmatic zircons. For the calculation of the emplacement age we used a statistical population of eight data, resulting in an age of  $771 \pm 6$  Ma (MSWD of 0.76). The youngest group of ages is related to zircon with patchy to convolute zoning and minor rims. The age of

these younger zircons varies from  $669 \pm 8$  to  $609 \pm 6$  Ma and low Th/U ratios (0.15 to 0.00) were found. The younger zircons in this group are considered to be perturbed by the metamorphism.

### ***5.3 Tonalitic/granodioritic gneisses***

#### ***Zircon Textures***

The three analysed samples of tonalitic/granodioritic gneisses (AC-137-B, AC-338-A, and CH-174) show few distinctive cores and a dominant occurrence of zircons with oscillatory zoning mostly mantled by rims.

The distinctive cores have a regular oscillatory zoning with either darker or brighter CL illumination than the oscillatory zoning of the mantling rims (Fig. 5B and D) or with a distinctive dark CL illumination (Fig. 5H). The main texture in the zircons is a regular oscillatory zoning (*e.g.* Fig. 5B, C and G). Recrystallization fronts (Fig. 5C-*rf*) and blurred areas can be seen overprinting oscillatory zoned domains. The innermost rim has a bright CL illumination (Fig. 5A, C and H), is mostly thin and irregular and cuts across the oscillatory zoned domains (transgressive recrystallization). These rims are mantled by rims with dark (Fig. 5H) to medium CL illumination (Fig. 5A and C) and homogeneous or planar zoning.

#### ***Geochronological Data***

***Sample AC-137-B:*** Twenty two analyses on 19 grains yielded 20 concordant to near concordant analyses with low common Pb: these are presented and plotted in Table 9 and Fig. 3H. The two oldest ages ( $2084 \pm 28$  and  $1193 \pm 12$  Ma) are interpreted as from xenocryst domains. A group of sixteen ages are between  $806 \pm 6$  and  $690 \pm 6$  Ma. The calculated age of the emplacement of this rock of  $793 \pm 4$  Ma (MSWD of 1.15;  $n=9$ ) is from the oldest nine analyses: this interpretation is considered further below. No data were obtained on the rims.

***Sample AC-338-A:*** Sixteen analyses on 13 grains yielded 12 concordant to near concordant analyses with low common Pb, which are presented and plotted in Table 10 and Fig. 3I. One older analysis ( $1075 \pm 14$  Ma) is interpreted as a xenocryst. The remaining ages are between  $810 \pm 10$  and  $705 \pm 10$  Ma and is related to oscillatory



zoned domains. The calculated emplacement age for this sample is  $802 \pm 12$  Ma (MSWD of 0.61;  $n=3$ ), based on the three oldest analyses. The Th/U ratio of the oscillatory zoned zircons is 0.2 - 0.5.

**Sample CH-174:** Nineteen analyses on 18 grains yielded 15 concordant to near concordant analyses with low common Pb: these are presented and plotted in the Table 11 and Fig. 3J. Two older ages ( $1541 \pm 25$  and  $897 \pm 11$  Ma) are interpreted as xenocrysts. Analyses from the oscillatory zoned areas produced a spread of ages from  $799 \pm 10$  and  $686 \pm 9$  Ma. The six oldest analyses were used to the calculation of the emplacement age, which is of  $783 \pm 8$  Ma (MSWD of 1.09). One age was obtained on a dark CL illumination rim with low Th/U, at  $629 \pm 8$  Ma. The low Th/U ratio and the texture suggest a metamorphic origin for this rim.

#### ***5.4 Felsic Mylonite***

##### ***Zircon texture***

Sample COR-42 is a mylonitic orthogneiss collected in a secondary shear zone close to the N-S Alférez Cordillera shear zone (Fig. 2). Most of the zircons from this sample show oscillatory zoning, some are regular and others have an irregular dispersion of the bands. Blurred domains and recrystallization fronts overprint oscillatory zoned domains (*e.g.* Fig. 5F-*rf*). A bright CL illumination rim is the innermost rim and is mantled by a dark CL illumination rim with homogeneous texture (Fig. 5E), followed by rims with medium CL illumination and patchy texture (Fig. 5F).

##### ***Geochronological Data***

Thirty five analyses on 16 grains yielded 27 concordant to near concordant analyses with low common Pb. The data are presented in Table 12 and plotted in Fig. 3L. For oscillatory zoned zircon areas, the ages are between  $801 \pm 8$  and  $681 \pm 9$  whereas the Th/U ratio varies from 0.13 to 0.69. Based on the four oldest analyses, the calculated age of emplacement of this rock is  $798 \pm 8$  Ma (MSWD of 0.23): the younger analyses in this group are considered below. Oscillatory zoned domains with intense blurring are grouped separately in Table 12 as mixture textures: these have younger ages than the oscillatory zoned zircons. The rims yield ages between  $668 \pm 7$  and  $596 \pm$

6 Ma. The two oldest rims (10-1 and 10-3; Table 12) have dark to medium CL illumination and may provide the best estimate of the metamorphism age at around 665 Ma (discussed below). The three youngest rim ages and the two youngest “mixed texture” analyses (collectively 619 to 596 Ma) show a patchy and homogenous texture (*e.g.* Fig. 5F - spot 13-1), highly variable Th/U ratio and are considerable younger than any other analyses from this study. The significance of this is discussed below.

### ***5.5 Felsic Migmatite***

#### ***Zircon Texture***

In the zircons from the migmatitic orthogneiss AC-370 (Fig. 2), several domains were identified with CL images. The more internal domain has an oscillatory zoned texture (Fig. 5L), which can be regular or irregular. Recrystallization fronts are common in this sample and are more abundant than in the other samples of this study. The recrystallization fronts are irregular, enriched in U and occur cutting across the oscillatory domains. Most of these zircons show an innermost rim with bright CL illumination followed by a dark CL illumination rim (Fig. 6B and 6C). The more external rims have medium CL illumination and have planar zoning. Some zircons preserve small cores oscillatory zoned and are dominated by the dark and medium CL illumination rims (*e.g.* Fig. 5K - grain 18).

#### ***Geochronological data***

Of the 48 analyses on 34 grains, 40 are concordant to near concordant data with low common Pb: these are presented and plotted in the Table 13 and Fig. 3M. Ages between  $792 \pm 6$  and  $686 \pm 6$  Ma and are from areas of oscillatory zoning. The textures and the Th/U ratio of this group of analyses (between 0.19 and 0.65) are typical of magmatic zircons. The calculated age of the emplacement of this rock is  $780 \pm 5$  Ma (MSWD of 1.3;  $n=8$ ) based on the eight oldest analyses: interpretation of the remaining analyses is discussed below. Data obtained in blurred areas of oscillatory zoning and intensely metamict areas are presented as mixture texture in Table 13. Analyses from these areas are younger than the oscillatory zoned zircons. Two analyses obtained in recrystallized areas, behind recrystallization fronts were of  $676 \pm 10$  and  $673 \pm 10$  Ma,

indistinguishable from the age of a bright CL illumination rim ( $674 \pm 10$  Ma). The remaining data are related to the black CL illumination rims, which yield ages between  $672 \pm 9$  Ma and  $642 \pm 9$  Ma. Fourteen analyses of the dark rims were used to the calculation of the age of this rim, which is of  $653 \pm 4$  Ma, with an MSWD of 0.92. The Th/U ratio of these zircon areas are mostly under 0.08, which together with the textures is typical of metamorphic growth, although analyses with higher Th/U could be from recrystallized 780 Ma zircons.

## 6. DISCUSSIONS

As summarized by Moller *et al.* (2003) and Grant *et al.* (2008), there are different processes that generate and modify zircons, either from a fluid (melt or aqueous) or in the solid state. The modification of existing zircons can be caused by recrystallization (which can be enhanced by prior metamictization), to dissolution-reprecipitation, to metamictization and to diffusion and leaching of Pb (see references in Moller *et al.*, 2003 and Grant *et al.*, 2008).

Some textures in zircons can be confidently related to a specific process, like the oscillatory zoning which is widely accept to be related to magmatic crystallization (*e.g.* Vavra, 1990; Hanchar and Miller, 1993; Hoskin and Black, 2000). Other textures like homogenous, sector and convolute can be related to different processes and a careful investigation is necessary for a correct interpretation of the process, as discussed below.

### 6.1 Textures and U-Pb ages

#### 6.1.1 Magmatic domains

The internal morphology of these zircons has remained prismatic, but the external shape has been modified by post-igneous events. The internal textures reveal a predominant oscillatory zoning texture in all the studied zircons except from one sample (CH-33-A). This typical magmatic texture is characterized by a regular or irregular distribution, and mostly fine-scaled euhedral growth zones and a Th/U ratio between 0.2 and 0.6. Values in this range of Th/U ratio have been reported by Rubatto (2002) as typical of magmatic zircons. The Th/U ratios of the zircons from sample CH-33 are significantly higher than in the other samples (with more than half the data with a Th/U

ratio  $\geq 1.0$ ; Table 6), and metamictization accompanying their high U-Th-contents has probably produced their typical homogeneous dark CL texture.

The modification of the finely-zoned magmatic domains can be seen as blurred or faded areas, recrystallization fronts (transgressive recrystallization) and metamict areas, and is considered in more detail below.

### *Emplacement age of protoliths*

Lead-loss from zircon is commonly associated with high grade metamorphism of long duration (Ashwal *et al.*, 1999). Ages are commonly discordant (*e.g.* Mezger and Krogstad, 1997), but they can be concordant to near concordant, as found by Ashwal *et al.* (1999) and in the present study (see Table 2-13) where the primary and secondary ages are not too dissimilar. Cherniak and Watson (2000) noted that Pb-loss from zircons is only effective under severe geological conditions when the zircons suffered recrystallization or radiation damage.

All samples show a spread in ages for oscillatory-zoned areas which is in excess of that expected for a single-aged population. Given the intensity and grade of the post-emplacement metamorphism, we interpret the spread in ages to be a consequence of Pb-loss from the primary zircons due to metamorphism. Hence emplacement ages are calculated from the oldest analyses in each sample, with the pooled data using as many analyses as possible without allowing the MSWD to be significantly above unity. The crystallization ages obtained in the twelve samples vary from  $802 \pm 12$  Ma (AC-338-A) to  $767 \pm 9$  Ma (CH-33-A) (Table 14).

The *ca.* 30 m.y. age range between the oldest and the youngest sample is considered to primarily reflect igneous activity over this interval. However, due caution should be expressed regarding this interpretation, given: (1) the method of calculation of the crystallization age, particularly when only a small number of analyses are used to calculate the age in some cases (Table 14), and the complication caused by the presence of xenocrysts; (2) the complexity of the zircon textures and the small width of some rims and zones, relative the 20 micron area of analysis by the SHRIMP method; and (3) the abundant evidence for modification of the primary textures, including: (a) blurred areas and recrystallization fronts: causing a partial or total resetting in the U-Pb system and Pb loss; (b) metamictization, and (c) fractures (mostly sealed fractures), which can aid Pb diffusion and loss from areas of zircons.

Although resolution of some of these uncertainties will only be resolved with additional, more detailed work, the independently estimated emplacement ages for 10 of the 12 samples is in the range of 802 - 780 Ma. This amount and consistency of data provides confidence that these ages are reliable. Two samples (UY-2-A and CH-33-A) are slightly younger at  $770 \pm 6$  Ma and  $767 \pm 9$  Ma, but both have a high number of analyses defining the emplacement age being these ages consistent emplacement ages.

**Table 14: Calculated emplacement ages for the Cerro Olivo Complex orthogneisses**

Sample	Emplacement age $\pm 1\sigma$ error (Ma)	MSWD	N° analysis
AC-338-A	$802 \pm 12$	0.61	3 of 13
AC-296-M	$796 \pm 8$	1.50	7 of 18
COR-42	$797 \pm 8$	0.57	5 of 31
AC-373-B	$795 \pm 8$	1.40	6 of 30
AC-133-B	$794 \pm 8$	1.12	5 of 25
AC-137-B	$793 \pm 4$	1.15	9 of 20
PCH-0869	$788 \pm 6$	0.82	6 of 37
CH-174	$786 \pm 9$	0.90	5 of 15
AC-370	$780 \pm 5$	1.30	8 of 38
UY-2-A	$771 \pm 6$	0.76	8 of 29
CH-33-A	$767 \pm 9$	1.3	10 of 12
CH-43-D	772-765?	--	2 of 16

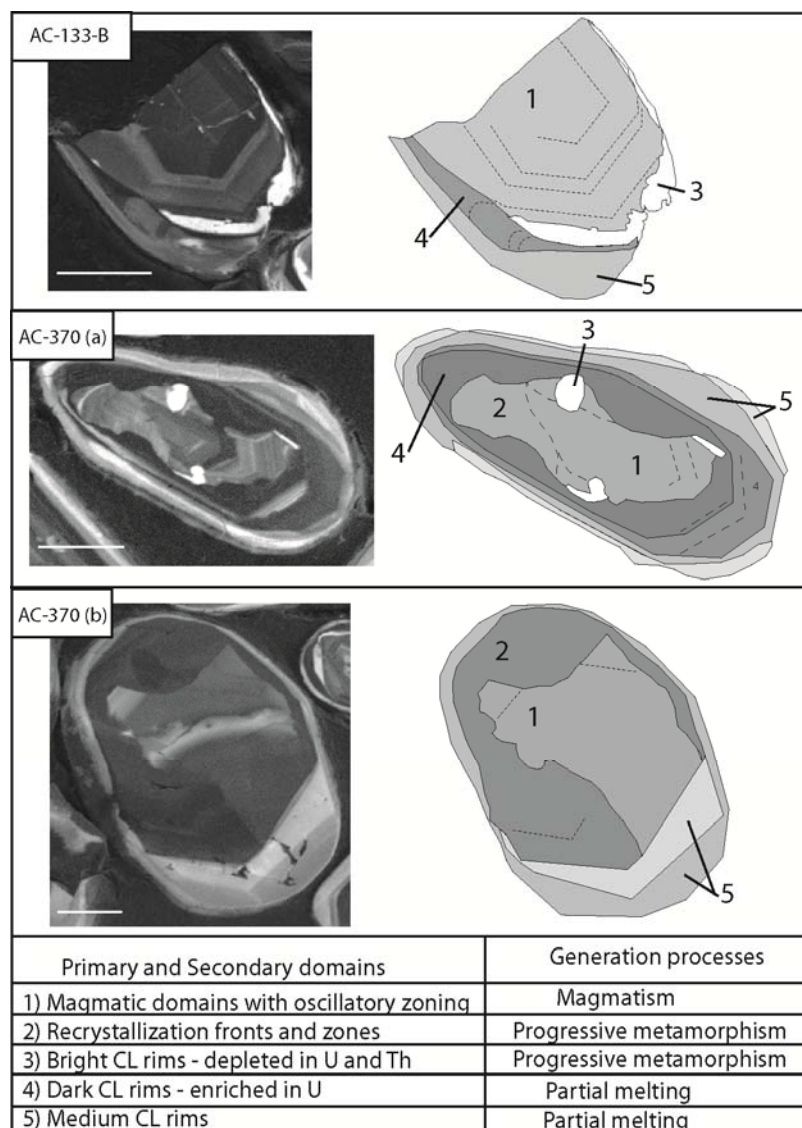
### 6.1.2. Secondary textures and ages

Overprinting recrystallization fronts/zones and texturally distinct rims are the main secondary textures observed in the zircons of this study. These were developed during the high grade metamorphic event, the retrograde cooling path and/or possible decompression melting that affected the Cerro Bori orthogneisses (cf. Roberts and Finger, 1996). During metamorphism, the supply of Zr required for the growth of new zircons can originate from the breakdown of some major and accessory minerals (Fraser *et al.*, 1997) or from aqueous metamorphic fluids (Williams *et al.*, 1996). Usually the most important supply of Zr is existing zircon, but because of the high insolubility of zircon at subsolidus conditions (Rubin *et al.*, 1993), the amount of new zircon growth during peak metamorphic conditions is generally small. However, significant amounts of metamorphic zircons can be generated during partial melting events (Vavra *et al.*, 1999; Rubatto *et al.*, 2001), mainly due to the increasing solubility of Zr with increasing T (Watson and Harrison, 1983). However in all the studied samples, even those which

showed no evidence of partial melting, new zircon growth forming rims and recrystallization fronts/zones were observed. Therefore it is important to identify the mechanisms responsible for the generation of the secondary textures to provide a robust interpretation of the age data and its relationship to metamorphism.

*a) Recrystallization fronts and zones*

The recrystallization fronts are mostly concentrated close to the boundaries of the magmatic zircons (Fig. 6), which is the area with the greatest concentration of lattice strain, and where recrystallization is more likely to start (Hoskin and Black, 2000). However, igneous fractionation often leads to zircon rims with higher U-content, and with time, enhanced radiation damage and greater susceptibility to recrystallization. The latter is supported by the data for sample AC-370, which has the most data for recrystallized zones. In this sample, the recrystallized zones have twice the U-content as the igneous oscillatory zoned areas. In general, recrystallization depletes the zircon in trace elements compare to the protolith (Hoskin and Black, 2000), which suggests the recrystallized zones in sample AC-370 were significantly enriched in U compared to the igneous zircons prior to recrystallization. This implies U-rich rims to the zircons were primary. The recrystallization fronts/zones were generated during the prograde metamorphism and they may represent the maximum age for the metamorphic peak. Only two ages were obtained in recrystallization zones, resulting in similar ages of  $676 \pm 10$  and  $673 \pm 10$  (Table 13 - #1-1 and 14-2), which is herein interpreted as the maximum age for the metamorphic peak of the region.



**Figure 6:** Cathodoluminescence images and line sketches of zircon growth domains. The interpretation of the domains and probable generation process are described in the bottom of the figure.

*b) Bright CL rims/overgrowth*

These mostly small rims are characterized by a bright CL illumination and are depleted in U and Th (*e.g.* Table 4 - spot 2-1). They are homogeneous and occur mantling or overgrowing the magmatic domains (Fig. 6A; 6B - domain 3). These rim/overgrowths were found in most of the studied zircons from all the lithotypes and represent the limit between the magmatic and the secondary domains. The bright CL characterises this generation of zircon and reflects lower U and Th contents compared to the magmatic domains, and distinctively low Th/U. As recrystallization is known to

expel trace elements (Hoskin and Black, 2000), the bright CL zones are probably related to recrystallization during prograde metamorphism. A similar observation, with bright CL zircon surrounding magmatic domains, was reported by Grant *et al.* (2008) in the Chaine trondhjemite and was interpreted to be related to recrystallization.

As an alternative to recrystallization of existing zircon, during prograde metamorphism the release of Zr is related mostly to the breakdown of minerals with a significant amount of Zr (like amphiboles and garnet) (Fraser *et al.*, 1997) or to input from a fluid rich in Zr. Gross *et al.* (2009) identified two prograde reactions for the mafic granulites from the Chafalote paragneisses, which were affected by the same metamorphic/deformational events as the Cerro Bori orthogneisses. The identified prograde reactions (M1 to M2) were:

- 1)  $\text{Hbl} \pm \text{Pl} + \text{Qz} = \text{Cpx} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$  and
- 2)  $\text{Hbl} + \text{Qtz} = \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qz}$

Both show the breakup of Zr-bearing hornblende and in both the products include minerals that incorporate Zr, like Grt and Opx. However, any released Zr from hornblende breakdown will not necessarily be incorporated in garnet or orthopyroxene, because of the preference of Zr to form new zircon (Rubatto, 2002). So the release of a Zr, even in a small amount commensurate with the small size and low abundance of domain 3 zircon (Fig. 6), can explain the crystallization of domain 3 rims. The high depletion in U and Th may be related to their low abundance during hornblende breakdown. Only two analyses were carried out on these rims due to their small size. These yielded ages of  $674 \pm 11$  Ma (Table 13, spot 1-2) and  $666 \pm 11$  Ma (Table 4, spot 2-1) which is within error of the *ca.* 675 Ma maximum age for the metamorphic peak, noted above.

### *c) Dark CL rims*

The dark CL rims (domain 4 in Fig. 6) occur mostly mantling the bright CL rims and are characterized by irregular rims with variable thickness (10 to 50  $\mu\text{m}$ ) and dark to black CL illumination, which reflects the high U-content of these areas (*e.g.* Fig. 4J; Table 4, spot 9-1). The Th/U ratio of these rims is mostly  $\leq 0.1$ , due to higher U and lower Th content compared to the magmatic domains (*e.g.* Table 4). The texture of these rims is mainly homogenous, with some internal convolute areas. In some samples there is clear evidence of partially dissolution of the pre-existing zircons (magmatic



domains and bright CL rims) and re-precipitation of these dark CL rims (*e.g.* Fig. 4J, Fig. 6B - domain 4). In other samples (*e.g.* Fig. 4H), there is little evidence of dissolution prior to precipitation of the dark CL rims.

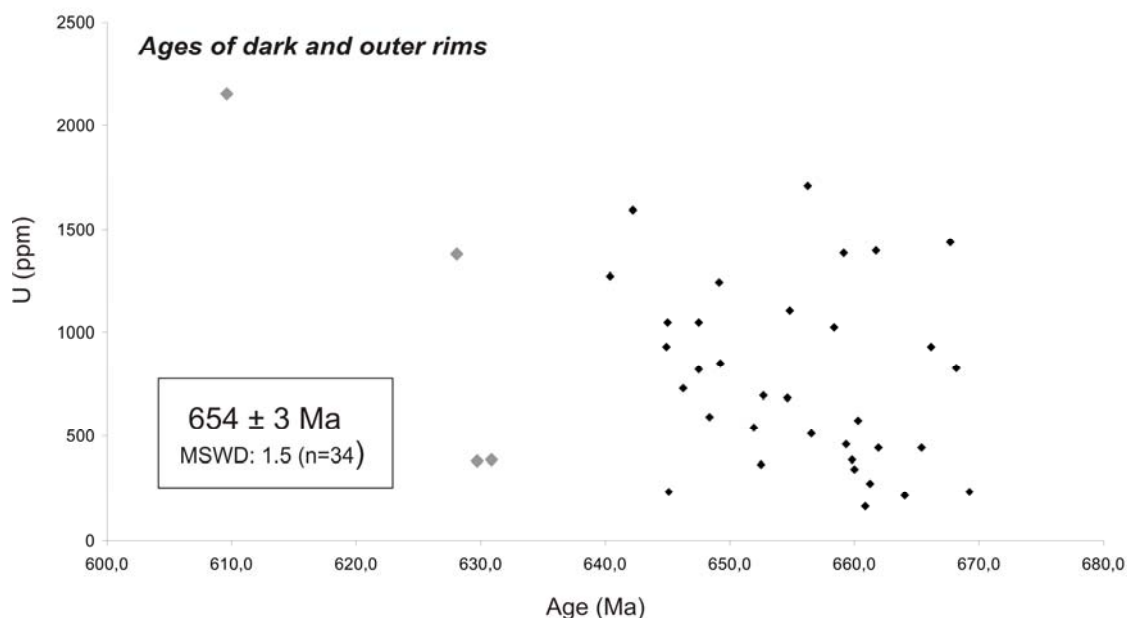
The dark CL rims are more volumetrically abundant than the bright CL rims, and together with their distinctive high U and low Th/U indicate the greater availability of Zr and U, compared to the bright CL rims. The potential sources of Zr are: (a) from the zircon itself, with the dissolution of existing zircons and then reprecipitation, mostly in larger zircons, (b) from the breakdown of minerals with Zr in the structure, and/or (c) from a partial melt which would allow more Zr mobility to be scavenged by existing zircons. Regarding U, the dark CL rims generally have higher U-contents than magmatic domains in the same sample, which can probably not be produced by local dissolution/reprecipitation of zircon: an external source of U or concentration mechanism is inferred. Dark CL zircon growth from a partial melt provides the best explanation to the abundance, and Zr and U sources, and the transition from bright to dark CL rims is considered to reflect the onset of partial melting and the production of leucosomes in the terrane. The dark and outer rims (described below) are more abundant in the rocks with bigger amount of visible leucosomes. Similar situations are reported in the literature (*e.g.* Rubatto *et al.*, 2001; Mooler *et al.*, 2003; Grant *et al.*, 2008), with dark CL rims enriched in U and with a low Th/U ratio. These authors interpreted this feature as related to partial melting or an aqueous fluid (magmatic or metamorphic).

The ages obtained from the dark CL rims are variable from *ca.* 660-630 Ma. A discussion of these ages is made below.

#### *d) Outer rim*

The outermost rim on some zircons has a light-grey to medium-grey CL illumination, and planar or homogeneous texture, and overgrows the dark CL rim (domain 5 in Fig. 6). The outer rim overgrowing the dark CL rim is abundant in the samples with evidence of partial melting (*e.g.* AC-370-A; COR 42), and together with its planar, euhedral growth texture (Fig. 6C) is considered to form in leucosomes after initial formation of the dark CL rims. The ages of the outer rims are *ca.* 645 – 660 Ma (#3-1, 27-1 in sample AC-133-B, Table 2; #17-1 in sample PCH-0869, Table 5; #10-3 in sample COR-42, Table 12), which is compatible with the estimate of *ca.* 660 Ma for the partial melting event.

The ages of the dark and the outer rims from all the samples (see description below) were plotted against U (ppm) (Fig.7). A big variation in the U content can be visualized, although there is not a direct relation between U content and age. Assuming all samples record the partial melting event, the ages of these rims were used for the calculation of the age of this event. The four youngest ages of this group (Fig.7, in grey) were excluded from the calculation. Thirty four data result in an age of  $654 \pm 3$  Ma, with a MSWD of 1.5 and this is considered to be the best estimate of the age of the partial melting.



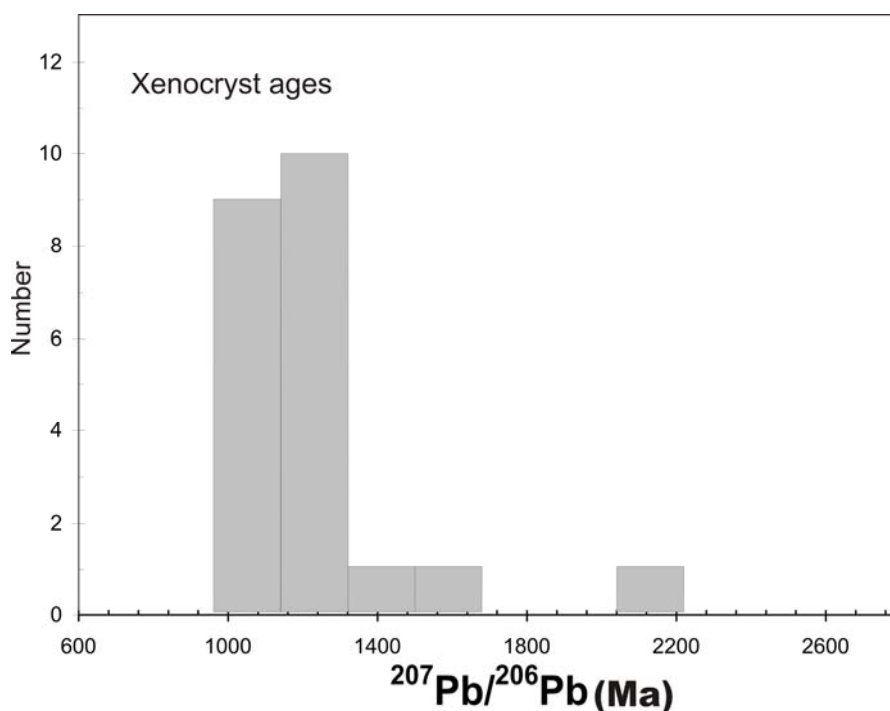
**Figure 7:** Plot of U (ppm) versus age (Ma) of the black and outer rims. Calculated age of the partial melting event presented in the box.

*e) Youngest zircons*

The youngest zircon ages (three analyses around 600 Ma) of this study are found in the felsic mylonite (COR-42). This sample shows intense ductile reworking during the reactivation of the Alferez Shear Zone, and it is inferred that the mechanical recrystallization and intense fluid percolation associated with the reactivation of the shear zone facilitated Pb-loss in some of the zircons of this sample. As such, shearing is indirectly dated at *ca.* 600 Ma.

### (b) Xenocryst characteristics and ages

The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages obtained on xenocrysts from all samples varies between 2165 Ma and the orthogneiss protolith emplacement ages of *ca.* 800 Ma. A concentration of ages between 1000 and 1300 Ma is evident (Fig. 8). The tectonic implication of these ages for xenocryst will be discussed later.



**Figure 8:** Age probability density plot for all xenocryst zircon data from the Cerro Bori orthogneisses.

### *6.2 Tectonic implications of Neoproterozoic magmatism and metamorphism in the evolution of the Dom Feliciano Belt*

The zircon U-Pb SHRIMP ages, together with the detailed investigation of zircon textures, Th/U ratio and U- and Th-contents in twelve samples from the Cerro Bori orthogneisses provide important new constraints on the evolution of the Uruguayan Dom Feliciano Belt. The timing of two major events is defined: a magmatic event that occurred at *ca.* 802 - 767 Ma and a metamorphic peak around *ca.* 670 Ma accompanied by partial melting at *ca.* 654 Ma.

### ***Magmatic Event***

The magmatic event established in this study was previously thought to be of Mesoproterozoic age (*ca.* 1000 Ma; Preciozzi *et al.*, 1999). More recent studies presented ages around 760 Ma, similar to the present investigation, but the interpretation of these ages were different (*e.g.* Bossi *et al.*, 2001), or the same ages were obtained for other rocks, like the Rocha granite (Hartmann *et al.*, 2002) which intrudes the orthogneisses from the Cerro Olivo Complex discussed herein. More recently, however, Oyhantçabal *et al.* (2009) and Masquelin *et al.* (*submitted*) published a crystallization age of *ca.* 776 Ma and a metamorphic age of *ca.* 640 Ma.

The magmatic event dated in the Cerro Bori orthogneisses at *ca.* 802-767 Ma is one of the oldest magmatic event of the “Brasiliano I” (Silva *et al.*, 2005) in southern Brazil and Uruguay. In Uruguay, the Cerro Bori orthogneisses are the oldest “Brasiliano” aged rocks. Understanding the association of magmatic rocks that outcrop in the Uruguayan Dom Feliciano Belt is important to the nature and timing of the West Gondwana final amalgamation, particularly as the association of rocks related to the Nico Perez and Piedra Alta Terranes (to the west) are made up mainly of archean to paleoproterozoic rocks (Hartmann *et al.*, 2001, Mallmann *et al.*, 2007) and minor neoproterozoic rocks (*ca.* 600-500).

Other occurrences of “Brasiliano I” association of rocks are also found in southern Brazil (Rio Grande do Sul State; Silva *et al.*, 2005). In the Western Domain of DFB (or São Gabriel Block *sensu* Chemale, 2000; Fig. 1a), three continental arc association of rocks are described with crystallization ages at *ca.* 870 Ma (Leite *et al.*, 1998), *ca.* 850-830 (Siviero *et al.*, 2009) and *ca.* 750-730 Ma (Imbicui Orthometamorphic Suite; Siviero *et al.*, 2009). Also a juvenile arc association, crystallized at *ca.* 750-700 Ma, occurs in the Western Domain (Cambaí Gneissic Complex- Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Chemale, 2000.). In the Central and Eastern Domain, the occurrence of “Brasiliano I” ages is rare and restricted to a few metavolcanic rocks in the Porongos Metamorphic Belt (Porcher *et al.*, 1999) dated at *ca.* 780 Ma, and mafic xenoliths (Piratini Gneisses) in the granitic rocks from the Eastern Domain, dated at *ca.* 780 Ma (Silva *et al.*, 1999). The three domains are separated by sutures identified with geophysical anomalies (Fernandes *et al.*, 1995b), but the occurrence of Early Brasiliano rocks in the three domains reveal a very close evolution in time and space of these rock associations.

The tectonic setting of the Cerro Bori orthogneisses is being investigated by Lenz

*et al. (in prep)*. Preliminary geochemical discriminators reveal a magmatic arc tectonic setting, similar to rocks from the Western Domain of the Dom Feliciano Belt. Further, xenocrystic zircons found in this study show a concentration of ages between 1000 and 1300 Ma (Fig. 8). Grenvillian Belts are absent in Uruguay and southern Brazil, although Mesoproterozoic ages were found in detrital zircons from sedimentary sequences, like the Porongos and Brusque Metamorphic Complex (southern Brazil) (Basei *et al.*, 2008; Gaucher *et al.*, 2008; Gruber *et al.*, 2008).

There are no available data of detrital zircons from the Chafalote paragneisses, but considering that the orthogneisses intrude the paragneisses sequence it is possible that the xenocrysts found in the studied rocks are detrital zircons from the Chafalote paragneisses. Mesoproterozoic source areas could have contribute to the Uruguayan and southern Brazilian sedimentary sequences, and a detailed study of the paleogeographic reconstruction of Rio de la Plata craton during the Late Mesoproterozoic and Early Neoproterozoic has yet to be done.

The interpreted maximum age of the metamorphic event is *ca.* 673-666 Ma, which is older that previously published metamorphic ages. Oyhantçabal *et al.* (2009) found an age of  $641 \pm 17$  Ma in zircon rims from the Cerro Bori orthogneisses and ages of *ca.* 650-600 Ma (Sm-Nd in garnet) are reported for the Chafalote Paragneisses (Gross, 2004). These younger ages are here interpreted as related to the partial melting event (age of the leucosomes), which is of  $654 \pm 3$  Ma.

The high grade metamorphic event that affected the Cerro Bori orthogneisses and Chafalote paragneisses is caused by a crustal thickening, related to the collision of the margin of Rio de la Plata craton and the Kalahari craton (southern Africa) (Gross *et al.* (2009).

## 7. CONCLUSION

The U/Pb zircon geochronological study of the Cerro Bori reveals a complex evolution history. Two major events have been identified: an older magmatic event and a younger metamorphic event.

1) The magmatic event is well preserved in eleven of the studied orthogneisses, in zircon domains with oscillatory zoning and Th/U ratio between 0.2 and 0.6. One sample preserve only xenocrysts and metamorphic rims, but geochemical similarities relates it to the here studied group of rocks.

2) Evidence of modification of this oscillatory zoning in zircons is observed in CL imaging, and includes: overprinting blurred areas, metamictization and recrystallization fronts (transgressive recrystallization). These modifications contributed to the dispersion in ages found in the magmatic domains in all the studied samples.

3) Calculated emplacement ages of the eleven orthogneisses samples range from  $802 \pm 12$  Ma (AC-338-A) to  $767 \pm 9$  Ma (CH-33-A).

4) Recrystallization fronts and bright CL illumination rims are related to prograde metamorphism and yield the maximum age of the peak of the high grade metamorphism, between  $676 \pm 10$  and  $666 \pm 11$  Ma.

5) The dark CL illumination rims show evidence of dissolution re-precipitation, intense enrichment in U and low Th/U ratio, and are interpreted as related to partial melting which formed leucosomes. The age of these rims is  $654 \pm 3$  Ma, and younger ages to *ca.* 630 Ma from these rims reflect Pb-loss.

6) The magmatic event forming the precursors to the Cerro Bori orthogneisses at *ca.* 802-767 Ma is one of the few occurrences of early Brasiliano Orogenic Cycle age in southern Brazil-Uruguay.

7) The high grade metamorphic event occurs in response to crustal thickening related to the collision between the Rio de la Plata and Kalahari cratons with a maximum metamorphic peak age of *ca.* 670 Ma and partial melting event at 654 Ma.

8) Xenocryst ages reveal the existence of an ancient crust in the time of the magmatism with concentration of ages at *ca.* 1000 and 1300 Ma.

## **8. ACKNOWLEDGEMENTS**

This study was supported by a PHD scholarship in Brazil and a Capes scholarship in Australia to the first author. Dr. E. Koester is thanked for field assistance and manuscript revisions. Curtin University of Technology, Perth, is acknowledged for access to the SHRIMP and SEM facilities. U–Pb analyses were performed on the WA SHRIMP II, operated by a WA university-government consortium with ARC support.

## 9. REFERENCES

- Almeida F.F.M. de, Amaral, G., Cordani U.G., Kawashita K., 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River. *In: Nairn AE & Stehli FG (eds): The Ocean Basins and Margins*, Plenum Pub. Co., pg: 411-446.
- Ashwal, L.D., Tucker, R.D., Zinner, E.K., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (18), 2839–2851.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, da L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439–442.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (Eds), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Geological Society of London, Special Publication 294, 239–256.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Research* 139, 139–221.
- Bossi, J., Campal, N., Hartmann, L.A., Schipilov, A., 2001. Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II. *In: Congreso Latinoamericano de Geología*, 15. Montevideo, Actas CD, Resúmenes Ampliados, nº 94.
- Bossi, J., Ferrando, L., Albanell, H., 1967. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay *In: 11 Simposio Internacional sobre Deriva Continental*, Montevideo, pp. 60-72.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research* 7 (3): 661-674.
- Campal, N., Gancio, F., 1993. Asociación volcanitas piroclásticas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileño en el Uruguay. *In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Resúmenes Extensos*, 2. La Paloma (Uruguay), Nr. 44.
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução Geológica do escudo Sul-rio-grandense. *In: Holz and De Ros (Eds). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre- RS, Editora CIGO/UFRGS, 13-52.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172, 5-24.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao, Zh., Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. *Journal of Geological Society of London* 149, 171– 184.

- Corfu, F., Hachar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hachar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*, 53. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry, pp. 469–495.
- Dalla Salda, L., Bossi, J., Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11, 263–269.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C. C Tommasi, A., Kramer, G., Ramgrab, G.E., Camazzoto, E., 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II- Uma Contribuição a partir do registro geofísico. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4), 351-374.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31 SBG. Camboriú, Anais, 5, 2879-2892.
- Fraser, G., Ellis, D., Eggins, S., 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology* 25, 607–610.
- Gaucher, C., Chigolino, L., Pecoits, E., 2004. Southernmost exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Paleogeographic implications for the amalgamation of W Gondwana. *Gondwana Research* 7, 701–714.
- Gaucher, C., Finney, S.C., Poire, D.G., 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167, 150–170.
- Grant, M.L., Wilde, S.A. Wu, F. Yang, J., 2008. The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th–U–Pb chemistry and U–Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary. *Chemical Geology* 261, 155–171.
- Gross, A.O.M.S., 2004. Evolução termal da crosta no sul do Brasil e Uruguai durante o Neoproterozóico: Petrologia metamórfica, termobarometria e idades Sm–Nd da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (BR) e Suíte Metamórfica Chafalote (UY). Unpublished PHD thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 271 pg.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Gruber, L., Porcher, C.C., Lenz, C., Dussin, I., Chemale, F. 2008. Dom Feliciano Belt: zircon ages for the Porongos Metamorphi Complex. VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos de Bariloche – Argentina.
- Hachar, J.M., Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem. Geol.* 110, 1-13.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A., Lafon, J.M., 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay–SHRIMP U–Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 557–570.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., McNaughton, N.J., 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic



- magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229–236.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423–439.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 40, 688–705.
- Lenz, C. 2010. Evolução tectônica Précambriana dos ortogneisses do Complexo Cerro Olivo - Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. Unpublished thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 150 pg.
- Ludwig, K.J., 2003. Isoplot 3.00 Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 1–70.
- Machado, N., Kope, J.C., Hartmann, L.A., 1990. A late Proterozoic U–Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *J.S. Am. Earth Sci.* 3 (2/3), 87–90.
- Mallmann, G., Chemale, F., Avila, J.N., Kawashita, K., Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research* 12, 489–508.
- Masquelin, H. A. 2002. A evolução estrutural e metamórfica do Terreno Punta del Este-Sudoeste Uruguaio. Tese de doutorado. Instituto de Geociências-UFRGS, 350 pp.
- Masquelin, H., Gomez Rifas, C., 1998. Tectonic Evolution of Neoproterozoic to Early Palaeozoic Units from Uruguay. *In: Latin American Geoscientific Colloquium, Bayreuth. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Stuttgart, (3-6): 681-699.*
- Masquelin, H., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., *Submitted*. SHRIMP U-Pb zircon ages of the Cerro Olivo Complex: Neoproterozoic magmatism and Mesoproterozoic inheritance in Eastern Uruguay. *International Geology Review submitted*. ISSN: 0020-6814.
- Masquelin, H., Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., E. Morales, E., 2001. Geología y Geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay. *In: Actas do XI Congresso Latino Americano de Geologia, Montevideo.*
- Mezger, K., Krogstad, E.J., 1997. Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 127–140.
- Möller, A., Hensen, B.J., Armstrong, R.A., Mezger, K., Ballèvre, M., 2003. U–Pb Zircon and Monazite Age Constraints on Granulite–Facies Metamorphism and Deformation in the Strangways Metamorphic Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 406–423.
- Oyhantçabal, P. 2005. The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Unpublished PHD thesis.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1–11.

- Porada, H. 1979: The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of Continental Collision, *Tectonophysics*, 57: 237-265.
- Porada, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44, 103–136.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. *Boletim de Resumos, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, 18, Gramado, Brasil, pg. 110.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M.A.S., 1999a. The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. *In: Actas of II South American Symposium on Isotope Geology*, Cordoba, Argentina, 338-340.
- Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, R., Ledesma, J.J., Guerequiz, R., 2001. Dom Feliciano Belt and Punta del Este Terrane: geochronological features. *In: III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, pg. 217–220.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic–early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11, 168–174.
- Roberts, M.P., Finger, F., 1997. Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25 (4), 319–322.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138
- Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 458–468.
- Rubin, J. F., Henry, C. D., Price, J. G., 1993, The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration: *Chemical Geology* 110, 29–47.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H., 2010. The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review* 52(1), 51-78.
- Silva, da L. C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136, 203–240.
- Silva, da L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I., 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic–gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649–667.
- Silva, da L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U–Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41, 531–551.
- Siviero, R.S.; Bruguier, O., Koester, E., Fernandes, L.A.D. 2009. Crustal evolution in the Lavras do Sul region, southern Brazil and the amalgamation of West Gondwana. *In: Goldschmidt Conference Abstracts: A1232*.
- Smith, J.B., Barley, M.E., Groves, D.I., Krapez, B., McNaughton, N.J., Bickle, M.J. and Chapman, H.J., 1998. The Scholl shear zone, West Pilbara : evidence for a

- terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U-Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Precambrian Research*, 88: 143-171.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 90–99.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 337–358.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 380–404.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett* 64, 295–304.
- Williams, I.S., Buick, I.S., Cartwright, I., 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 29– 47.

**ARTIGO 2**

***GEOCHEMISTRY OF THE NEOPROTEROZOIC (800-770 MA) CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY: TECTONIC EVOLUTION OF A CONTINENTAL ARC BACK-ARC SYSTEM***

*Artigo submetido para a revista Lithos*

Dear Mrs Lenz,

Your submission entitled "GEOCHEMISTRY OF THE NEOPROTEROZOIC (800-767 MA) CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY: TECTONIC EVOLUTION OF A CONTINENTAL ARC-BACK-ARC SYSTEM" (Research Paper) has been received by Lithos.

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

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <http://ees.elsevier.com/lithos/> as Author.

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management  
Lithos

Elsevier Editorial System(tm) for Lithos  
Manuscript Draft

Manuscript Number:

Title: GEOCHEMISTRY OF THE NEOPROTEROZOIC (800-767 MA) CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN URUGUAY: TECTONIC EVOLUTION OF A CONTINENTAL ARC-BACK-ARC SYSTEM

Article Type: Research Paper

Keywords: Dom Feliciano Belt, Cerro Bori orthogneisses, Geochemistry, Arc-Back-Arc system

Corresponding Author: Mrs Cristine Lenz, Msc.

Corresponding Author's Institution: UFRGS

First Author: Cristine Lenz, Msc.

Order of Authors: Cristine Lenz, Msc.; Carla C Porcher, Dr; Luis A Fernandes, Dr; Edinei Koester, Dr; Romulo V Conceição, Dr; Henrique A Masquelin, Dr

**Abstract:** The Cerro Bori orthogneisses, crystallized between ca. 800-767 Ma, is composed by a sequence of mafic gneisses, with gabbroic to dioritic gabbroic compositions tectonically interleaved with a sequence of tonalitic and granodioritic gneisses. These rocks intruded the Chafalote paragneisses (semipelitic rocks and marbles) and they were metamorphosed in high P-T conditions between ca. 676-654 Ma. This paper present the first major and trace geochemical signatures, as well as Sm and Pb isotopic composition for the Cerro Bori orthogneisses, which allowed distinguishing three different groups of rocks. Type I rocks are mafic gneisses with tholeiitic affinity and geochemical signatures characteristics of a back-arc setting. Type II rocks are mostly tonalitic gneisses with calc-alkaline affinity and typical geochemical signatures of a continental arc setting. The third type is composed of biotite rich mafic gneisses with potassic and ultrapotassic affinities. All the three types of rocks have negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (between -2.12 and -6.67) and old TDM ages (between 1.2 and 2.0 Ga), indicating that the process of crustal assimilation/contamination was an important process, together with fractional crystallization. An Andean type arc setting is suggested to this association of rocks between 800-767 Ma, on a spatially close arc and back-arc settings. At ca. 30 Ma after the beginning of the subduction occur the crystallization of a small volume of potassic and ultrapotassic rocks. This subduction suggests the existence of an ocean between Rio de La Plata and adjacent cratons during the break up of the Rodinia supercontinent.

**GEOCHEMISTRY OF THE NEOPROTEROZOIC (800-767  
MA) CERRO BORI ORTHOGNEISSES, DOM FELICIANO BELT IN  
URUGUAY: TECTONIC EVOLUTION OF A CONTINENTAL ARC  
BACK-ARC SYSTEM**

**LENZ, C.<sup>a\*</sup>, PORCHER, C.C<sup>b</sup>, FERNANDES, L.A.D.<sup>b</sup>, KOESTER, E.<sup>b</sup>,  
CONCEIÇÃO, R.V.<sup>b</sup>, MASQUELIN, H.<sup>c</sup>.**

*a Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Email\*: [crislenz@yahoo.com.br](mailto:crislenz@yahoo.com.br)*

*b Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Email: [carla.porcher@ufrgs.br](mailto:carla.porcher@ufrgs.br), [ladfernandes@gmail.com](mailto:ladfernandes@gmail.com), [edineikoester@yahoo.com.br](mailto:edineikoester@yahoo.com.br), [rommulo.conceicao@ufrgs.br](mailto:rommulo.conceicao@ufrgs.br),*

*c Universidad de La Republica, Montevideo, Uruguay. Email: [hmasquel@fcien.edu.uy](mailto:hmasquel@fcien.edu.uy)*

**ABSTRACT**

The Cerro Bori orthogneisses, crystallized between *ca.* 800-767 Ma, is composed by a sequence of mafic gneisses, with gabbroic to dioritic gabbroic compositions tectonically interleaved with a sequence of tonalitic and granodioritic gneisses. These rocks intruded the Chafalote paragneisses (semipelitic rocks and marbles) and they were metamorphosed in high P-T conditions between *ca.* 676-654 Ma. This paper present the first major and trace geochemical signatures, as well as Sm and Pb isotopic composition for the Cerro Bori orthogneisses, which allowed distinguishing three different groups of rocks. Type I rocks are mafic gneisses with tholeiitic affinity and geochemical signatures characteristics of a back-arc setting. Type II rocks are mostly tonalitic gneisses with calc-alkaline affinity and typical geochemical signatures of a continental arc setting. The third type is composed of biotite rich mafic gneisses with potassic and ultrapotassic affinities. All the three types of rocks have negative  $\epsilon_{\text{ND}}$  values (between -2.12 and -6.67) and old  $T_{\text{DM}}$  ages (between 1.2 and 2.0 Ga), indicating that the process of crustal assimilation/contamination was an important process, together with fractional crystallization. An Andean type arc setting is suggested to this association of rocks between 800-767 Ma, on a spatially close arc and back-arc settings. At *ca.* 30 Ma after the beginning of the subduction occur the crystallization of a small volume of potassic

and ultrapotassic rocks. This subduction suggests the existence of an ocean between Rio de La Plata and adjacent cratons during the break up of the Rodinia supercontinent.

**Keywords:**

**1. INTRODUCTION**

Several events of the Brasiliano Orogenic Cycle are well preserved in the Uruguayan and South Brazilian Dom Feliciano Belt. The events and timing of the amalgamation of the west Gondwana (Brasiliano II *sensu* Silva *et al.*, 2005) are relative well known and correlations are made between the Dom Feliciano Belt (DFB) and the Coastal Terrane in Namibia (*e.g.* Goscombe and Gray, 2007; Gross *et al.*, 2009). On the other hand the first registers of the Brasiliano orogenic cycle (Brasiliano I, *sensu* Silva *et al.*, 2005) in the Dom Feliciano Belt are restricted to the western domain of the Dom Feliciano Belt (Vila Nova Belt of Chemale Jr., 2000) and to minor occurrences in the eastern domain of the DFB (Piratini Gneisse, Silva *et al.*, 1999).

The recently dated Cerro Bori orthogneissic rocks in the Eastern Domain of the DFB in Uruguay has shown the existence of a large area of rocks crystallized between ca. 800-767 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2009; Lenz *et al.*, *submitted*; Masquelin *et al.*, *submitted*) and therefore related to the Brasiliano I orogenic cycle. These rocks were affected by a high grade metamorphic event and intense deformation at ca. 660 Ma, due the amalgamation of West Gondwana. The geochemical characteristics of these rocks will be discussed in this paper aiming to identify the tectonic setting for the rocks of the area and to improve the knowledge of the first studied large occurrences of the Brasiliano I in the eastern domain of the Dom Feliciano Belt.

In this study we present the first major and trace elements geochemical data and also Sm-Nd and Pb-Pb isotopic data for the Cerro Bori orthogneisses. The geochemical data, together with field investigation and recently obtained U-Pb ages in zircon (Lenz *et al.*, *submitted*) will be used to investigate the similarities and differences between the mafic gneisses and tonalitic/granodioritic gneisses that composed the Cerro Bori orthogneisses. Beyond all the obtained data from the Cerro Bori orthogneisses will be used to suggest a geodynamic model for the studied area.



## 2. GEOLOGICAL BACKGROUND

The Dom Feliciano Belt crops out in the eastern border of Uruguay and South Brazil (Santa Catarina and Rio Grande do Sul States). This study is focused in the Eastern Domain (ED) of the Dom Feliciano Belt (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995b) in Uruguay, where it is known as well as Punta del Este and Cuchilla Dionisio Terrane (Basei *et al.*, 2005; Silva *et al.*, 2005; Bossi and Gaucher, 2004).

The ED of the Dom Feliciano Belt in Uruguay is composed of a high grade metamorphic association of rocks, represented by the Cerro Olivo Complex, beyond syn to post-orogenic granites (Aiguá Batholith), low to medium grade supracrustal rocks and rhyolitic rocks (Bossi *et al.*, 1967; Ramos, 1988; Campal and Gancio, 1993; Masquelin, 2002; Bossi and Gaucher, 2004; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Sánchez-Bettucci *et al.*, 2010).

The oldest unit of the Cerro Olivo Complex (COC) are the Chafalote paragneisses (metapelites, semipelites, carbonate and mafic rocks), which are intruded by the Cerro Bori orthogneisses (mafic and tonalitic/granodioritic gneisses) and the Centinela augen gneisses. Previous studies identified four metamorphic events (M1, M2, M3, M4) and two main deformational events (D1, D2) in the Cerro Olivo Complex rocks (Masquelin, 2002; Gross *et al.*, 2009). The first deformational event generated a gneissic banding and a stretching lineation with E-W orientation. During the D2 event flat-lying and transcurrent shear zones were developed, with a NE-SW trending (Masquelin, 2002; Oyhantçabal, 2005; Gross *et al.*, 2009). The transcurrent shear zones are represented by the N-NE Sierra Balleja shear zone and the Alférez-Cordillera shear zone, with N-NE main orientation and crosscutting the Cerro Bori orthogneisses in the study area (Fig. 2). The peak metamorphism (M2) of the area was calculated at 7-10 kbars and 830-950 °C, followed by a decompression stage (M3) at 4.8-5.5 kbars and 788-830 °C and a later exhumation M4 event (Gross *et al.*, 2009).

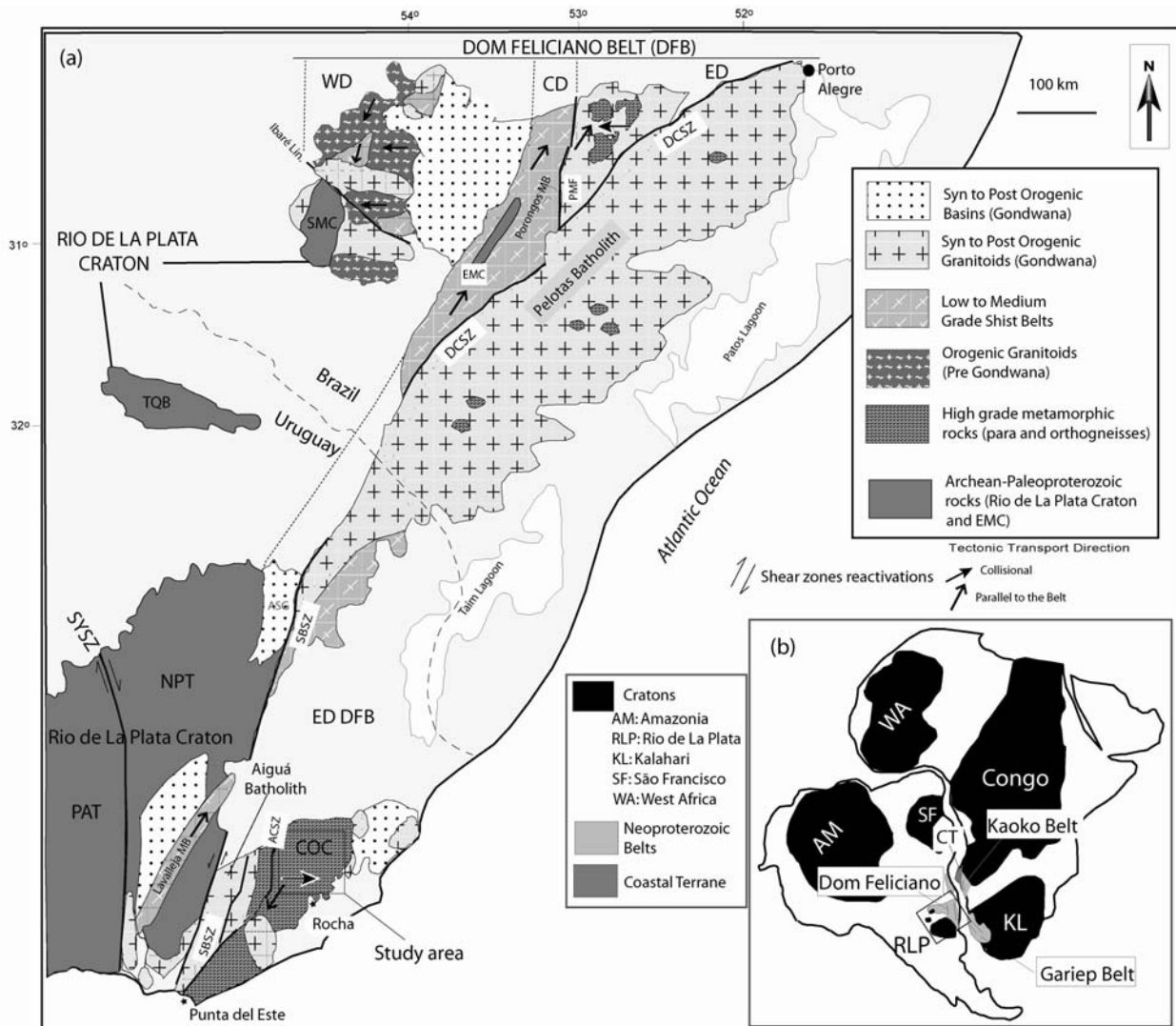
To the west of the ED-DFB the predominant rocks are related to the Rio de La Plata craton (Almeida *et al.*, 1973; Fragoso-César, 1980; Dalla Salda *et al.*, 1988; Hartmann *et al.*, 2001), represented by the Paleoproterozoic rocks from the Piedra Alta Terrane and Paleoproterozoic to Archean rocks from the Nico Pérez Terrane.

The Piedra Alta Terrane (PAT) is composed of Paleoproterozoic juvenile rocks crystallized between 2.22 e 2.02 Ga (Hartmann *et al.*, 2000, 2002; Santos *et al.*, 2003). Lithological and geochronological similarities were found between the PAT rocks and

the Tandilla Belt rocks in east Argentina (Rapela *et al.*, 2007). Both have registered as well an extensional event at ca. 1.8-1.6 Ga resulting in the crystallization of a tholeiitic dike swarm (Hall *et al.*, 2001; Teixeira *et al.*, 2002).

On the other hand, the Nico Perez Terrane (NPT) is composed of restricted Archean rocks, with ages between 3.41–3.10 Ga, and a younger volcano-sedimentary sequence with ages < 2.7 Ga (Hartmann *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2003; Mallmann *et al.*, 2007). The Neoproterozoic rocks that crop out in the NPT are the metavolcano-sedimentary Lavalleya Complex, granitic rocks from the Aiguá Batholith and late tectonic sedimentary basins (Sánchez-Bettucci *et al.*, 2001; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Gaucher *et al.*, 2004)

The Piedra Alta and Nico Perez Terranes are separated by the Sarandi del Yipiriápolis mega shear zone, (N-NNW) (Bossi and Campal, 1992) and the contact of these two cratonic terranes with the ED-DFB is marked by the transcurrent Sierra Ballena shear zone (NNE) (Gomez Rifas, 1995).



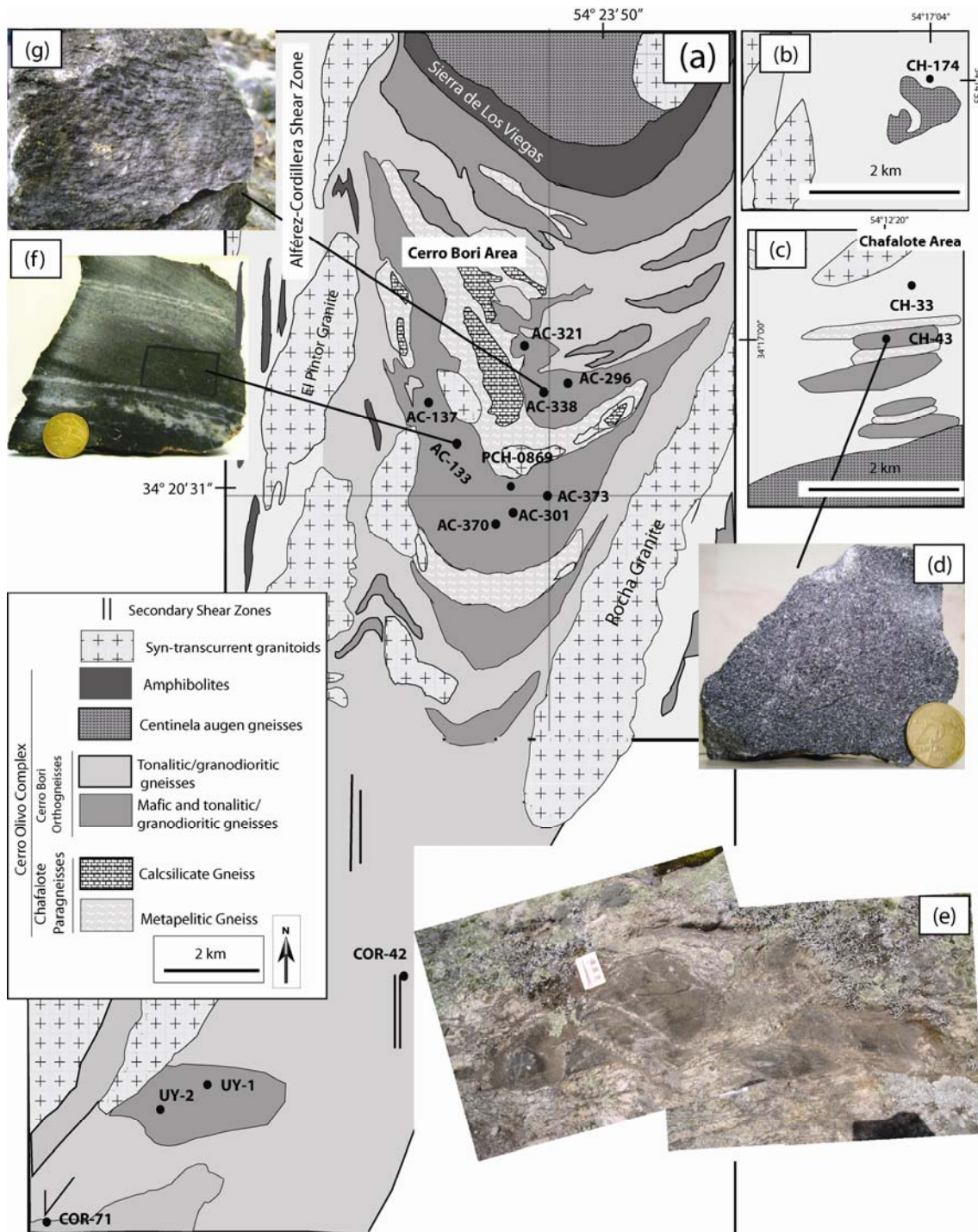
**Figure 1: (a)** Geological map of Dom Feliciano Belt and Rio de La Plata Craton in South Brazil and Uruguay. Modified of Hallinan *et al.*, (1993); Fernandes *et al.*, (1995b); Masquelin, (2002); Oyhantçabal *et al.*, (2009). **(b)** Localization of Dom Feliciano Belt and adjacent African Belts in the Gondwana configuration. Abbreviations: PAT: Piedra Alta Terrane; NPT: Nico Pérez Terrane; COC: Cerro Olivo Complex; TQR: Taquarembó Block; SMC: Santa Maria Chico; WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; SYSZ: Sarandí del Yí Shear Zone; SBSZ: Sierra Ballena Shear Zone; DCSZ: Dorsal do Canguçu Shear Zone; PMF: Passo do Marinheiro Fault.

The crystallization age of the Cerro Bori orthogneisses were for a long time thought to be of Mezoproterozoic ages (*ca.* 1000 Ma). Therefore the rocks from the Cerro Olivo Complex were grouped in the Grenvillian age Punta del Este Terrane, which was interpreted as a fragment of African origins (Namaqua Belt) (Bossi and Gaucher, 2004; Gaucher *et al.*, 2004; Gaucher *et al.*, 2008) accreted to the Rio de La Plata craton during Cambrian times.

With the recently obtained data by Oyhantçabal *et al.* (2009), Masquelin *et al.*, (*submitted*) and Lenz *et al.*, (*submitted*) the crystallization age of the Cerro Bori orthogneisses was defined as being between 800-767 Ma. These authors found ages related to the high grade metamorphic event between 670-640 Ma (U-Pb in zircon, SHRIMP), whereas Gross *et al.*, (*accepted*) obtained slightly younger interval, between 656 and 596 Ma on metamorphic garnets (Sm-Nd whole rock and garnet).

### 3. LOCAL GEOLOGY

The Cerro Bori orthogneisses is composed of two main lithotypes, tonalitic/granodioritic gneisses, which are the most conspicuous and mafic gneisses. These two lithotypes cannot be separated in mappable units, only can be separated areas where the occurrences of mafic rocks associated to the tonalitic/granodioritic rocks are more voluminous (Figs. 2a, b and c).



**Figure 2:** Geological map of the main studied area with the localization of the studied samples, modified from Masquelin (2002); (a) Cerro Bori and Cerro Áspero areas (the last one is the southern area) (b) Area north of Cerro Bori; (c) Chafalote area; (d) Macroscopic picture of biotite rich mafic gneiss CH-43-D; (e) Field relations of mafic gneiss as *boudins* surrounded by the granodioritic gneiss. (f) Macroscopic picture of mafic gneiss AC-133-B; (g) Macroscopic picture of tonalitic gneiss AC-338.

### ***Mafic Gneisses***

The mafic gneisses occur frequently as *boudins* in the tonalitic/granodioritic gneiss and rarely in continuous metric to kilometeric occurrences. When occurring as *boudins*, the mafic gneisses can have tabular, rounded or ellipsoidal shape, and sizes ranging from centimeter to meter (Fig. 2e). The mafic gneisses occur as well as tabular layers parallel to the paragneiss banding or as xenoliths in the adjacent granitic rocks.

Different petrographic types of mafic gneisses can be recognized, some have a fine grain size, dark colour, with a slight foliation and small leucosome areas (Fig. 2f). Others have a medium grain size and are foliated. The mineral assemblage of these two rocks is variable, but most of them have abundant orthopyroxene, plagioclase and less biotite and quartz. Clinopyroxene, garnet and hornblende are common but less abundant than the former minerals, common accessory minerals are ilmenite and zircon (Table 1). Besides this two mafic gneisses lithotypes there are another type with rare occurrences and characterized by an abundance of biotite (Fig. 2d). They occur as *boudins* in the tonalitic and granodioritic gneiss and show an orientation of the minerals in microscale. Two mineral assemblages were found, biotite with orthopyroxene, plagioclase, clinopyroxene and quartz or biotite with calcic amphibole (probably a pargasite), plagioclase and minor quartz. Typical accessory minerals of the two lithotypes are zircon and rutile.

**Table 2:** Characteristics of the studied samples

Sample	Classification	Major elem. Classification <sup>1</sup>	Affinity	#	Mineral Assemblage	Crystall. Age (Ma)	Localization-Coordinates
UY-2-A	Mafic Gneisse	Gabb. Diorite	th	M	Opx+Cpx+Bt+Pl+Qtz	771 ± 6	Cerro Aspero 54°32'08''W/34°17'44''S
AC-296-A	Mafic Gneisse	Gabb. Diorite	th	P	Opx+Cpx+Hb+Bt+Pl+Qtz		Cerro Bori 54°23'54.14''W/34°18'52.83''S
AC-133-B	Mafic Gneisses	Gabb. Diorite	th	M	Opx+Cpx+Hb+Bt+Pl+Qtz	794 ± 8	Cerro Bori 54°25'39''W/34°20'14''S
AC-373-B	Mafic Gneisse	Diorite	th	P	Opx+Cpx+Grt+Bt+Pl+Qtz	795 ± 8	Cerro Bori 54°23'50''W/34°20'31''S
AC296-M	Mafic Gneisse	Diorite	th	P	Opx+Bt+Pl+Qtz	802 ± 7	Cerro Bori 54°23'51''W/34°18'53''S
AC-370-A	Mafic Gneiss/ Migmatite		ca	P	Grt+Bt+Pl+Qtz	780 ± 8	Cerro Bori 54°24'33''W/34°24'05''S
AC-296-B	Mafic Gneiss/ Migmatite		ca	P	Opx+Grt+Bt+Pl+Qtz		Cerro Bori 54°23'54.14''W/34°18'52.83''S
AC296-N	Mafic Gneisse	Diorite	ca	P	Opx+Grt+Bt+Pl+Qtz		Cerro Bori 54°23'51''W/34°18'53''S
PCH-0869	Tonalite		ca	P	Opx+Bt+Pl+Qtz	788 ± 6	Cerro Bori 54°24'17''/34°20'21''S
UY-2-B	Tonalite		ca	P	Opx+Bt+Pl+Qtz		Cerro Aspero 54°32'08''W/34°17'44''S
UY-1-B	Granodiorito		ca	P	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Chl		Cerro Aspero 54°30'08''W/34°18'44''S
AC-321	Tonalite		ca	P	Pl+Qtz+Bt+Ch		Cerro Bori 54°24'32.46''W/34°19'02.20''S
AC-301-B	Tonalite		ca	P	Pl+Qtz+Opx+Hb+Bt		Cerro Bori 54°23'59.17''W/34°20'43.79''S
AC-137-B	Tonalite		ca	P	Pl+Qtz+Opx+Bt	793 ± 4	Cerro Bori 54°25'9''W/34°19'34''S
CH-174	Granodiorito		ca	P	Pl+Kfs+Qtz+Chl+Ep	786 ± 9	Chafalote 54°17'4''W/34°14'35''S
AC-338-A	Tonalito		ca	P	Pl+Qtz+Bt+Grt	802 ± 12	Cerro Bori 54°23'55''W/34°18'59''S
AC-137-A	Tonalite		ca	P	Pl+Qtz+Opx+Bt		Cerro Bori 54°25'9''W/34°19'34''S
COR-42	Granodiorito		ca	P	Pl+ Qtz+Kfs+Grt+Bt	797 ± 8	Cerro Bori/Cerro Aspero 54°24'58''W/34°24'44''S
COR-71-A	Tonalite		ca	P	Pl+Qtz+Opx+Hb+Bt		Cerro Aspero 54°31'20.21''W/34°29'12.46''S
CH-43-D	Biotite rich mafic gneisse	Gabb. Diorite	ultra K	M	Bt+Amp+Pl+Qtz	~769± 2	Chafalote 54°12'20''/34°17'00''S
CH-33-A	Biotite rich mafic gneisse	Diorite	potassic	M	Opx+Cpx+Hb+Bt+Pl+Qtz	767 ± 9	Chafalote 54°11'16''/34°17'00''S

Younger mafic rocks (*ca.* 659 Ma) were also found as *boudins* in the tonalitic gneiss. These mafic rocks are granofels, with equigranular grain size and do not have any evidence of leucosome. The difference between these younger mafic *boudins* and the here studied mafic *boudins* were made mostly based on characteristic geochemical signatures and U-Pb SHRIMP ages of these samples (see Lenz *et al.*, *submitted A*). Beside the younger mafic *boudins*, younger mafic rocks (*ca.* 647 and 635 Ma) were found as well as dikes, crosscutting the tonalitic gneisses (Lenz *et al.*, *submitted A*).

### ***Tonalitic and granodioritic gneisses***

Tonalitic and granodioritic gneisses have mostly irregular and discontinuous mafic and felsic layers (Fig. 2g). The mineral assemblage is plagioclase, quartz,

orthopyroxene, hornblende, biotite and minor garnet and feldspar. Secondary minerals are common, like chlorite, epidote and the accessory minerals are zircon and minor apatite. Some samples register an intense retrogression mineral assemblage whereas orthopyroxene relicts were transformed in amphibole. Epidote is very common in these retrogressed rocks.

Trondhjemites are commonly associated to the tonalitic/granodioritic gneisses and occur as injections parallel to or crosscutting the gneissic layering. Leucosomes also can be visualized in the studied area, as irregular portions crosscutting the tonalitic/granodioritic gneissic layering, and in some cases as a migmatite. Mylonites are found associated to the Alférez-Cordillera shear zone and to nearby secondary shear zones.

## **4. ANALYTICAL METHODS**

### ***4.1 Sample selection and preparation***

Fresh rocks collected in the representative outcrops were used for the geochemistry of major and trace elements and Sm-Nd and Pb-Pb isotopic composition. The rocks were initially broken in a hydraulic press and the cores of the samples were selected for crushing.

### ***4.2. Major and trace elements analysis***

Twenty samples of Cerro Bori orthogneisses with diameter longer than 10 cm were crushed in an agate mortar in order to get fraction <200 mesh. For the major and trace element measurement, 0.5 and 5 g, respectively, of each sample were treated with HF and HClO<sub>4</sub>. After complete digestion samples analyses, major and trace elements, were carried out at Acme Analytical Laboratories (Vancouver-Canada) by the fusion ICP method. Standard SO-18 was used as references to the accuracy of the major and trace elements. Geochemistry analyses are presented on Table 2.

**Table 3:** Major, trace and REE elements of the Cerro Bori orthogneisses

Sample N°	TYPE I							TYPE III	
	AC-296-A	AC-133-B	UY-2-A	AC-373-B	AC296-M	AC-296-B	AC-370	CH-43-D	CH-33-A
Rock Classification	Gabroic-Diorite	Gabroic-Diorite	Gabroic-Diorite	Diorite	Diorite	Migmatite	Migmatite	Gabroic-Diorite	Diorite
SiO <sub>2</sub>	51.74	52.61	53.33	57.84	60.12	61.61	63.52	54.00	59.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.69	17.05	14.6	16.09	16.75	16.45	16.84	13.77	13.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.54	11.13	9.19	10.86	9.67	7.75	5.77	8.90	8.28
MgO	6.33	4.93	8.26	3.38	2.58	2.58	1.52	8.31	5.35
CaO	9.54	8.11	8.71	5.93	6.85	5.1	4.93	5.47	6.93
Na <sub>2</sub> O	0.68	1.16	0.92	1.77	0.93	2.52	2.47	0.79	0.99
K <sub>2</sub> O	0.93	0.93	2.32	1.25	0.62	1.67	2.3	3.51	2.49
TiO <sub>2</sub>	0.81	2.46	1.13	1.16	1.09	0.93	0.69	1.80	1.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.11	0.15	0.23	0.23	0.29	0.25	0.72	0.47
MnO	0.18	0.18	0.15	0.18	0.17	0.13	0.1	0.12	0.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	0.00	0.056	0.011	0.01	0.006	0.003	0.06	0.03
LOI	1.3	1.20	1.00	1.1	0.80	0.8	1.4	1.90	0.70
Total	99.85	99.87	99.84	99.8	99.80	99.83	99.79	99.45	99.71
Cs	3.3	1.10	4.2	1.5	0.60	0.6	1	8.90	6.90
Rb	93.4	39.50	128	77.9	38.80	55.1	81	229.70	201.40
Ba	251.6	291.00	280.9	328.2	423.00	324.7	619	1,837.00	785.00
Th	2.2	1.00	0.9	2.6	1.60	1.5	1.1	53.30	25.70
U	0.4	0.20	0.5	0.7	0.40	0.5	0.6	10.80	5.00
Nb	8.2	11.30	9	16.6	16.70	18.4	12.3	40.60	20.90
Ta	0.7	0.60	0.7	0.9	0.80	1	0.4	2.70	1.60
La	14.4	14.40	12.4	21.9	24.20	22.9	18.8	133.70	38.60
Ce	43.2	29.40	29	45.9	53.90	51.2	40.8	286.30	93.10
Pb	6.9	6.30	12.1	3.1	6.40	3.4	2.2	8.80	9.30
Pr	6.17	3.40	4.12	5.73	7.47	6.5	5.13	35.62	12.16
Sr	146.5	139.70	311	133.1	179.60	159.9	177.9	394.10	320.40
Nd	27.2	13.20	19.1	24	30.80	28.5	21.5	137.60	50.30
Sm	4.9	2.38	3.91	4.34	7.03	5.79	4.83	19.22	9.02
Zr	108.8	87.50	91.6	356.7	344.70	189.5	254.1	638.30	246.60
Hf	3.2	2.20	2.4	9.2	9.30	5.2	7.3	18.30	7.70
Eu	1.11	1.07	1.12	1.39	1.70	1.39	1.61	2.57	1.66
Ti	4,818.98	14,635.44	6,722.78	6,901.26	6,484.81	5,532.91	4,105.06	10,708.86	7,615.18
Gd	5.02	2.31	4.24	4.83	7.96	6.05	6.14	11.77	5.99
Tb	0.9	0.39	0.8	0.84	1.42	1.12	1.33	1.42	0.85
Dy	4.72	2.35	4.37	4.66	7.79	6.11	8.13	6.59	4.38
Y	33	14.30	27.6	28.1	45.30	40.8	55.3	34.20	22.60
Ho	1	0.49	0.85	0.94	1.65	1.33	1.8	1.10	0.81
Er	3.23	1.57	2.55	2.84	4.89	4.02	5.21	2.88	2.12
Tm	0.55	0.27	0.42	0.45	0.74	0.67	0.86	0.45	0.29
Yb	3.32	1.68	2.53	2.93	4.28	4.14	5.08	2.68	1.83
Lu	0.57	0.27	0.39	0.45	0.67	0.67	0.75	0.37	0.25
Cu	36.4	39.60	3.8	23.6	9.40	9.5	3.4	6.90	2.30
Zn	42.00	56.00	35.00	105.00	85.00	61.00	63.00	79.00	67.00
Ni	8.6	5.10	119.9	18.9	8.80	7.2	6.1	151.80	16.20
Mg#(MgO/MgO+FeO)	0.38	0.31	0.47	0.24	0.21	0.25	0.21	0.48	0.39



Eu/Eu* = [Eu]/([Sm] + [Gd]/2)	0.22	0.46	0.27	0.30	0.23	0.23	0.29	0.17	0.22
-------------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

TYPE II												
Sample N°	AC296-N	PCH-0869	UY-2-B	AC-137-B	UY-1-B	AC-137-A	CH-174	AC-321	COR-42	AC-338-A	COR-71-A	AC-301-B
Rock Classification	Diorite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Granodiorite	Tonalite	Granodiorite	Tonalite	Granodiorite	Tonalite	Tonalite	Tonalite
SiO2	61.09	62.3	63.38	64.84	64.92	65.74	65.97	67.68	67.98	71.07	68.86	68.99
Al2O3	15.49	15.99	15.00	15.27	16.21	15.04	14.63	15.12	15.36	14.47	14.09	14.7
Fe2O3	8.40	7.91	7.64	6.49	5.01	6.23	5.36	5.46	4.41	3.82	7.23	4.98
MgO	3.83	2.55	3.54	1.99	2.08	1.96	2.05	1.82	0.95	0.94	1.42	1.18
CaO	6.11	5.58	4.44	5.18	3.23	5.03	3.96	4.37	3.63	3.57	4.8	4.32
Na2O	1.52	2.53	2.73	2.26	3.47	2.29	2.41	2.58	2.35	2.64	1.48	2.71
K2O	1.18	1.74	1.58	1.63	2.36	1.49	1.71	0.92	3.53	1.72	0.5	1.42
TiO2	0.90	0.82	0.66	0.71	0.91	0.73	0.63	0.59	0.4	0.41	0.78	0.6
P2O5	0.14	0.19	0.11	0.13	0.27	0.12	0.11	0.1	0.21	0.06	0.15	0.11
MnO	0.14	0.12	0.12	0.10	0.08	0.11	0.10	0.08	0.09	0.07	0.11	0.07
Cr2O3	0.02	0.008	0.023	0.01	0.004	0.01	0.01	0.006	0.002	0.00	0.002	0.002
LOI	1.00	0.2	0.6	1.20	1.1	1.10	2.90	1.1	0.9	1.10	0.5	0.8
Total	99.80	99.94	99.83	99.80	99.65	99.90	99.87	99.83	99.82	99.90	99.92	99.88
Cs	1.00	0.5	1.2	0.50	1.4	0.70	1.30	0.5	5.5	0.50	0.4	0.7
Rb	68.40	63.4	103.5	58.70	102.3	59.20	77.40	39.1	144.5	61.80	25.5	45.6
Ba	365.00	417.4	260.9	481.00	1564.8	449.00	453.00	407.2	1356.5	350.00	382.4	816.4
Th	5.90	5.1	8	6.00	6.4	11.30	6.70	3.6	30.3	9.80	15.4	10.2
U	0.60	0.3	1.1	0.40	0.5	0.40	0.50	0.3	0.6	0.80	1.5	0.7
Nb	10.20	11.8	11.9	12.80	12.8	12.60	10.90	8.7	5.7	8.00	13	11.7
Ta	0.60	0.6	0.8	0.50	0.4	0.60	0.70	0.4	0.2	0.50	0.7	0.6
La	20.70	40.7	28.2	37.60	33.5	38.10	26.70	25.5	81.6	30.00	65.6	62.6
Ce	45.70	82.9	62.4	74.20	70.5	75.70	55.00	49.6	173.3	62.40	137.4	117.3
Pb	4.30	2	3.1	3.90	6	3.00	7.20	3.1	3.6	8.60	3.5	2.9
Pr	5.59	9.74	7.41	8.84	8.66	9.01	6.38	5.83	19.64	7.04	16.23	13.02
Sr	136.00	202.1	134.7	188.80	208.1	183.80	153.50	190	208.6	160.60	137.4	269.3
Nd	22.60	37.2	30.3	32.00	37.8	34.50	23.60	21.6	76.4	26.30	64.1	50.4
Sm	4.58	6.2	4.91	5.67	5.88	6.20	4.32	3.45	10.46	5.09	10.94	6.06
Zr	242.60	215.9	200.5	210.50	450.9	244.00	191.30	170.9	263	169.40	401	234.1
Hf	6.20	6.1	5.8	6.20	12.4	6.50	5.80	4.8	7.3	5.00	10.9	6.9
Eu	1.16	1.48	1.02	1.45	1.64	1.42	1.07	1.21	1.64	1.20	1.44	2.12
Ti	5,354.43	4,878.48	3,926.58	4,224.05	5,413.92	4,343.03	3,748.10	3,510.12	2,379.74	2,439.24	4,640.50	3,569.62
Gd	4.41	4.57	3.99	5.13	4.49	5.68	3.84	3.42	8.52	5.01	10.62	3.99
Tb	0.72	0.75	0.62	0.87	0.57	0.97	0.65	0.59	1.29	0.87	1.91	0.55
Dy	4.18	3.8	2.9	4.81	2.45	5.52	3.69	3.13	6.29	5.16	10.02	2.2
Y	22.80	19.9	16.5	30.30	13.3	33.80	21.50	19.8	34.6	32.40	57.3	10.9
Ho	0.84	0.72	0.57	0.98	0.43	1.20	0.79	0.61	1.17	1.14	1.94	0.38
Er	2.51	1.97	1.54	3.13	1.23	3.53	2.33	1.63	3.19	3.36	5.54	0.8
Tm	0.40	0.31	0.24	0.48	0.18	0.57	0.37	0.27	0.46	0.52	0.81	0.12

Yb	2.50	2.01	1.54	2.98	1.08	3.45	2.34	1.83	2.78	3.39	4.65	0.78
Lu	0.38	0.32	0.25	0.48	0.18	0.54	0.34	0.3	0.43	0.52	0.66	0.13
Cu	20.50	14.1	1.6	7.50	4.9	6.20	12.70	5.1	5.4	2.00	10.1	4.5
Zn	51.00	51.00	59.00	61.00	77.00	62.00	65.00	62.00	47.00	38.00	52.00	58.00
Ni	20.50	7.5	22	7.40	15.8	7.30	10.20	6.5	3.2	3.50	6.1	4.5
Mg#(MgO/MgO+Fe O)	0.31	0.24	0.32	0.23	0.29	0.24	0.28	0.25	0.18	0.20	0.16	0.19
Eu/Eu* = [Eu]/([Sm] + [Gd]/2)	0.26	0.27	0.23	0.27	0.32	0.24	0.26	0.35	0.17	0.24	0.13	0.42

### 4.3. Sm and Nd isotopic analysis

Sm-Nd and Pb-Pb isotopic data for twenty whole rock were powdered in agate mortar in order to get fraction <200 mesh. After these procedures, samples were weighted and spiked with a  $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$  tracer and digested in concentrated HF-HNO<sub>3</sub> and HCl in 7ml Teflon vials in a hot plate for seven days. After complete digestion, the samples were dried down and re-dissolved in 2.5 N HCl. REE were separated by using standard cation exchange columns with a DOWEX AG 50X8 resin (200-400 mesh) using 6 N HCl for the REE. Nd and Sm were separated from the other REE by using exchange columns with HDEHP LN resin (50-100 $\mu\text{m}$ ) and 0.18 N HCl for Nd and 0.5 N HCl for Sm. Pb was separated using exchange columns with DOWEX AG-1 X 8 resin (200-400 *mesh*) eluate with 0,6N HBr and collected with 6 N HCl. Isotope analyses were carried out at the Laboratório de Geologia Isotópica (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) using thermal ionization mass spectrometry with a VG Sector 54 multicollector mass spectrometer operating in the static mode. Sm and Pb were run on Re single filaments while Nd isotopes was run on Ta-Re-Ta triple filaments. Sm, Nd and Pb were deposited with H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, and the former also was deposited with silica gel. Isotopes were compared to the La Jolla Nd standard, and measures obtained was  $0.511848 \pm 0.000021$  ( $1\sigma$ ;  $n = 100$ ) and isotopic ratios were normalised to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Pb was corrected to the fractional effect in  $0.1 \text{ \% amu}^{-1}$  based in 38 analyses of NBS-981 standard. The total procedures blanks for Sm were < 500 pg, for Nd <150 pg and for Pb < 100 pg. Typical analytical errors for  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio are equal or better than 0.1 %. Nd model ages were calculated according De Paolo (1981). The decay constants used were those recommended by Steiger and Jäger (1977) and Wasserburg *et al.* (1981). The isotopic data are presented in Table 3.

**Table 4:** Sm-Nd e Pb-Pb isotopic composition for the Cerro Bori orthogneisses.

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $t=750$ Ma)	Epsilon Nd (t)	TDM	$f\text{Sm}/\text{Nd}\#$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
AC-133-B	6.75	43.66	0.09358418	0.511561	-2.12	1290	-0.52	18.004	15.686	38.000
AC-296-A	5.09	24.25	0.126993259	0.511421	-4.88	1741	-0.35	18.381	15.708	38.585
AC-296-B	5.84	25.40	0.139081972	0.511365	-5.96	2017	-0.29	18.192	15.692	38.090
AC-296-M	20.36	84.89	0.14500663	0.511428	-4.73	1987	-0.26	18.394	15.713	38.255
AC-370-A	4.91	19.90	0.14938639	0.511420	-4.88	2092	-0.24	18.235	15.681	38.062
AC-296-N	12.84	60.38	0.128610122	0.511387	-5.53	1820	-0.34	18.273	15.695	38.556
PCH -0869	5.86	35.04	0.10126767	0.511440	-4.50	1489	-0.48	18.244	15.692	38.897
AC-137-A	10.35	53.63	0.116708045	0.511410	-5.09	1653	-0.40	18.194	15.684	39.321
AC-137-B	15.65	84.19	0.112407678	0.511430	-4.68	1584	-0.42	18.184	15.682	39.421
AC-338-A	14.61	73.85	0.11965195	0.511577	-1.82	1413	-0.39	18.292	15.686	38.958
UY -2-B	4.28	22.23	0.116450453	0.511383	-5.62	1693	-0.40	18.792	15.743	39.109
UY -1-B	4.80	22.53	0.129057829	0.511351	-6.23	1890	-0.34	18.166	15.724	38.112
COR -42	10.40	65.10	0.096665721	0.511329	-6.67	1603	-0.50	18.236	15.706	41.256
CH-43-D	57.45	383.62	0.090552469	0.511500	-3.33	1352	-0.53	27.734	16.278	54.078
CH-33-A								20.647	15.854	43.0208
AC-373-B								18.415	15.712	38.639
UY-2-A								18.633	15.757	38.356
CH-174								18.519	15.738	39.350

#  $f\text{Sm}/\text{Nd} = \frac{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{sample}}}{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}}$  (value used for  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.1967$ )

## 5. GEOCHEMISTRY

The geochemistry of high grade metamorphic rocks of igneous protoliths should reflect mostly the primary geochemical characteristics of the source rock. However metamorphic remobilization can change these primary characteristics and therefore an investigation of possible metamorphic modifications is essential to later interpretations about the origin of the igneous rocks.

### 5.1 Geochemistry of high grade metamorphic rocks

Geochemical studies in high grade metamorphic rocks need especial care due to possible element mobilization by processes like partial melting, dehydration and metasomatism (Rudnick *et al.*, 1985; Rumble *et al.*, 2005). The LIL elements (K, Rb, Cs, Sr, and Ba) can be easily mobilized by a H<sub>2</sub>O or CO<sub>2</sub> fluid, as well as many major elements, like Si, Na, K and Ca. On the other hand the HFS elements (Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti, HREEs) and transitional elements (e.g. Cr, Ni) are relatively immobile during the metamorphism. Th is considered relatively immobile in some metamorphic conditions (e.g. Pearce, 1983; Bienvenu *et al.*, 1990) although there are evidences of fractionation of Th in high grade metamorphic rocks (e.g. Tarney and Weaver, 1987).

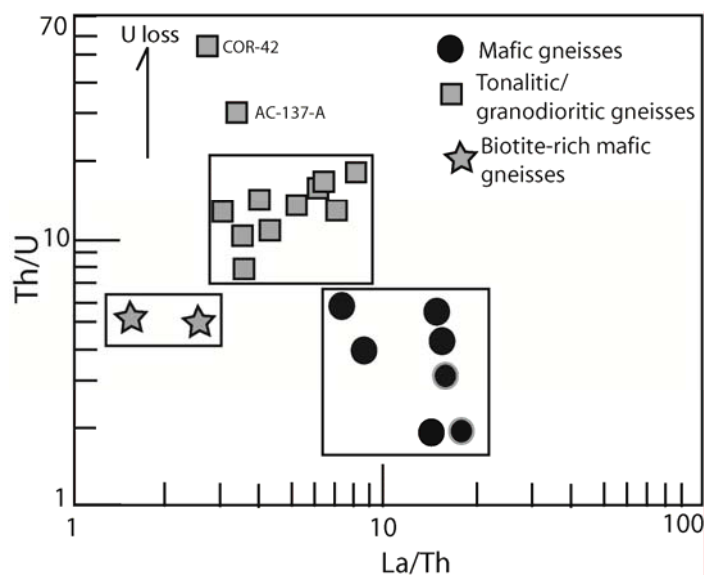
Rocks that were affected by an intense partial melting will show particular evidences of this melt extraction. A strong evidence of the melt extraction would be a positive Eu anomaly and a  $Eu/Eu^* > 1$  (Rudnick, 1992), due the extraction of plagioclase. A strong fractionation in incompatible elements would be expected as well. Most of the rocks of this study have a negative Eu anomaly in the chondrite normalized REE diagram (Fig. 6 a-c), with exception of sample AC-133-B which has a positive Eu anomaly. This sample has, however, a  $Eu/Eu^* < 1$  (Table 2) which is not consistent with significant melt extraction.

Some fractionations are very common in granulitic terranes, as the depletion of Rb relative to K and U relative to Th (Rudnick and Presper, 1990). The K/Rb ratios values of the studied orthogneisses are between 41 and 129, whereas typical depleted granulitic terranes show an intense variation and mostly very high values of K/Rb, like the Lewisian granulitic terrane in Scotland (between 649–5646, Rollinson, 1996).

However, the Th/U ratio of the Cerro Bori orthogneisses is highly variable (Fig. 3), mafic gneisses have ratios between 1.8 and 5.5, whereas the tonalitic/granodioritic

rocks have ratios between 7.2 and 15, except of two samples, which have Th/U ratio > 20. The Th/U ratio of the biotite-rich mafic gneisses is around 5. The sample with the highest Th/U ratio, of 50.5 (sample COR-42) is a mylonite and the intense fluid circulation typical of shear zones can be responsible for the U leaching in this sample.

Two of the studied mafic gneisses have significant leucosome pods - migmatites (samples AC-370-A and AC-296-B) (Fig. 3 black with grey arrows), although they do not show important variations compared to the mafic gneisses without significant leucosome. However this two samples and samples COR-42 and AC-137-A will not be used isolated to the main interpretations of this study.



**Figure 3:** Th/U versus La/Th diagram with the three types of rocks represented, ● Type I: mafic gneisses, ● : migmatites, ■ Type II: tonalitic/granodioritic gneisses and ☆ Type III: biotite rich mafic gneisses.

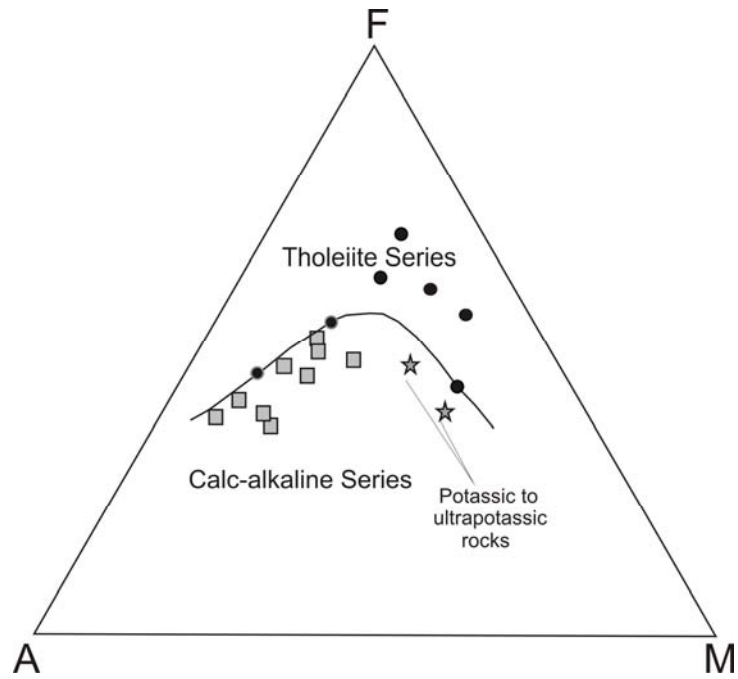
With exception of the aforementioned samples the geochemical variations in the different Cerro Bori orthogneissic lithotypes are assumed to be reflecting the primary source magma variations. However, the main interpretations in this paper will be made based in the characteristics of the more immobile elements, like Hf, Nb, Ta, Y, Ti and HREEs.

## 5.2 Major and trace elements

Based on major geochemistry, the Cerro Bori orthogneisses were classified using the classification diagram of Middlemost (1985) (diagram not shown). The mafic gneisses, including the biotite-rich rocks have gabbroic-dioritic to dioritic composition, whereas the tonalitic/granodioritic rocks are classified as granodiorites. Due the absence of the tonalitic field in this diagram we opted to use the modal classification for the tonalitic and granodioritic rocks. The rock classification of the studied rocks is shown in Table 1.

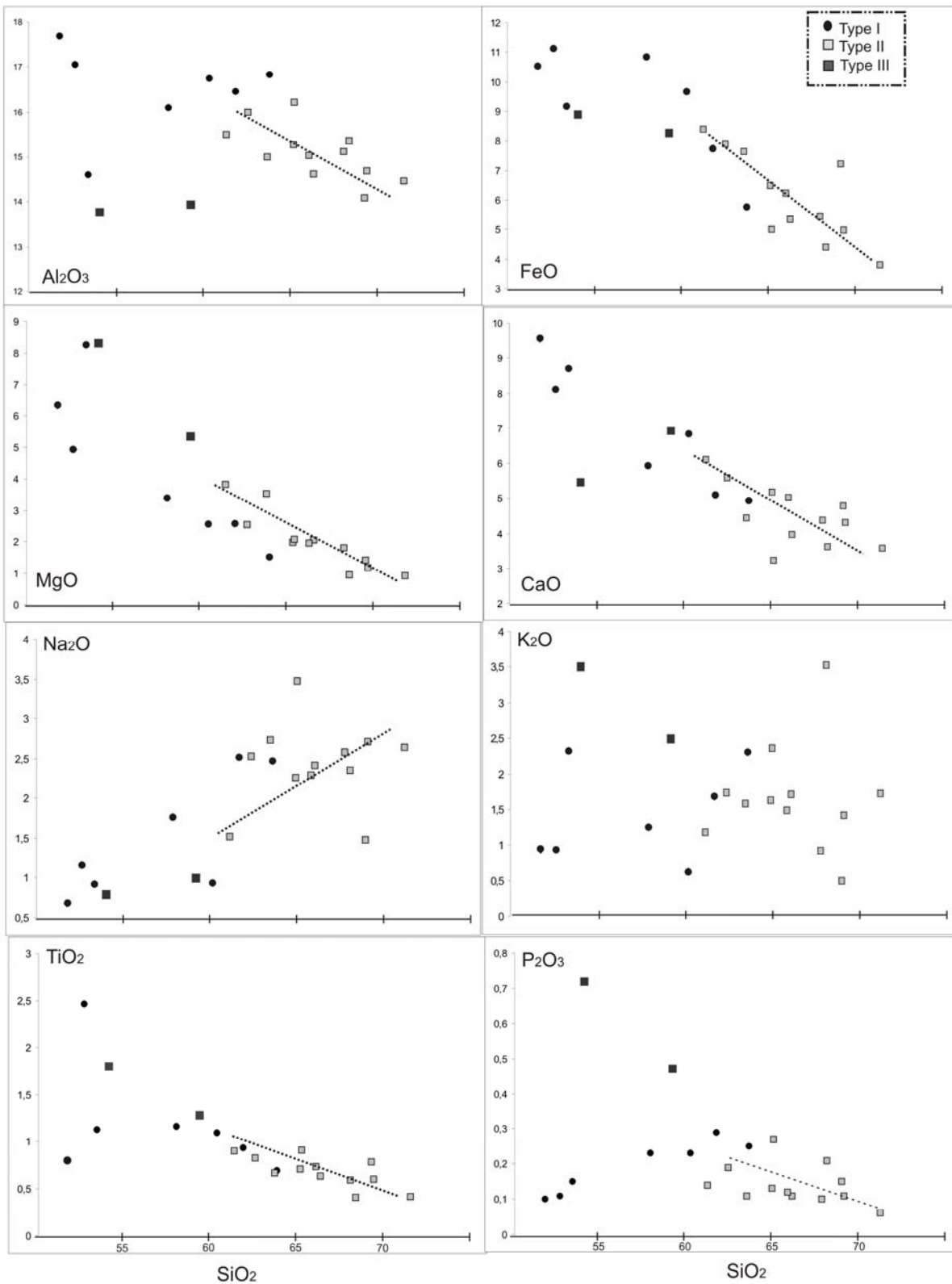
Three groups of rocks were separated based in the major and trace elements, Type I, Type II and Type III:

The **Type I** g rocks have gabbroic-dioritic and dioritic compositions, tholeiitic affinity and are slightly peraluminous (except samples UY-2-A and AC-133-B, which are metaluminous) (Fig. 4, Table 1). The major elements  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO and CaO show a negative correlation relative to  $\text{SiO}_2$ , whereas  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{P}_2\text{O}_3$  have the opposite behaviour (Fig. 5). The samples with the lowest  $\text{SiO}_2$  have moderate MgO contents (4.9 to 8.2 %) and Mg# ranging from 0.31 to 0.47 (Table 2). These characteristics suggest that these rocks are not derived from a primary magma but have suffered fractional crystallization probably accompanied by crustal assimilation (contamination). However these three rocks represent probably the least fractionated and or the least contaminated rocks of the Cerro Bori orthogneisses. One of these samples (AC-133-B), however, has characteristics that can be reflecting a mineral segregation, as the positive Eu anomaly in the Primitive Mantle (PM) normalized REE diagram (Fig. 6a) and the positive Ti anomaly in the PM normalized spidergram (Fig. 7a), which can be reflecting plagioclase and ilmenite segregation.



**Figure 4:** AFM diagram (Irvine e Baragar, 1971), with magmatic affinity, symbols as Fig.3.





**Figure 5:** Major elements diagrams versus  $\text{SiO}_2$ , same nomenclature as symbols as Fig.3.

Total REE varies from 73 to 154 ppm. All the samples are enriched in LREE against HREE, with  $(La/Lu)_N$ : 2.7-5.7 ( $N$ : values normalized to PM of Sun and McDonough, 1989) and have negative Eu anomaly,  $(Sm/Eu)_N$ : 1.1-1.6. As commented above, sample AC-133-B, has a slightly positive Eu anomaly, with  $(Sm/Eu)_N$ : 0.8 (Fig. 6a).

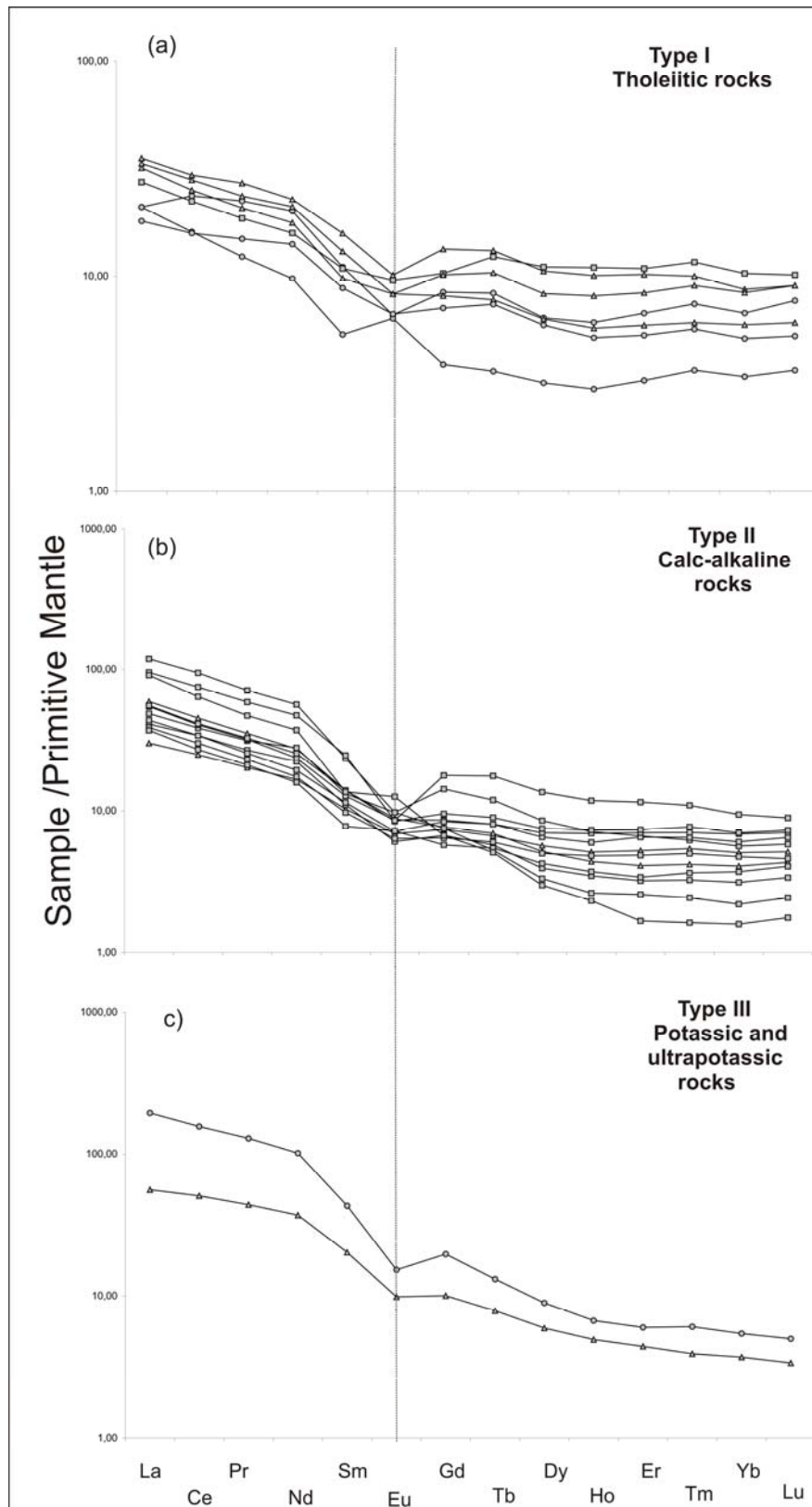
In the spidergram normalized to Primitive Mantle (PM) (Fig. 7a), can be visualized a negative anomaly of Sr and Ti, a positive anomaly of Rb and Pb. Nb-Ta anomaly is absence or slightly negative in sample AC-296-A,  $(Ce/Nb)_N$  ratios are between 1.0 and 2.0 and  $(La/Nb)_N$  ratios are between 1.2 and 1.8. LIL elements Pb, Cs, Rb and Ba are enriched relative to HFSE, e.g.  $(Ba/Nb)_N$  ratio: 1.8-5.1. The Pb content of these rocks is highly variable, but always enriched relative to Pr and Ce, as shown by the Pb/Ce ratio: 1.3-10.7.

The Type I group of rocks has slightly more enriched trace elements content than magma from an E-MORB source (Fig. 7a grey line). LIL elements Cs, Rb and Ba are enriched, as well as Pb and La-Ce, relative to E-MORB. Back-arc basalts from the Lancopue graben, Southern Volcanic Zone of the Andes Mountains show very similar trace elements signatures (Fig. 7a black line) (Verekamp *et al.*, 2010). Compared to the Andean back-arc basalts, the Type I rocks are more enriched in Cs and Rb and some samples (AC-296-M, AC-296-B, AC-373 and AC-370) have a positive anomaly of Zr-Hf and a more prominent Ti negative anomaly as the Andean back-arc rocks.

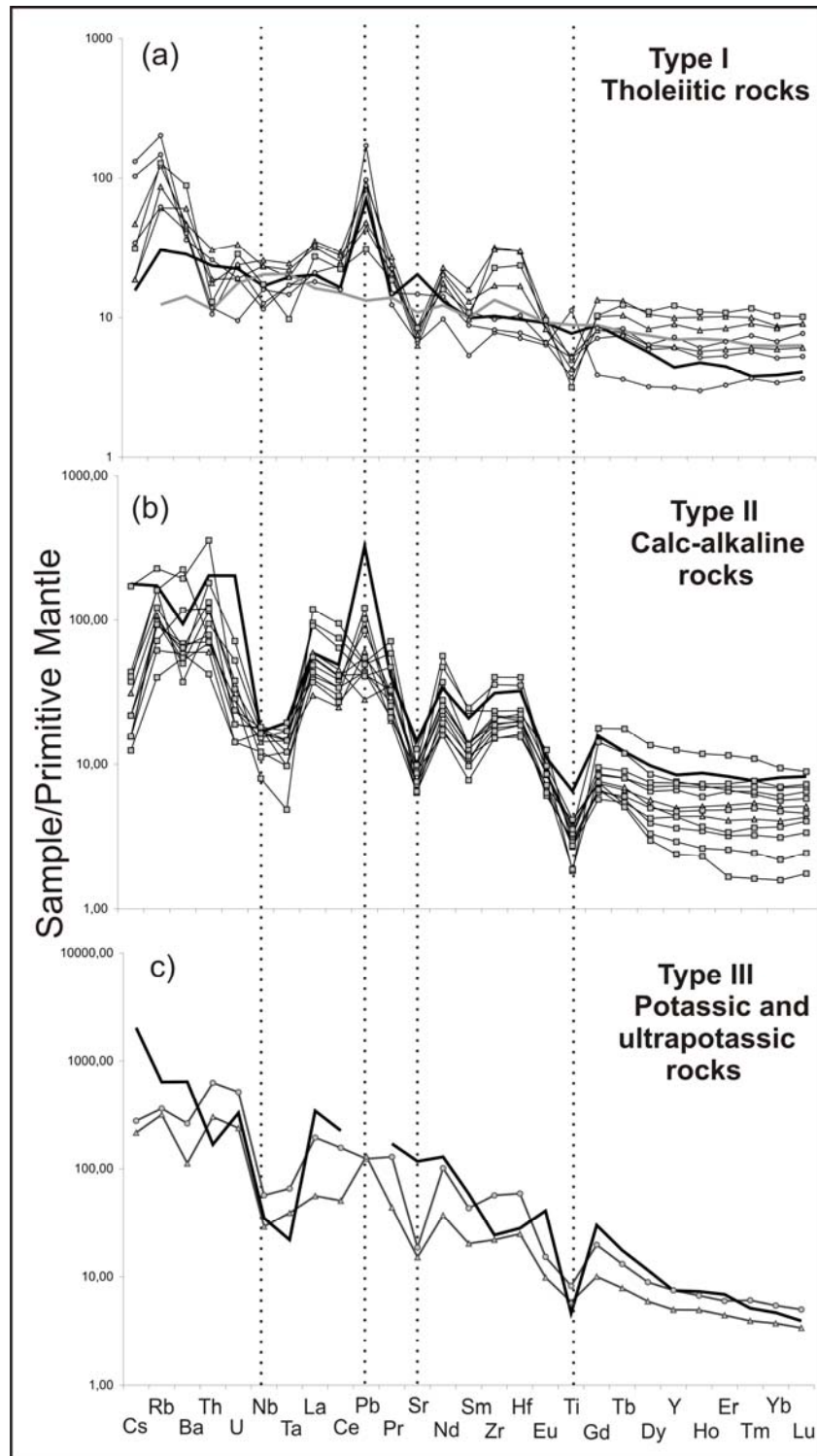
The **Type II** group of rocks are composed of predominantly tonalitic gneisses and minor granodioritic and dioritic gneisses, are calc-alkaline middle K and slightly peraluminous (Table 1). In the major elements diagram (Fig. 5) can be visualized a negative correlation of  $SiO_2$  relative to  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO, CaO and  $TiO_2$  and a positive correlation with  $Na_2O$  and  $K_2O$ .

Type II rocks are enriched in LREE against HREE, with  $(La/Lu)_N$ : 5.8-51.8 and have absence or negative Eu anomaly,  $(Sm/Eu)_N$ : 1.0-2.4 (Fig. 6b). Total REE are highly variable, between 116 and 415 ppm. In the spidergram normalized to PM (Fig. 7b), can be visualized a negative anomaly of Sr, Ti, and Nb-Ta and a mostly positive anomaly Pb.  $(Ce/Nb)_N$  ratios: 1.7-11.8 and  $(La/Nb)_N$  ratios: 2.1-14.8 confirms the Nb through. LIL elements Cs, Rb and Ba are enriched relative to HFSE (Fig. 7b), e.g.  $(Ba/Nb)_N$  ratio: 3.0-24.2. Pb is enriched in some samples and depleted in others, as shown by the Pb/Ce ratio: 0.6-3.5.

The distribution of the trace elements in the spidergram resembles a continental arc tectonic setting. Very similar rocks were described in the Andean Southern Volcanic Zone, close to the Loncopue Graben (Varekamp *et al.*, 2010). A sample of this continental volcanic arc was plotted in the PM normalized spidergram (Fig.7b) (black line) and a strong similarity can be visualized with the Type II group of rocks.



**Figure 6:** REE distribution diagram normalized to Primitive Mantle (values from Sun and McDonough, 1989). A) Type I; B) Type II; C) Type III. Symbols: Composition of the orthogneisses ○ Gabbro-diorites, △ Diorites, □ Tonalites/ Granodiorites.



**Figure 7:** Spidergram normalized to Primitive Mantle (values from Sun and McDonough, 1989) and A) Type I-tholeiitic rocks, grey line: E-MORB (values from

Sun and McDonough, 1989), black line: Loncopue back arc basalts (values from Varekamp *et al.*, 2010). B) Type II-calc-alkaline rocks, black line: SSVZ Andean arc rocks (values from Varekamp *et al.*, 2010). C) Type III- potassic to ultrapotassic rocks, black line: Lavras ultrapotassic rock (values from Nardi *et al.*, 2007).

The **Type III** rocks are potassic and ultrapotassic silica saturated rocks, according to the classification of the IUGS (Le Maitre *et al.*, 1989) and Plá Cid *et al.*, (1999). The potassic rock has  $K_2O > (Na_2O - 2)$  and  $K_2O/Na_2O$  of 2.5 and the ultrapotassic rock, on the other hand has a high  $K_2O/Na_2O$  ratio ( $> 3$ ). The two rocks have a high MgO (8.3 and 5.35 wt %) and a low  $Na_2O$  content (0.99 and 0.79 wt %). Trace elements Ni and Cr are high in the ultrapotassic rock (151 and 209 ppm respectively).

Type III rocks are enriched in LREE against HREE, with  $(La/Lu)_N$ : 16.6 and 38.9 and have a pronounced Eu negative anomaly, as shown by the  $(Sm/Eu)_N$  ratio: 2.0-2.8 (Fig. 6c). Potassic rock has total REE of 221 ppm and ultrapotassic rock of 642 ppm. In the spidergram normalized to PM (Fig. 7c), can be visualized a negative anomaly of Nb, Sr, Ti, and a slightly negative anomaly of Ba, relative to Th and Rb. Potassic rock shows as well a positive anomaly of Pb. The Nb trough is confirmed by the  $(Ce/Nb)_N$  ratio of 1.7 and 2.7 and  $(La/Nb)_N$  ratio of 1.9 and 3.4. LIL elements Cs, Rb and Ba are enriched relative to HFSE (Fig. 7c), e.g.  $(Ba/Nb)_N$  ratio of 3.8 and 4.6.

To comparative effect a sample of an ultrapotassic rock from South Brazil (Lavras ultrapotassic rocks, values of Nardi *et al.*, 2007) was plotted together with Type III rocks in the PM normalized spidergram (Fig. 7c), showing similar trace elements distribution.

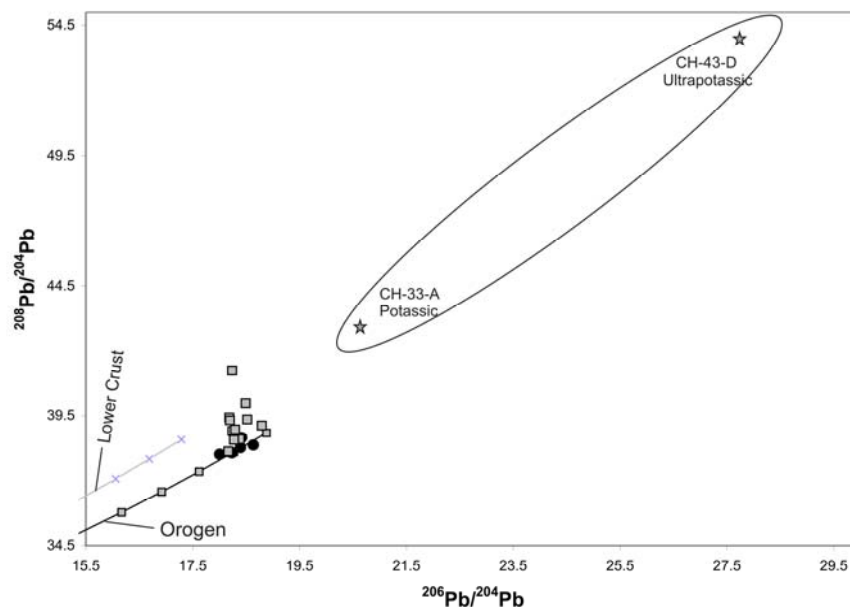
### 5.3 Sm-Nd and Pb-Pb isotopic data

The Sm-Nd and Pb-Pb isotopic ratios can give important information about the sources of the studied rocks, because the isotopic ratio is not affected during the partial melting.

Bulk rock Sm-Nd and Pb-Pb analyses were performed on 18 samples from the different lithotypes of the Cerro Bori orthogneisses (Table 3). The  $T_{DM}$  model age varies between 1.29 and 2.09 Ga. The crystallization age of the studied rocks range between 800-767 Ma, and compared with these older  $T_{DM}$  ages suggests that these rocks

assimilate pre-existing crust. The rocks yielding the oldest  $T_{DM}$  ages (between 2.09 and 1.7 Ga) have the lowest  $fSm/Nd$  values (between -0.24 and -0.35). Whereas the youngest  $T_{DM}$  ages (between 1.69 and 1.29 Ga) have higher  $fSm/Nd$  values (between -0.39 and -0.53). The typical  $fSm/Nd$  of CHUR is around -0.19, whereas the continental crust yield values typically around -0.4. According to these typical  $fSm/Nd$  values, the group with the oldest  $T_{DM}$  ages have isotopic compositions intermediate between CHUR and the continental crust. The youngest  $T_{DM}$  ages, on the other hand, have similar isotopic composition of continental crust rocks. Most of the rocks of Type I group have older  $T_{DM}$  ages and lower  $fSm/Nd$  values, with exception of sample AC-133-B, which has the youngest  $T_{DM}$  age (1.29 Ga) and a high  $fSm/Nd$  value. On the other hand the Type II group of rocks have mostly high values of  $fSm/Nd$ , similar to the continental crust, and  $T_{DM}$  age between 1.69 and 1.4 Ga. The only Type III available data shows a relative young  $T_{DM}$  age (1.35) and low  $\epsilon_{Nd}$  values (-3.33). The samples of Type I and Type II groups have  $\epsilon_{Nd}(t)$  values of between -2.12 and -6.67 and they have a negative correlation with whole rock  $SiO_2$ .

The Pb-Pb isotopic compositions were plotted in a  $^{208}Pb-^{204}Pb$  versus  $^{206}Pb-^{204}Pb$  diagram (Fig. 8).  $^{206}Pb-^{204}Pb$  and  $^{207}Pb-^{204}Pb$  ratios of Type I and Type II rocks are very similar. However, the Type I rocks show lower  $^{208}Pb-^{204}Pb$  ratios: 38.0 - 38.6 than the Type II rocks, with  $^{208}Pb-^{204}Pb$  ratios between 38.1 and 41.2. Type III rocks show the highest values of  $^{208}Pb-^{204}Pb$ , with ratios of 43.0 and 54.0. This group has a higher  $^{206}Pb-^{204}Pb$  ratios (20.6 and 27.7) and  $^{207}Pb-^{204}Pb$  ratios (15.8 and 16.2). In figure 8, curves based in data from Zartman and Haines (1988) of typical orogens and lower crust values were plotted to compare with the Cerro Bori orthogneisses. Type I and II plotted close to orogen curve, whereas Type III rocks fall in a separate area, confirming the different characteristics of this group of rocks.



**Figure 8:**  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  with typical orogens and lower crust curves based in data from Zartman and Haines (1988). ● Type I, □ Type II, ☆ Type III.

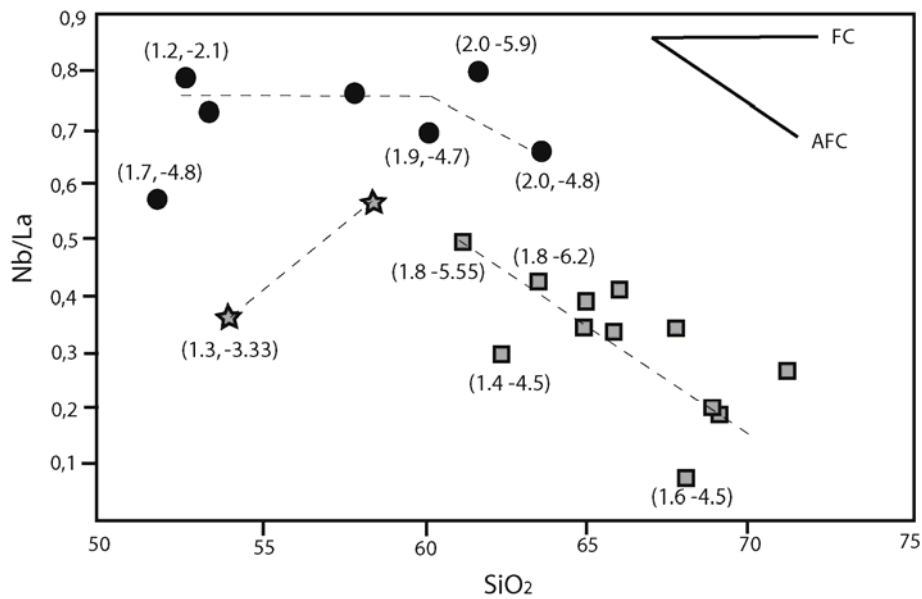
## 6. DISCUSSION

### 6.1 Magma source and processes

#### *Type I - Tholeiitic rocks*

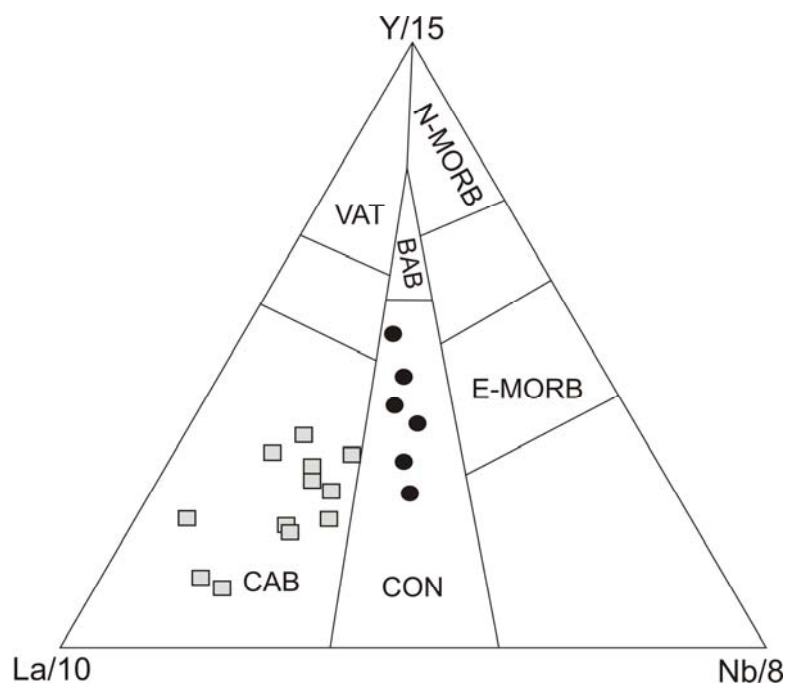
The Type I rocks has geochemical signatures that resembles an E-MORB source magma or a back-arc tholeiites.

To investigate the magma processes responsible for the formation of Type I rocks, a diagram Nb/La versus  $\text{SiO}_2$  was constructed (Fig. 9), together with  $T_{\text{DM}}$  model ages and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values. The two incompatible elements Nb and La due the similar partition coefficient do not have their ratios affected by fractional crystallization. The Type I rocks show mostly a linear behaviour and probably suffered small assimilation. However there is no positive correlation between  $\text{SiO}_2$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values and this last one are negative (between -2.19 and -5.9). The rocks also have old  $T_{\text{DM}}$  ages (between 1.3 and 2.1 Ga), compared to the crystallization ages (between 794-771 Ma). In addition, the slightly peraluminous character of some samples of this group as well as the zircon xenocrysts found in these rocks (Table 1), confirm that crustal assimilation was acting together with fractional crystallization.



**Figure 9:** Nb/La versus SiO<sub>2</sub> diagram with AFC (assimilation and fractional crystallization) and FC (fractional crystallization) processes indicate. Values in parenthesis are T<sub>DM</sub> and ε<sub>Nd</sub> respectively. Symbols are the same as Fig. 8.

To be consistent with the crustal contamination evidence, a continental back-arc setting would be the most probable setting of Type I rocks. In the tectonic discrimination Y-La-Nb diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) the Type I rocks plot in the continental tholeiites field (Fig. 10), consistent with a continental back-arc setting.





**Figure 10:** Discrimination diagram  $Y/15 - La/10 - Nb/8$  (Cabanis and Lecolle, 1989) with samples from Type I and Type II groups.

The Andean back-arc basalt of Varekamp *et al.* (2010), plotted in the PM normalized spidergram (Fig. 7a) is similar to the Type I rocks. The Type I rocks are, however, slightly more enriched in Cs, Rb, Ba, HREEs and some samples are more enriched in Zr-Hf. Beyond these characteristics, Type I rocks are depleted in Sr compared to the Andean basalt. The higher values of the HREEs can be explained by the presence of accessory phases as garnet or zircon in the Type I rocks. The Sr negative anomaly is consistent with the Eu negative anomaly and can be explained by plagioclase fractionation crystallization during the magmatic evolution. LIL elements Cs, Rb and Ba are enriched compared to the Andean back arc. This can be explained by the assimilation of pelagic or terrigenous sediment, rich in these elements (Plank and Langmuir, 1998), or by the influence of subduction zone fluids, which would imply close spatial association of the back-arc rocks with the arc setting. Zr-Hf enrichment correlates with  $SiO_2$  enrichment, and therefore can be explained by fractional crystallization enrichment.

The crystallization age of Type I rocks is variable, an older group yield ages between  $796 \pm 8$  and  $794 \pm 8$  Ma whereas two samples show younger ages, at ca.  $780 \pm 5$  Ma (AC-370) and  $771 \pm 6$  Ma (UY-2-A) (Table 1). Tectonic implication of these ages is discussed later.

### ***Type II- calc-alkaline rocks***

The intense LILE enrichment relative to HFSE of the Type II group of rocks, the negative anomaly of Nb-Ta and Ti, besides the Pb mostly positive anomaly are characteristics commonly found in subduction zone settings (e.g. Hawkesworth *et al.*, 1995; Pearce and Peate, 1995).

The negative correlation between Nb/La ratio and  $SiO_2$  of the Type II rocks (Fig. 9) reflects a process of crustal assimilation together with fractional crystallization. The non correlation between  $SiO_2$  and  $\epsilon_{Nd}$  values, together with the negative  $\epsilon_{Nd}$  (between -4.5 and -6.6) and the old  $T_{DM}$  ages (between 1.5 and 1.9 Ga) confirm the assimilation of

an older crust. In addition, the slightly peraluminous character and the zircon xenocrysts of these rocks (Table 1) confirm that the processes of crustal assimilation and fractional crystallization modified the magma during its evolution.

The typical characteristics of an arc setting together with the evidences of crustal contamination are consistent with a continental arc setting for Type II rocks. This is confirmed in the tectonic discrimination  $Y/15-La/10-Nb/8$  diagram (Fig. 10) (Cabanis and Lecolle, 1989), where Type II rocks plot in the continental arc rocks.

The continental arc setting for these rocks is suggested on the PM normalized spidergram (Fig. 7b), where Type II rocks trace elements signature shows similarity with a continental arc sample from the South Volcanic Zone from the Andes (Varekamp *et al.*, 2010), confirming the origin of Type II rocks in an Andean type continental arc setting. A slight difference is found in the variable enrichment/depletion of Pb relative to Ce and Pr ( $Pb/Ce$ )<sub>N</sub> ratio: 0.6-3.5, compared to the strong enrichment in Pb found in the Andean sample. This may be related to late magmatic or metamorphic fluid redistribution.

The oldest rock from the Cerro Bori orthogneisses is a Type II calc-alkaline rock, with a crystallization age of  $802 \pm 12$ , subsequent crystallizations occurred between  $797 \pm 8$  and  $786 \pm 9$  Ma (Table 1).

### ***Type III potassic and ultrapotassic rocks***

The intense enrichment in LIL elements, like Ba, Rb, Sr and radiogenic Pb (Fig. 8), besides relative high MgO and  $K_2O/Na_2O$  ratios confirms the potassic to ultrapotassic character of these rocks. In addition, the two rocks have a relative high Cr content, and the ultrapotassic rock has a high Ni content. The Pb isotopic composition (Fig. 8, Table 3) is very different from the other two studied groups and is higher than most of the known potassic and ultrapotassic rocks (e.g. Zhao *et al.*, 2009). These very high values, mostly of the ultrapotassic rock, may reflect an enriched mantle source and or a crustal assimilation of a contaminant rich in radiogenic Pb.

According to Wilson (1989) there are three most probable tectonic settings for potassic and ultrapotassic rocks: (a) active continental margins; (b) post-collisional settings and (c) intracontinental extensions.

The Type III rocks show some characteristics of arc related rocks, as the Nb-Ta and Ti negative anomaly, and the low Ti content is compatible with the generation in an

active continental margin or in a post-collisional setting. The similar signature with arc related rocks can be attributed to a mantle source rich in subducted sediments, similar to the suggested origin for the ultrapotassic volcanism in Tibet (Gao *et al.*, 2010).

## 6.2 Tectonic setting of Type I, II and III

The most probable tectonic setting of Type I and Type II group of rocks is a continental arc close to a back-arc setting. The Loncopue graben in the southern volcanic zone of the Andes is the best representation of this closely related arc and back arc settings. In this graben, as described by Varekamp *et al.* (2010) occur arc related rocks similar in geochemical characteristics to the nearby arc volcanos (from the central volcanic zone of Andes), associated to back-arc basalts with transitional geochemical characteristics between an arc and an intraplate setting (with magmatism similar to ocean island basalts).

As described in item 3, the Type I rocks (gabbroic-dioritic and dioritic gneisses) occur mostly as *boudins* surrounded by the Type II rocks (tonalitic and minor dioritic and granodioritic gneisses). This close spatial association could be due the action of the flat-lying shear zones and later transcurrent shear zones that affected these rocks. However, besides the tectonic interleaving, the Type I rocks show some geochemical characteristics that are transitional between arc setting and “non-arc setting”, for example the slightly negative Nb anomaly of sample AC-296-A. The  $(\text{Ce/Nb})_N$  of this sample is 2.05 and the  $(\text{La/Nb})_N$  is 1.8, which is close to the ratios of Type II rocks. Other characteristics is the small enrichment in LREE against HREE ( $(\text{La/Lu})_N$ : 2.7 and the tholeiitic affinity, which are more compatible with Type I rocks.

The small volume of Type I rocks relative to Type II rocks are consistent with a back-arc setting, similar to the described by Varekamp *et al.* (2010). These authors describe the Loncopue back-arc basalts as small lava flows or as cinder cone fields, which was probably the case of the Type I rocks.

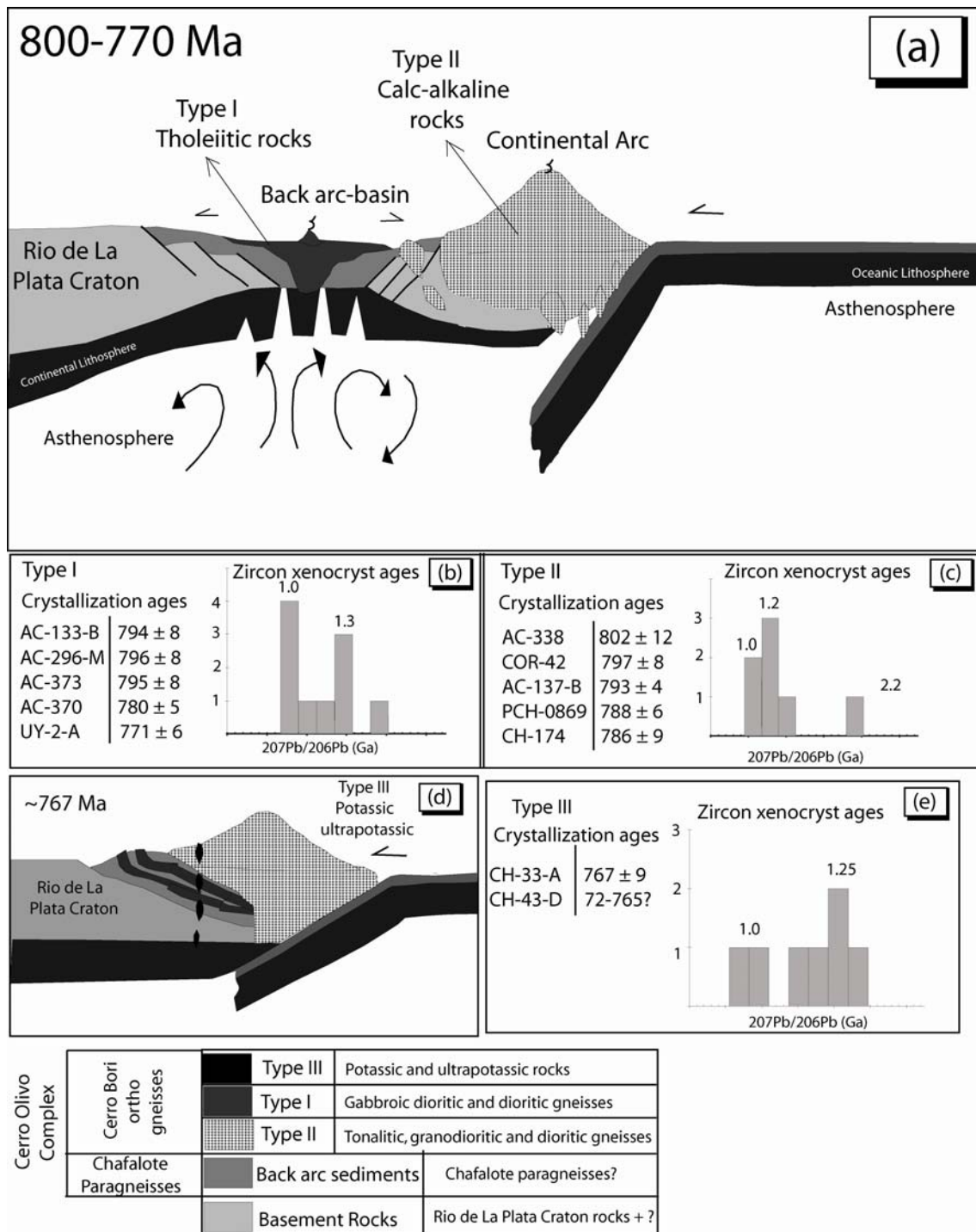
The Type III potassic and ultrapotassic rocks can occur in active continental margins, although, a thick lithosphere is necessary to the achievement of the ideal conditions to this kind of magma generation (high pressures > 20 kbars- Wilson, 1989 and references therein). Carlier *et al.*, 1997 described potassic to ultrapotassic rocks in the Eastern Andean Cordillera, where the lithosphere is 120 km thick. Therefore, we suggest that Type III rocks were formed after the closure of the back arc basin, in an

area with thick lithosphere, at ca. 30 Ma after the first evidence of subduction in the area (~767 Ma).

### **6.3 Tectonic model**

The tectonic model proposed for the evolution of the Dom Feliciano Belt in Uruguay during the Early Brasiliano Orogenic Cycle is summarized in figure 11.

The oldest rock of the Cerro Bori orthogneisses is a Type II calc-alkaline rock crystallized at  $802 \pm 12$  Ma, representing the first evidence of an arc setting during the Early Brasiliano in the ED- Dom Feliciano Belt (Fig. 11 a and c). The first back-arc rock crystallized at  $796 \pm 8$  Ma (Fig. 11 b) and later concomitant crystallization in the paired arc-back-arc system occur until  $771 \pm 6$  Ma. The generation of the potassic and ultrapotassic magmas was probably after the closure of the back arc at ca. 767 Ma (Figs. 11 d and e).



**Figure 11:** Tectonic model of the Cerro Bori orthogneisses between 800 and 767 Ma. (a) Tectonic setting of the studied rocks between 800-770 Ma; (b) Crystallization ages and zircon xenocryst ages of Type I rocks; (c) Crystallization ages and zircon xenocryst ages of Type II rocks; (d) Tectonic setting of the studied rocks at ca. 767 Ma; (e) Crystallization ages and zircon xenocryst ages of Type III rocks. Crystallization and zircon xenocryst ages are from Lenz *et al.*, (submitted).

In a recently published tectonic model for the evolution of the Dom Feliciano Belt, Sánchez-Bettucci *et al.* (2010), proposed the development of a back arc system (or a transitional zone between an arc and back arc) between 750 and 680 Ma for the metavolcanic rocks of the Lavalleja Group. This magmatism may be related to the same orogenesis than the here studied rocks, and the dislocation of the back arc setting to the west could be a result of latter change in the angle of subduction (flat subduction).

The timing of the collision between Rio de La Plata and Kalahari cratons was determined with U-Pb in zircon (SHRIMP) by Lenz *et al.*, (*submitted*). Recrystallization textures in zircons, associated to the high grade metamorphic event that affected the Cerro Olivo rocks, occurred between 670 and 654 Ma, whereas the partial melting (tectonic relaxation) is dated in 654 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2010, Lenz *et al.*, *submitted*, Masquelin *et al.*, *submitted*).

The continental margin where the paired arc-back-arc system was formed was probably the Rio de La Plata craton, which rocks crop out to the west of the ED-Dom Feliciano Belt (Nico Perez and Piedra Alta Terranes) (Fig.1). The  $T_{DM}$  model ages of the Cerro Bori orthogneisses, between 1.2 e 2.0 suggest that the Rio de La Plata rocks one of the contaminant source of this magma. However, the recently obtained zircon xenocrysts  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages in the here studied rocks (Lenz *et al.*, *submitted*) (Figs. 11 b, c and e), reveal the existence of a Mesoproterozoic crustal source together with the Paleoproterozoic crust.

The three types of rocks show a concentration of Mesoproterozoic ages, at ca. 1.0, 1.2, 1.25 and 1.3 Ga and Type II shows as well a small Paleoproterozoic concentration at ca. 2.2 Ga. The contamination of Type I magmas could be the back-arc sediments and/or a crustal assimilation, whereas Type II rocks are expected to assimilate mostly crustal fragments. Even in the case of assimilation of sediments (Type I magmas), these sediments would be related to a proximal source area. Rocks with similar ages (between 1.0 and 1.3 Ga) were found in African Namaqua-Natal Belt (Eglington, 2006).

The Pre-Gondwana connection between the Rio de La Plata craton and Namaqua-Natal Belt is suggested by several authors (e.g. Preciozzi *et al.*, 1999; Bossi and Gaucher, 2004). Nonetheless, the connection is made mostly due ages of ca. 1.0 Ga that was previously thought to be the magmatic crystallization age of the Cerro Bori orthogneisses (data of Preciozzi *et al.*, 1999). This magmatic crystallization, although, has been recently demonstrated to be between ca. 800-767 Ma (Oyhantçabal, 2010,

Masquelin, *submitted*, Lenz *et al. submitted*). On the other hand, the xenocryst ages suggest that a crustal fragment of Mesoproterozoic age is probably the basement of the area and may represent a fragment of the Namaqua-Natal belt.

The existence of an Andean type convergent margin at ca. 800-770 Ma implies in the existence of an ocean of this time adjacent to the Rio de La Plata craton. The existence of a big ocean separating Laurentia and minor plates on the time of the break-up of Rodinia supercontinent (~800-750 Ma) is suggested by some authors (e.g. Cordani *et al.*, 2003, Kroener and Cordani, 2003, Pisarewsky *et al.*, 2003, Torsvik, 2003, Tohver *et al.*, 2006).

The ca. 30 Ma magmatic crystallization of the Cerro Bori rocks and subsequent back-arc magmatism in the Lavalleja Group is consistent with the existence of a big ocean between Rio de La Plata and adjacent cratons (e.g. Kalahari) in the time of the Rodinia break-up.

## 7. CONCLUSIONS

1) There are no evidences of remobilizations or enrichment in elements due the high grade metamorphic event however the main interpretations were made with the more immobile elements, like the HFS elements.

2) Three different groups of rocks were separated, in the Cero Bori orthogneisses, ED-Dom Feliciano Belt in Uruguay, based on geochemistry of major, trace and REE, besides Sm-Nd and Pb-Pb isotopic composition.

2) Type I rocks are mafic gneisses with gabbroic dioritic to dioritic compositions and tholeiitic affinity and geochemical signatures that resembles a back-arc tholeiitic rock.

3) Type II rocks are mostly tonalitic and minor granodioritic gneisses with calc-alkaline affinity and typical geochemical signatures of a continental arc setting.

4) Type III rocks are biotite rich mafic gneisses with potassic and ultrapotassic affinities and geochemical signatures similar to other typical potassic and ultrapotassic association of rocks.

5) All the three types of rocks have negative  $\epsilon_{\text{ND}}$  values (between -2.12 and -6.67) and old  $T_{\text{DM}}$  ages (between 1.29 and 2.09 Ga), indicating that the process of crustal assimilation/contamination was an important process, together with fractional crystallization.

6) An Andean type arc setting is suggested to this association of rocks between 800-767 Ma, on a spatially close arc and back-arc settings, suggesting a normal to steep subduction angle of the oceanic plate. Potassic and ultrapotassic rocks were crystallized ca. 30 Ma after the beginning of the subduction, probably associated to the closure of the back-arc basin.

7) The continental margin were the continental arc were formed was composed of the Rio de La Plata craton, together with Mesoproterozoic rocks, suggested by the  $T_{DM}$  ages and zircon xenocryst ages found in the Cerro Bori orthogneisses

8) This continental margin arc setting suggests the existence of an ocean between Rio de La Plata and adjacent cratons during the break up of the Rodinia supercontinent at ca. 800 Ma.

## 8. ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by a PHD scholarship in Brazil and a Capes scholarship in Australia. Support from PRONEX- 2006 (Prof. Milton L. Formoso) and Universal -2006 (Prof. L.A.D. Fernandes) are thanked.

## 9. REFERENCES

- Almeida F.F.M. de, Amaral, G., Cordani U.G., Kawashita K., 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River. *In*: Nairn AE & Stehli FG (*eds*): The Ocean Basins and Margins, Plenum Pub. Co., p: 411-446.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Research* 139, 139–221.
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., Demitriev, L., 1990. REE/non REE element hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology* 82, 1–14.
- Bossi, J., Ferrando, L., Albanell, H., 1967. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay *In*: 11 Simposio Internacional sobre Deriva Continental, Montevideo, p. 60-72.
- Bossi, J., Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. *Simp. Intern. Paleoz. Inf. Latinoam. I. Univ. Salamanca*, Actas 343-356.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research* 7 (3), 661-674.



- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustal. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 2023–2029.
- Campal, N., Gancio, F., 1993. Asociacion volcanitas piroclastitas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formacion y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileiro en el Uruguay. *In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, Resumenes Extensos, 2. La Paloma (Uruguay), Nr. 44.*
- Carlier, G., Lorand, J.P., Audebaud, E., Kienast, J.R., 1997. Petrology of an unusual orthopyroxene-bearing minnete suite from southeastern Peru, Eastern Andean Cordillera: Al-rich lamproites contaminated by peraluminous granites.
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução Geológica do escudo Sul-rio-grandense. *In: Holz and De Ros (Eds). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre- RS, Editora CIGO/UFRGS, 13-52.*
- Cordani, U.G., D'Agrella-Filho, M.S., Brito-Neves, B.B., Trindade, R.I.F., 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova* 15, 350–359.
- Dalla Salda, L., Bossi, J., Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11, 263–269.
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.
- Eglington, B.M., 2006. Evolution of the Namaqua–Natal belt, southern Africa – a geochronological and isotope geochemical review. *J. African Earth Sci.* 46, 93–111.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C. C Tommasi, A., Kramer, G., Ramgrab, G.E., Camazzoto, E., 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II- Uma Contribuição a partir do registro geofísico. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4), 351-374.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31 SBG. Camboriú, Anais, 5, 2879-2892.*
- Gao, Y., Yang, Z., Hou, Z., Wei, R., Meng, X., Tian, S., 2010. Eocene potassic and ultrapotassic volcanism in south Tibet: New constraints on mantle source characteristics and geodynamic processes. *Lithos, in press.*
- Gaucher, C., Chiglino, L., Pecoits, E., 2004. Southernmost exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Paleogeographic implications for the amalgamation of W Gondwana. *Gondwana Research* 7, 701–714.
- Gaucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167, 150–170.
- Gómez-Rifas, C., 1995. A zona de cizallamento sinistral “Sierra Ballena” no Uruguai. Unpublished PhD thesis, Univ. São Paulo, pp. 1-247. São Paulo, Brazil.
- Goscombe, B., Gray, D.R., 2007. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terrane and tectonic significance. *Precambrian Research* 155, 139–158

- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2010. Thermobarometry and Sm–Nd ages of the high-*T* metamorphism of the Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Implications for the collision between Rio de La Plata and Kalahari Cratons during the Neoproterozoic. *J. South. Am. Earth Sci.*, *accepted for publication*.
- Hall, H., Campal, N., Davis, D.W., Bossi, J., 2001. Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Río de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 349–361.
- Hallinan, S.E., Mantovani, M.S.M., Shukowsky W., Braggion, I.Jr., 1993. Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências* 23 (3), 201–214.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A., Lafon, J.M., 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay–SHRIMP U–Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 557–570.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., McNaughton, N.J., 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229–236.
- Hartmann, L.A., Piñeiro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 105–113.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Kroner, A., Cordani, U., 2003. African Southern India and South America cratons were not part of Rodinia supercontinent: evidences from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325–372.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks (Le Maitre, R.W.; editor). *Blackwell*, 193 p.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Masquelin, H. Magmatic and metamorphic U–Pb SHRIMP ages in zircons for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Submitted to Precambrian Research*.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Porcher, C.C., Geochemistry and U–Pb SHRIMP ages of the syn to post-collisional mafic magmatism registered in the Cerro Olivo Complex, Uruguay. Submitted (A) to *Pesquisas em Geociências*.

- Mallmann, G., Chemale, F., Avila, J.N., Kawashita, K., Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research* 12, 489–508.
- Masquelin, H. A. 2002. A evolução estrutural e metamórfica do Terreno Punta del Este-Sudoeste Uruguaio. Tese de doutorado. Instituto de Geociências-UFRGS, 350 pp.
- Masquelin, H., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., SHRIMP U-Pb zircon ages of the Cerro Olivo Complex: Neoproterozoic magmatism and Mesoproterozoic inheritance in Eastern Uruguay. *Submitted to International Geology Review*.
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magma and magmatic rocks*. London: Longman
- Nardi, L. V. S., Plá Cid, J., Bitencourt, M. F., 2007. Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites in systems formed at mantle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massif, southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology* 91 (1-2), 101-116.
- Oyhantçabal, P. 2005. The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Unpublished PHD thesis.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1–11.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. *In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230–249
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci* 23, 251-285.
- Pisarewsky, S.A., Wingate, M.T.D., Powell, C.M., Johnson, S., Evans, D.A.D., 2003. Models of Rodinia assembly and fragmentation. *In: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds.), Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 206, pp. 35–55.
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Conceição, H., 1999. Critérios mineralógicos e geoquímicos para a classificação do magmatismo alcalino saturado em sílica: o exemplo com sienitos do Brasil. I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado RS, Brasil, Boletim de Resumos.p. 28.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1993. Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362, 739–742.
- Preciozzi, F., Masquelin, H. & Basei, M.A.S., 1999a. The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 2*. Asoc. Geol. Argentina, Carlos Paz, Actas.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic–early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11, 168–174.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C. Fanning, C.M., Baldo, E.G. González-Casado, J.M., Galindo, C. Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana *Earth-Science Reviews* 83, 49–82.

- Rollinson, H.R., 1996. Tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and the genesis of Lewisian crust during the Archaean. In: Brewer, T.S. (Ed.), *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*, Spec. Publ. - Geol. Soc. Lond., vol.112, pp. 25– 42.
- Rudnick, R.L., McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1985. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1645-1655.
- Rudnick, R.L., 1992. Restites, Eu anomalies, and the lower continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 963-970.
- Rudnick, R.L., Presper, T., 1990. Geochemistry of intermediate- to high pressure granulites. *Granulites and Crustal Evolution*, NATO ASI Series, vol. 311. Kluwer Academic Publishers, pp. 523– 550
- Rumble, D., Liou, J.G., Jahn, B.M., 2005. Continental Crust Subduction and Ultrahigh Pressure Metamorphism. In: Rudnick, R. L. (Ed.), *The Crust*. Vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (Eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 293–320.
- Sánchez-Bettucci, L., Cosarinsky, M., Ramos, V.A., 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavallega Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research* 4, 395–407
- Sánchez-Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H., 2010. The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review* 52 (1), 51-78.
- Silva, da L. C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136, 203–240.
- Santos, J.O., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeiro, McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U–Pb SHRIMP geochronology of the La Plata craton, Uruguay. *International Geology Review* 45, 27–48.
- Silva, da L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U–Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41, 531–551.
- Steiger, R.H., Jager, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359 - 362.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42 (Special publication). Geological Society, pp. 313–345.
- Tarney, J., Weaver, A.R., 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. In: Park, R.G., Tarney, J. (Eds.), *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High Grade Terrains*, vol. 27 (Special publication). Geological Society, pp. 45-56.
- Teixeira, W., Pinese, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Etcheveste, H., Robot, A., Fernandez, R., Renne, P.R., Heaman, L.M., 2002. Calc-alkaline and

- tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, Argentina: U–Pb, Sm–Nd, and Rb–Sr  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research* 119, 329–353.
- Tohver, E., D’Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Res.* 147, 193–222.
- Torsvik, T. H. 2003. The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300, 1379-1381.
- Varekamp, J.C.; Hesse, A.; Mandeville, C.H., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *In Press*.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T. & Wen, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 45, 2311-2323.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Zartman, R.E.; Haines, S.M. 1988. The plumbotectonic model for the Pb isotopic systematic among major terrestrial reservoirs – a case for bidirectional transport. *Geochemical Cosmochimical Acta*, 52, 1327-1339
- Zhao, Z., Mo, X., Dilek, Y. Niu, Y. DePaolo, D. J., Robinson, P., Zhu, D., Sun, C., Dong, G., Zhou, S., Luo, Z., Hou, Z., 2009. Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos* 113, 190–212

**ARTIGO 3**  
**GEOQUÍMICA E IDADES U-PB SHRIMP DO**  
**MAGMATISMO MÁFICO SIN A PÓS COLISIONAL**  
**REGISTRADO NOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO CERRO**  
**OLIVO, URUGUAI**

**Artigo submetido para a Revista Brasileira de Geociências**

Carla Cristine Porcher,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "GEOQUÍMICA E IDADES U-PB SHRIMP DO MAGMATISMO MÁFICO SIN A PÓS-COLISIONAL REGISTRADO NOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO CERRO OLIVO, URUGUAI" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/17519>

Login: cporcher

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori

Revista Brasileira de Geociências

GEOQUÍMICA E IDADES U-PB SHRIMP DO MAGMATISMO MÁFICO SIN A  
PÓS COLISIONAL REGISTRADO NOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO  
CERRO OLIVO, URUGUAI

**“GEOCHEMISTRY AND U-PB SHRIMP AGES OF THE SYN TO POST-  
COLLISIONAL MAFIC MAGMATISM REGISTERED IN THE CERRO  
OLIVO COMPLEX ORTHOGNEISSES, URUGUAY”**

**LENZ, C\*\*.<sup>a</sup>, FERNANDES, L.A.D.<sup>b</sup>, KOESTER, E, PORCHER, C.C<sup>b</sup>**

a Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. Email: [crislenz@yahoo.com.br](mailto:crislenz@yahoo.com.br)

b Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Email: [ladfernandes@gmail.com](mailto:ladfernandes@gmail.com); [carla.porcher@ufrgs.br](mailto:carla.porcher@ufrgs.br); [ekoester@ufrgs.br](mailto:ekoester@ufrgs.br).

## **RESUMO**

No Complexo Cerro Olivo, Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai ocorre uma associação de ortognaisses tonalíticos e máficos (Cerro Bori) com idades entre 800-767 Ma. Associado a esses ortognaisses foram encontradas rochas máficas na forma de *boudins* ou diques tardi-deformacionais com idades U-Pb SHRIMP de 659, 647 e 635 Ma. Os granulitos máficos com idade de 659 Ma, apresentam composição de gabros a dioritos gabróicos e assinaturas geoquímicas de um magma gerando em um ambiente de *back arc*. Morfologia e texturas nos zircões revelam uma cristalização sin-metamorfismo de alto grau. O granulito máfico AC-296-P apresenta idade de 647 Ma, composição de um gabro e características geoquímicas similares a um magma tipo E-Morb. O anfibolito por sua vez, apresenta idade de 637 Ma, composição de diorito gabróico e assinaturas geoquímicas de magmas cálcio-alcalinos alto K a shoshoníticos, típicos de ambiente po-colisional. Os zircões apresentam intensa zonação convoluta, provavelmente relacionada a fluidos gerados durante reações de retrometamorfismo.

**Palavras-chaves:** Idades U-Pb SHRIMP, Geoquímica, Magmatismo máfico sin a pós colisional, Complexo Cerro Olivo, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai.



## ABSTRACT

In the Cerro Olivo Complex, Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt in Uruguay crops out an association of tonalitic and mafic orthogneisses (Cero Bori) with ages between 800-767 Ma. In this study we found orthogneisses as *boudins* in the tonalitic gneiss and late deformational dikes with younger ages, of 659, 647 e 635 Ma (U-Pb in zircon-SHRIMP). The mafic granulites yielding age of 659 Ma has a gabbro composition with geochemical similarities of a *back arc* rock. Zircon morphologies and textures are typical of metamorphic and igneous textures, being this magma crystallized during the high grade metamorphic event. Mafic granulite AC-296-P has an age of 647 Ma, composition of a gabbro and geochemical similarities with an E-Morb type magma. Amphibolite UY-5-F has an age of 637 Ma, composition of a gabbroic diorite and geochemical characteristics of a high K calc-alkaline rock to shoshonitic, typical of post collisional magmas. Zircons of this sample have intense convolute zoning, probably related to fluids during the retrogression reactions.

**Keywords:** U-Pb SHRIMP ages, geochemistry, syn to post collisional mafic magmatism, Cerro Olivo Complex, Dom Feliciano Belt in Uruguay.

## 1. INTRODUÇÃO

Magmas gerados em ambientes convergentes, principalmente os que envolvem a participação de crosta continental, podem ter inúmeras características composicionais. Durante o período de convergência máxima, antecedendo a colisão, pouco volume de magma é gerado (Brown, 1994), entretanto no período pós-colisional, após o relaxamento da crosta ocorre uma intensa geração de magmas das mais diversas composições (Bonin, 2004).

O Cinturão Dom Feliciano registra essas características, sendo formado principalmente por granitóides associadas às zonas de transcorrência, além de granitóides pós-transcorrência e pós-orogênicos (e.g. Philipp *et al.*, 2000; Bitencourt *et al.*, 2007). No Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, o volume de granitóides é inferior ao Rio Grande do Sul e Santa Catarina, possibilitando assim a preservação da crosta pré-colisão, representada na região pelas rochas do Complexo Cerro Olivo.

O Complexo Cerro Olivo é composto pelos Paragnaisses Chafalote, Ortognaisses Cerro Bori e augen gnaisses Centinela. Essas registram evidências de um evento de metamorfismo de alto grau (alta P e T) e intensa deformação, através de zonas de cisalhamento sub horizontais e transcorrentes (Masquelin, 2002; Gross *et al.*, 2009; Masquelin *et al.*, submetido). A cristalização dos Ortognaisses Cerro Bori ocorreu entre 800-767 Ma (Lenz *et al.*, submetido; Oyhançabal *et al.*, 2009; e Masquelin *et al.*, submetido).

Através de investigações de campo, de petrografia e com a obtenção de dados de geoquímica de maiores e traços e idades U-Pb em zircão, verificou-se a existência de rochas mais jovens dentro do Complexo Cerro Olivo, associadas aos Ortognaisses Cerro Bori. Essas rochas, embora em pequeno volume (geralmente diques ou *boudins*) podem trazer informações importantes sobre a evolução do Cinturão Dom Feliciano durante e após a amalgamação do Gondwana.

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

No Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (Fig. 1) afloram as rochas de alto grau do Complexo Cerro Olivo, granitóides sin a pós-orogênicos (e.g. Batólito Aiguá), rochas dacíticas e riolíticas (Cerro Aguirre e Formação Sierra de Rios) e de serpentinitos, anfíbolitos e rochas supracrustais metamorfisadas em baixo grau (Grupo Rocha) (Bossi *et al.*, 1967; Ramos, 1988; Campal e Gancio, 1993; Masquelin, 2002; Bossi e Gaucher, 2004, Oyhançabal *et al.*, 2009).

O Complexo Cerro Olivo é formado pelos: (a) Paragnaisses Chafalote, que é composto por metapelitos, semipelitos, calciossilicatadas e máficas com médio a alto grau metamórfico além de migmatitos associados. (b) Ortognaisses Cerro Bori, que compreende gnaisses máficos e tonalíticos com médio a alto grau metamórfico e migmatitos associados e (c) augen gnaisse Centinela, de composição félsica e com intensa deformação. As rochas desse complexo foram metamorfisadas em condições de alta P e T. Gross *et al.* (2009) identificou quatro eventos metamórficos na região, M1: relacionado ao metamorfismo progressivo, M2: pico metamórfico, com T: 830-950 °C, e P: 7-10 kbars. O evento M3 foi identificado por esses autores como sendo de descompressão em condições de T: 788-830 °C e P: 4,8-5,5 kbars, enquanto que o M4 foi considerado como de exumação do terreno. Associado a esses eventos metamórficos foram identificados dois eventos deformacionais, o D1, que gerou o bandamento

gnáissico com orientação E-W e o D2 que gerou zonas de cisalhamento subhorizontais e de transcorrência com orientação NE-SW (Masquelin, 2002; Oyhantçabal, 2005; Gross *et al.*, 2009)

Rochas graníticas pós-colisionais intrudem as rochas do Complexo Cerro Olivo. Os principais corpos graníticos sin transcorrentes são encontrados associados à zona de cisalhamento Alférez-Cordillera (de orientação SSW-NNE), sendo o Granito Rocha e o Granito El Pintor os corpos mais volumosos (Masquelin, 2002; Masquelin *et al.*, submetido). Além disso, ocorrem diversos corpos granitos associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes no extremo sul do Cinturão Dom Feliciano (Oyhantçabal *et al.*, 2007). Esses autores descrevem granitóides com características cálcio-alcalinas a alcalinas além de shoshonitos, com idades entre 615 e 575 Ma (idades Pb-Pb em esfeno).

Os granitóides do Batólito Pelotas que ocorrem associadas às zonas de cisalhamento no Rio Grande do Sul (principalmente a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu) apresentam idades um pouco mais antigas que as do Uruguai, entre 650 e 605 Ma para esses granitóides, (Koester *et al.* 1997; Frantz *et al.* (2003); Koester *et al.*, 2009).

Além das rochas do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, ocorre ainda no Escudo Uruguaio dois terrenos de idade Paleoproterozóicos a Arqueano. O Terreno Piedra Alta é caracterizado por rochas juvenis Paleoproterozóicas com idade de cristalização (U-Pb) entre 2.22 e 2.02 Ga e (Hartmann *et al.*, 2000, 2002; Santos *et al.*, 2003). O Terreno Nico Pérez por vez contém um *greenstone belt* com idades entre 3,41 e 3,10 Ga, além de rochas com idades entre 2,5 e 2,1 Ga (Hartmann *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2003). Rochas do Cinturão Dom Feliciano também afloram no Terreno Nico Pérez, como as rochas do Grupo Lavalleja, uma seqüência metavulcanosedimentar de idade Neoproterozóica (Sanchez Bettucci *et al.*, 2001; Sánchez-Bettucci *et al.*, 2010) e granitóides pós-colisionais do Batólito Aiguá (Oyhançabal *et al.*, 2009).

### 3. GEOLOGIA LOCAL

O complexo Cerro Olivo (CCO) é composto por de três associações principais de rochas, (Paragneisses Chafalote, Ortogneisses Cerro Bori e augen gnaisses Centinela. Ocorrem ainda no CCO migmatitos e granitóides associados. Os Ortogneisses Cerro

Bori são compostos principalmente por gnaisses tonalíticos e menores quantidades de granodioritos, rochas máficas e anfibolitos.

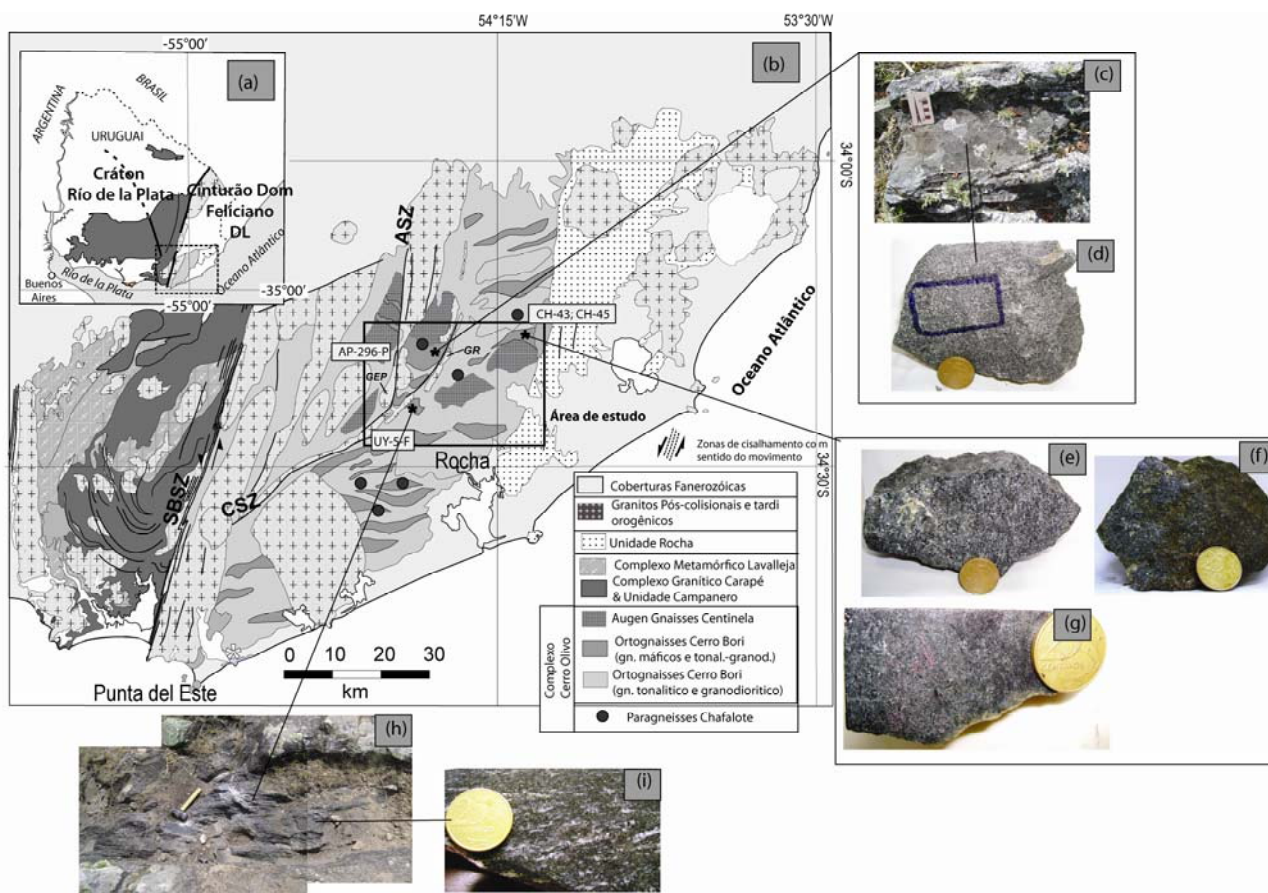
Além dos gnaisses máficos classicamente identificados como pertencentes aos Ortognaisses Cerro Bori, foram encontrados também um grupo de rochas máficas mais jovens, as quais serão apresentadas nesse trabalho. Essas rochas máficas mais jovens ocorrem como *boudins*, circundados pelos gnaisses tonalíticos e granodioríticos ou na forma de diques cortando esses os gnaisses tonalíticos e granodioríticos. Quando ocorrem como *boudins*, essas rochas máficas são facilmente confundidas com os *boudins* de idade mais antiga. Alguns critérios auxiliam na distinção dos dois grupos: Os *boudins* mais jovens são granofels, com tamanho de grão equigranular e não têm evidência de leucossoma (Figs. 1E, F e G). Os *boudins* mais antigos, por outro lado, geralmente tem pequenas lentes de fusão associados ou então são gnaisses bandados.

Além disso, essas rochas máficas mais jovens ocorrem também na forma de diques cortando os gnaisses tonalíticos (Fig. 1C e D). e granodioríticos. Esses diques apresentam evidências de deformação em menor intensidade do que os gnaisses.

Os anfibolitos, por suas vez são encontrados mais frequentemente na região de Sierra de Los Viegas, entretanto ocorrem também na região ao sul do Cerro Bori, na forma de diques cortando os Ortognaisses Cerro Bori. Esses diques (Fig. 1H), encontrados principalmente no contato com o Granito El Pintor (*GEP*) (Fig. 1).

Os granulitos máficos na forma de *boudin* possuem textura granoblástica e paragênese composta por granada + ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio ± biotita ± quartzo. Como acessórios são encontrados ilmenita, zircão e subordinadamente esfero.

A rocha máfica na forma de dique AC-296-P ocorre com granulação fina e cor escura (Fig. 1D), e assembléia composta por ortopiroxênio+ clinopiroxênio+ plagioclásio ± biotita ± quartzo. O anfibolito na forma de dique UY-5F ocorre com tamanho de grão médio, cor esverdeada (Fig. 1I) e assembléia de hornblenda+ plagioclásio+quartzo. Cristais de clinopiroxênio reliquiares são encontrados na amostra.



**Figura 1:** (a) Figura com as principais subdivisões do Escudo Uruguaio; (b) Mapa geológico da região sudeste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, com a localização da área de trabalho e localização das amostras estudadas (modificado de Masquelin, 2002); (c) Relações de campo da amostra AC-296-P; (d) AC-296-P amostra em macro escala; (e) Macro escala da amostra CH-45; (f) Macro escala da amostra CH-43-B; (g) Macro escala da amostra CH-43-J; (h) Relações de campo da amostra UY-5-F; (i) Macro escala da amostra UY-5-F.

#### 4. METODOLOGIAS

##### 4.1 U-PB SHRIMP EM ZIRCÃO

Para os estudos de geocronologia as amostras foram fragmentadas, moídas e os minerais pesados foram separados inicialmente com uma bateia. Esse separado de minerais pesados foi então concentrado com auxílio de um líquido denso (diiodometano) e por último com um separador magnético isodinâmico (FRANTZ).

Após separação final em lupa binocular, as amostras de zircão foram montadas em pastilhas de resina junto com padrões internacionais de zircão (e.g. BR 266) e amostras de vidro (para correção de Pb comum). As pastilhas foram então polidas até a exposição da parte central dos zircões e posteriormente foram limpas e metalizadas com ouro. Imagens de catodoluminescência e de elétrons secundários dos zircões foram obtidas no Microscópio Eletrônico de Varredura na XL30 Phillips da *Curtin University of Technology*-Austrália. As análises U-Pb em zircão foram realizadas no SHRIMP II da *Curtin University of Technology* e os procedimentos analíticos foram baseados em Compston *et al* (1992) e Smith *et al.* (1988). O padrão utilizado foi o zircão BR266 (idade U/Pb: 559 Ma e 903 ppm de U). O tamanho do *spot* utilizado durante todas as sessões foi de cerca de 20  $\mu\text{m}$  e o valor do feixe primário de  $\text{O}_2$  foi de cerca de 1,8 nA. Os programas Squid e Isoplot (Ludwig, 2003), foram utilizados para redução de dados e plotagem dos gráficos. Resultados com mais de 10% ou que não esteja dentro do erro de 2 sigma, ou ainda que tenham mais de 1% de  $^{206}\text{Pb}$  (Pb comum) são apresentados, porém não utilizados no cálculo da idade.

#### **4.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS**

As cinco amostras selecionadas para esse estudo foram inicialmente quebradas em uma prensa hidráulica e após foram moídas num gral de ágata a fim de obter a fração < 200 mesh. Para a posterior análise dos elementos maiores (0.5 g) e traços (5 g), as amostra foram digeridas com HF e  $\text{HClO}_4$  e após as análises foram realizadas no laboratório *Acme Analytical Laboratories* (Vancouver-Canadá) pelo método da fusão do ICP. O padrão SO-18 foi utilizado como referência para a maior precisão dos elementos maiores e traços.

#### **5. GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO**

Através das imagens de catodoluminescência obtidas nos zircões foi possível reconhecer morfologias de origem primária e secundária, possibilitando assim a identificação dos prováveis processos responsáveis pela cristalização dos zircões. As principais características dos zircões das três amostras estudadas são apresentadas na Tabela 1. Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas 2, 3 e 4, e as idades de cristalização estão apresentadas na Tabela 5.

Tabela 2: Dados de U-Pb SHRIMP em zircões da amostra CH-45

N° zircão-ponto de análise	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Razões isotópicas			Idade (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Amostra CH-45 (Pastilha 09-02)</b>										
11-1 bf	148	51	0.35	0.28	0.0601±0.0019	0.91±0.0317	0.1100±0.0016	<b>672.5±9.1</b>	608±69	111
15-1 bf	221	68	0.32	0.00	0.0614±0.0010	0.92±0.0181	0.1092±0.0012	<b>668.3±7.2</b>	652±34	103
17-1 a	202	66	0.34	0.11	0.0619±0.0012	0.93±0.0217	0.1084±0.0013	<b>663.5±7.6</b>	671±43	99
4-1# p	225	84	0.38	0.00	0.0610±0.0008	0.90±0.0183	0.1076±0.0017	<b>658.8±9.7</b>	638±28	103
12-1 o	176	60	0.35	0.29	0.0591±0.0022	0.88±0.0341	0.1075±0.0014	<b>658.5±8.2</b>	572±80	115
14-1 o	334	161	0.50	0.05	0.0597±0.0008	0.88±0.0151	0.1074±0.0010	<b>657.9±6.0</b>	593±31	111
10-1 bf	213	66	0.32	0.21	0.0598±0.0012	0.88±0.0211	0.1074±0.0013	<b>657.4±7.4</b>	595±45	111
2-1# o	237	90	0.39	-0.04	0.0612±0.0007	0.90±0.0173	0.1071±0.0016	<b>655.8±9.5</b>	647±25	101
7-1 o	72	21	0.31	0.39	0.0576±0.0019	0.85±0.0315	0.1066±0.0020	<b>653.2±11.7</b>	514±71	127
8-1 p	316	149	0.49	0.06	0.0597±0.0009	0.87±0.0150	0.1060±0.0010	<b>649.6±5.9</b>	592±31	110
<b>Discordante</b>										
9-1 p	67	14	0.22	-1.03	0.0687±0.0045	1.08±0.0750	0.1140±0.0025	695.7±14.3	891±136	78
13-1 a	86	22	0.26	0.62	0.0548±0.0021	0.81±0.0343	0.1069±0.0020	654.9±11.8	406±85	161
18-1 a	96	25	0.27	0.64	0.0555±0.0024	0.77±0.0364	0.1005±0.0018	617.2±10.6	434±97	142
16-1 o	279	116	0.43	0.26	0.0578±0.0011	0.84±0.0183	0.1056±0.0011	647.1±6.4	523±42	124

O f206 (%) é a % de  $^{206}\text{Pb}$  atribuído ao Pb comum. Conc. = % de concordância. Dados discordantes são análises com discordância  $\geq 10\%$  ou onde a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  não se sobrepõem em 2 sigma de erro analítico. Todos os erros apresentados na tabela são  $\pm 1$  sigma. Reprodutibilidade do U/Pb para o padrão BR266 é de: dados não marcados: 0.00% ( $2\sigma$ , n = 6); dados marcados com #: 2,77% (n = 22). Análises com  $\geq 0,6\%$  f206 são apresentadas com as análises discordantes, porém não foram utilizadas no cálculo da idade. Terminologia: p: prismáticos, a: arredondadas, o: ovóide, bf: bola de futebol.

**Tabela 3:** Dados de U-Pb SHRIMP em zircões da amostra AC-296-P

Nº zircão-ponto de análise	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	f 206 (%)	Razões isotópicas			Idade (Ma)		Conc. (%)
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
<b>Amostra AC-296-P (Pastilha 09-04)</b>										
4-1 p	782	235	0.31	0.21	0.0597±0.0007	0.89±0.0159	0.1081±0.0015	<b>662.0±8.7</b>	665±14	100
21-1 p	552	40	0.07	0.21	0.0606±0.0007	0.90±0.0163	0.1076±0.0015	<b>658.8±8.6</b>	597±41	110
23-1 p	931	243	0.27	-0.01	0.0611±0.0014	0.90±0.0241	0.1068±0.0015	<b>653.9±8.4</b>	651±11	119
2-1 p	450	42	0.10	0.42	0.0584±0.0014	0.86±0.0240	0.1069±0.0015	<b>654.9±8.8</b>	549±57	119
9-2 p	613	218	0.37	-0.01	0.0621±0.0004	0.91±0.0133	0.1060±0.0014	<b>649.5±8.5</b>	650±12	100
5-1 a	444	120	0.28	0.52	0.0590±0.0005	0.86±0.0144	0.1059±0.0015	<b>649.1±8.8</b>	568±48	114
22-1 a	667	274	0.42	0.08	0.0607±0.0013	0.87±0.0225	0.1044±0.0015	<b>640.1±8.3</b>	627±11	103
7-1 p	753	66	0.09	0.04	0.0618±0.0006	0.89±0.0147	0.1042±0.0014	<b>639.0±8.2</b>	622±14	102
3-1 p	517	160	0.32	0.05	0.0607±0.0005	0.87±0.0136	0.1035±0.0014	<b>634.6±8.3</b>	632±12	103
8-1 p	600	199	0.34	0.41	0.0608±0.0006	0.87±0.0143	0.1033±0.0014	<b>633.9±8.6</b>	623±16	100
7-2 p @	758	74	0.10	0.12	0.0611±0.0009	0.86±0.0180	0.1020±0.0015	626.2±8.1	622±21	102
9-1 p @	1104	362	0.34	0.19	0.0606±0.0005	0.84±0.0136	0.1002±0.0014	615.7±7.8	596±11	101
6-1 p @	629	258	0.42	0.09	0.0614±0.0005	0.83±0.0133	0.0982±0.0013	604.1±7.8	588±15	103

O f206 (%) é a % de <sup>206</sup>Pb atribuído ao Pb comum. Conc. =% de concordância. Dados discordantes são análises com discordância ≥ 10% ou onde a idade <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U e a idade <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb não se sobrepõem em 2 sigma de erro analítico. Todos os erros apresentados na tabela são ± 1 sigma. Reprodutibilidade do U/Pb para o padrão BR266 é de 2.56% (2σ, n = 13); Terminologia: p: prismáticos, a: arredondadas. @: dados não utilizados no cálculo da idade, veja discussão no texto.



Tabela 4: Dados de U-Pb SHRIMP em zircões da amostra UY-5-F

N° zircão- ponto de análise	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206 (%)	Razões isotópicas			Idade (Ma)		Conc. (%)
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<b>Amostra UY-5-F (Pastilha 07-37)</b>										
7-1 p @	326	139	0.44	0.35	0.0616±0.0012	0.91±0.02	0.1068±0.0009	654.3±5.2	660±41	99
6-1 p	276	91	0.34	0.11	0.0605±0.0009	0.88±0.01	0.1054±0.0009	<b>646.1±5.0</b>	620±32	104
12-1## p	286	61	0.22	0.10	0.0619±0.0008	0.90±0.01	0.1053±0.0009	<b>645.4±5.5</b>	671±28	96
7-2# p	534	112	0.22	0.19	0.0598±0.0006	0.86±0.01	0.1046±0.0011	<b>641.5±6.4</b>	595±23	108
8-1 a	272	91	0.34	0.01	0.0612±0.0007	0.88±0.01	0.1040±0.0009	<b>637.7±5.0</b>	645±26	99
15-1## p	316	50	0.17	0.35	0.0602±0.0011	0.86±0.02	0.1036±0.0010	<b>635.4±5.6</b>	609±41	104
1-2# p	198	39	0.20	0.46	0.0620±0.0020	0.89±0.03	0.1036±0.0012	<b>635.3±7.0</b>	673±68	94
16-1## p	338	137	0.42	0.55	0.0594±0.0015	0.84±0.02	0.1030±0.0009	<b>632.1±5.4</b>	583±55	108
4-2# p	374	154	0.43	0.57	0.0611±0.0012	0.87±0.02	0.1027±0.0011	<b>630.3±6.7</b>	644±43	98
6-2# p	274	65	0.25	0.08	0.0607±0.0009	0.86±0.02	0.1026±0.0011	<b>629.7±6.6</b>	627±31	100
3-2# p	459	510	1.15	0.16	0.0610±0.0009	0.86±0.02	0.1025±0.0011	<b>628.9±6.4</b>	639±31	98
14-1## p	196	38	0.20	0.41	0.0604±0.0027	0.85±0.04	0.1024±0.0010	<b>628.5±6.1</b>	619±96	101
4-1 p	189	76	0.42	0.41	0.0601±0.0017	0.85±0.03	0.1024±0.0009	<b>628.4±5.4</b>	607±62	103
8-2# a	280	81	0.30	0.05	0.0617±0.0007	0.87±0.01	0.1019±0.0012	<b>625.8±6.8</b>	664±24	94
3-1 p @	416	163	0.40	0.20	0.0612±0.0009	0.83±0.01	0.0987±0.0007	606.6±4.3	647±31	94
<b>Discordante</b>										
2-1 p	203	105	0.53	0.56	0.0558±0.0017	0.81±0.03	0.1051±0.0010	644.2±5.6	445±66	145
5-1 p	142	34	0.25	0.58	0.0571±0.0017	0.85±0.03	0.1078±0.0010	660.2±6.0	495±67	133
9-2# p	145	39	0.27	0.42	0.0578±0.0017	0.83±0.03	0.1048±0.0013	642.3±7.4	522±65	123
10-1 p	490	122	0.26	0.41	0.0578±0.0012	0.89±0.02	0.1115±0.0010	681.2±5.7	522±46	130
11-1 p	382	180	0.49	1.01	0.0555±0.0029	0.84±0.04	0.1093±0.0012	668.8±6.9	433±115	155
13-1##	69	153	2.27	2.56	0.0495±0.0045	0.70±0.06	0.1021±0.0014	626.6±8.3	170±215	368

<b>9-1 p @</b>	139	35	0.26	0.67	0.0598±0.0023	0.88±0.03	0.1065±0.0011	652.6±6.3	597±82	109
<b>10-2# p</b>	189	42	0.23	0.70	0.0590±0.0022	0.84±0.03	0.1031±0.0013	632.8±7.5	568±79	111
<b>1-1 p @</b>	146	43	0.31	0.76	0.0594±0.0022	0.82±0.03	0.1000±0.0013	614.4±7.8	582±80	106

O f206 (%) é a % de  $^{206}\text{Pb}$  atribuído ao Pb comum. Conc. =% de concordância. Dados discordantes são análises com discordância  $\geq 10\%$  ou onde a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  não se sobrepõem em 2 sigma de erro analítico. Todos os erros apresentados na tabela são  $\pm 1$  sigma. Reprodutibilidade do U/Pb para o padrão BR266 é de: dados não marcados: 1.23% ( $2\sigma$ , n = 11); dados marcados com #: 1.96% (n = 8), dados marcados com ##: 1.45% (n = 5), Análises com  $\geq 0,6\%$  f206 são apresentadas com as análises discordantes, porém não foram utilizadas no cálculo da idade. Terminologia: p: prismáticos, a: arredondado; @: dados não utilizados no cálculo da idade.

Tabela 5: Resultados isotópicos para as três amostras estudadas.

Amostra	Classificação	Idade de cristalização (Ma)	MSWD	Nº de análises usadas cálculo idade
<b>CH-45</b>	Granulito máfico	659 ± 5	0.80	10 of 10
<b>AC-296-P</b>	Granulito máfico	647 ± 7	1.4	10 of 13
<b>UY-5-F</b>	Anfibolito	635 ± 4	1.4	13 of 15

## 5.1 Texturas e idades obtidas

### 5.1.1 *Granulito Máfico CH-45*

No granulito máfico CH-45, a maior parte dos zircões é oval, arredondado ou do tipo “bola de futebol”, e em menor quantidade ocorrem zircões prismáticos. Os zircões prismáticos possuem zonação setorial bem marcada (Fig. 2A) e alguns possuem uma zonação oscilatória irregular. Os zircões ovais, arredondados e tipo “bola de futebol” também possuem uma zonação setorial bem marcada (Fig. 2B) e em alguns casos uma zonação do tipo “fir tree”. Outras características podem ser encontradas na Tabela 1.

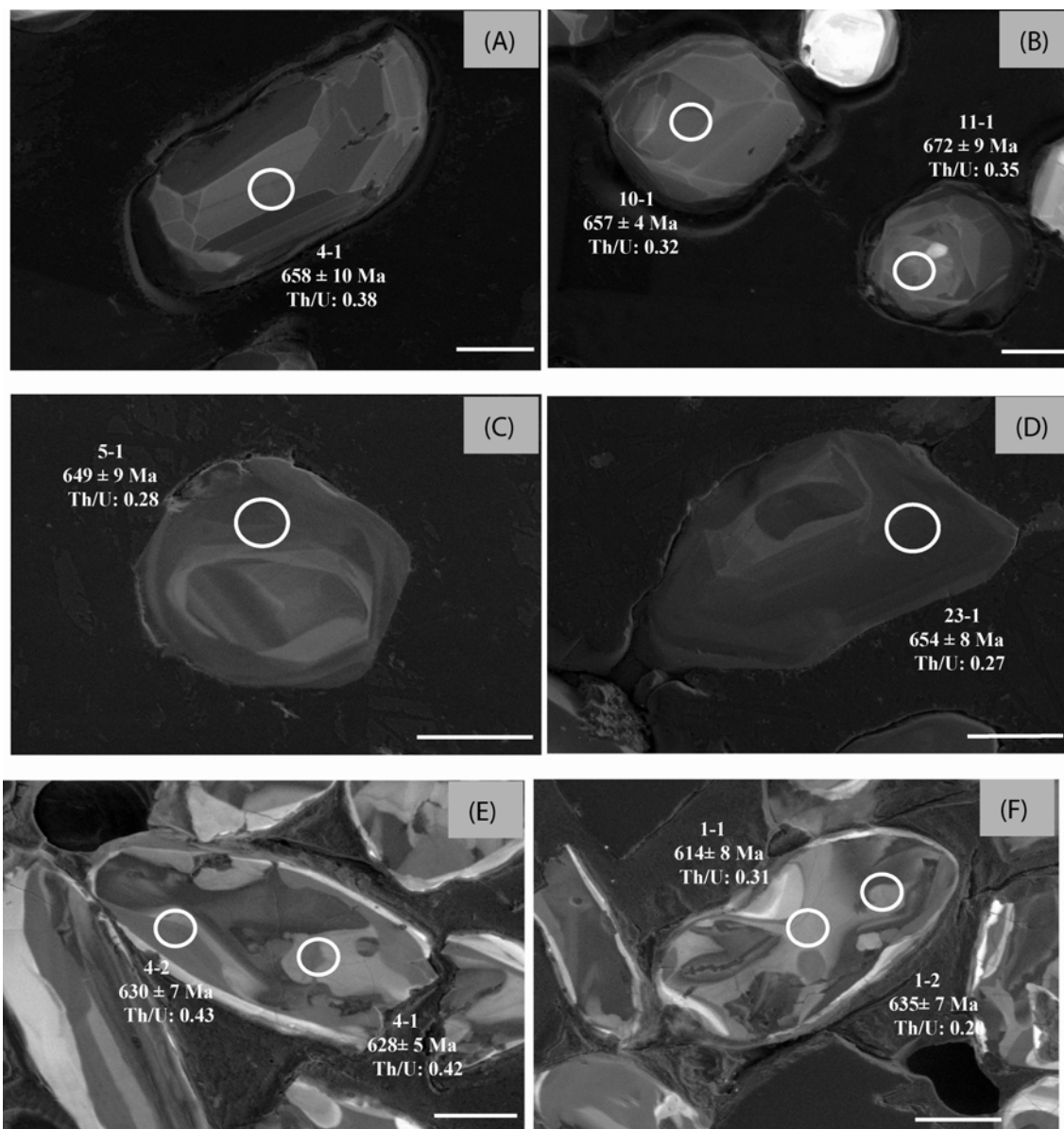
Todas as dez análises obtidas são concordantes ou plotam próximo da linha da concórdia, formando uma população com uma idade de  $659 \pm 5$  Ma e MSWD de 0,80 (Fig. 3a; Tabela 2). As razões Th/U desses zircões são variáveis entre 0,3 e 0,5. A ocorrência de zircões com evidência de cristalização ígnea e metamórfica com a mesma idade leva à interpretação dessa idade como a idade do magmatismo sin-metamórfico. Maiores discussão serão feitas posteriormente.

### 5.1.2 *Granulito Máfico AC-296-P*

O granulito máfico AC-296-P apresenta principalmente zircões prismáticos e alguns poucos zircões arredondados (Figs. 3C e D; Tabela 1). A maior parte dos zircões prismáticos apresenta zonação oscilatória (Fig. 2D), típica de rochas ígneas (e.g. Hoskin e Black, 2000), porém alguns possuem zonação setorial e mais raramente são encontradas zonações do tipo “fir tree”. Em alguns cristais são encontrados núcleos, com textura homogênea e baixa iluminação na catodoluminescência ou então núcleos com zonação oscilatória circundada por bordas. Essas bordas possuem geralmente zonação setorial (Fig. 2C).

Dez de treze análises concordantes ou que plotam próximo da curva concórdia formam uma população com uma idade de  $647 \pm 7$  Ma e MSWD de 1.4 (Fig. 3B; Tabela 3). As três idades mais jovens não foram utilizadas no cálculo da idade (pontos 7-2, 9-1 e 6-1; Tabela 3) e provavelmente foram obtidas em áreas onde o cristal de zircão sofreu perda de Pb. Isso pode ser comprovado pela existência de outra análise nos cristais 7 e 9 (pontos 7-2 e 9-1), os quais apresentam idades que fazem parte da população utilizada para o cálculo da idade de  $647 \pm 7$  Ma. As razões Th/U desses zircões são variáveis entre 0,42 e 0,07. De acordo com as texturas e as razões Th/U, a

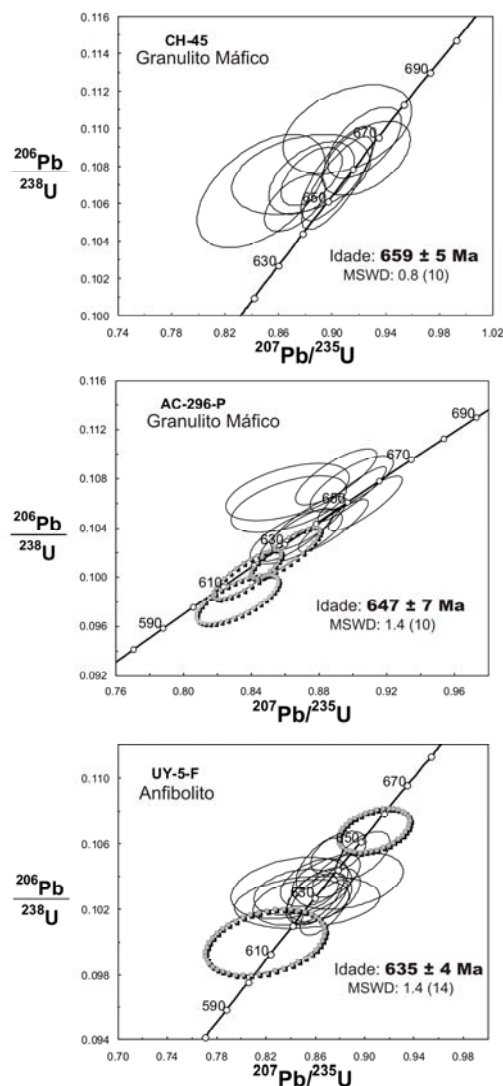
idade de  $647 \pm 7$  Ma foi interpretada como a idade de cristalização sin-metamórfica dessa rocha. Maiores discussões serão feitas posteriormente.



**Figura 2:** Imagens de catodoluminescência a morfologia, texturas típicas e idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de zircões representativos das três amostras; (a) CH-45: zircão prismático com zonação setorial; (b) CH-45: zircões arredondados com zonação setorial; (c) AC-296-P: zircão arredondado com evidência de núcleo (zoneamento oscilatório) e borda (zonação setorial); (d) AC-296-P: zircão prismático com evidência de zonação oscilatória; (e) UY-5-F: zircão prismático com zonação convoluta, na parte inferior a esquerda visualiza-se zircão com textura oscilatória reliquiar; (f) UY-5-F: zircão prismático zonação convoluta. Escala é de 50  $\mu\text{m}$ .

### 5.1.3 Anfibolito UY-5-F

A principal morfologia encontrada nos zircões do anfibolito UY-5F é prismática e com menos frequência ocorrem zircões arredondados (Tabela 1). A textura dos zircões é predominantemente convoluta (Fig. 2F), porém algumas regiões com zonação oscilatória reliquiar podem ser visualizadas (Fig. 2E). Treze das quinze análises concordantes ou próximos a concórdia formam uma população estatística, com idade de  $635 \pm 4$  Ma e MSWD de 1,4 (Fig. 3C; Tabela 4). As duas idades mais jovens e as duas mais antigas foram excluídas do cálculo da idade. As duas idades mais jovens são interpretadas como sendo de um domínio do grão que sofreu perda de Pb. No grão 3, por exemplo, há duas análises, uma delas com uma idade dentro da população estatística de  $635 \pm 4$  Ma (3-2 #) e outra mais jovem (3-1) (Tabela 4), sem mudanças visíveis na textura do zircão. As duas idades mais antigas podem ter sido obtidas em um núcleo mais antigo do cristal, porém devido à intensa obliteração pela zonação convoluta essa feição não é mais visível. A razão Th/U desses zircões é bastante variável, entre 1,15 e 0,20. A idade de  $635 \pm 4$  Ma é interpretada como a idade de cristalização da rocha.



**Figura 3:** Diagrama concórdia com idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  para as amostras: (a) CH-45; (b) AC-296-P e (c) UY-5-F. As elipses em tons de cinza estão relacionadas às idades não utilizadas no cálculo da idade da amostra.

## 5.2 Interpretação das texturas e significado das idades

*Amostra CH-45:* Os zircões ovais, arredondados e tipo bola de futebol, com zonação setorial e tipo “fir tree” são comumente encontrados em rochas granulíticas de diversos locais do mundo, como no Complexo Saxonian, na Alemanha (Kroner *et al.*, 1998), e o cinturão Variscan, na França (Schaltegger *et al.*, 1999) entre vários outros. Essa morfologia de zircões é comumente associada à cristalização em alta temperatura, com temperaturas de saturação do zircão em torno de 810-830 °C (Watson e Harrison, 1983).

O desenvolvimento da zonação setorial pode ser explicada por um lento crescimento dos cristais (difusão lenta), associado a superfícies com enriquecimento em certos elementos, gerando assim os “setores” com diferentes concentrações de elementos traços (Watson e Liang, 1995). Os cristais prismáticos, com zonação setorial e oscilatória irregular apresentam idades semelhantes às outras morfologias, e mostram características de origem ígnea. Além disso, as razões Th/U (entre 0,3-0,4) também são típicas de uma origem ígnea (Rubatto, 2002). Portanto a co-temporalidade de características ígneas e metamórficas e a ausência de zircões com idades mais antigas remete a um magmatismo sin-metamorfismo de alto grau.

Devido à alta temperatura de fechamento do sistema U-Pb em zircão (acima de 900 °C, segundo Mezger e Krogstad, 1997; Moller *et al.*, 2002) e devido à provável saturação do zircão em torno de 830°C, a idade de  $659 \pm 5$  Ma dessa amostra pode ser a melhor estimativa da idade do pico metamórfico das rochas do Complexo Cerro Olivo.

*Amostra AC-296-P:* A zonação oscilatória, típica de rochas ígneas (e.g. Hoskin and Black, 2000), ocorre associada com a zonação setorial e do tipo “fir tree”. Não foram encontradas diferenças significativas nas idades do núcleo e da borda (idades dentro do erro 2 sigma) e nem nos zircões com zonação oscilatória e setorial.

A razão Th/U dessas rochas é bastante variável, quatro análises revelaram razão  $\leq 0.1$ , enquanto o restante das nove análises revelaram valores entre 0,2 e 0,4 sendo as primeiras típicas de rochas metamórficas e as últimas de rochas ígneas (e.g. Rubatto, 2002).

A existência de texturas tipicamente ígneas juntamente com texturas comuns em rochas metamórficas, como a zonação setorial e “fir tree”, sem significativa variação de idade relacionadas às diferentes texturas, remete a um magmatismo sin-metamórfico.

*Amostra UY-5-F:* A maior parte dos zircões dessa amostra é prismática e apresenta zonação convoluta e alguns poucos preservam uma zonação oscilatória irregular. A maior parte dos zircões apresenta razão Th/U entre 0,2 e 0,4 característico de uma origem magmática.

A zonação convoluta é caracterizada por zonas com concentração irregular de elementos traços, os quais ocorrem em formas caóticas. Esse tipo de zonação é muitas vezes associado à ação de fluidos tardi-magmáticos gerando zonas de dissolução e precipitação ou então de recristalização (Geisler *et al.*, 2007).

No caso do diorito gabróico UY-5-F essa redistribuição dos elementos traços está provavelmente relacionada ao intenso retrometamorfismo sofrido por essa rocha,

evidenciado por relíquias de clinopiroxênio com bordas de anfibólio intercrescido com quartzo. Essa reação de diminuição de temperatura e de hidratação pode ter liberado uma grande quantidade de fluidos, resultando na redistribuição irregular dos elementos traços no zircão.

## **6. GEOQUÍMICA**

### **6.1 Estudo de geoquímica em rochas metamórficas de alto grau**

Os estudos geoquímicos em rochas metamórficas de alto grau necessitam de cuidados especiais devido à mobilização do elemento possível através de processos como a fusão parcial, desidratação e metassomatismo (Rudnick *et al.*, 1985; Rumble *et al.*, 2005). Os elementos LIL (K, Rb, Cs, Sr e Ba) pode ser facilmente mobilizado por um fluido H<sub>2</sub>O ou CO<sub>2</sub>, bem como muitos elementos importantes, como o Si, Na, K e Ca. Por outro lado, os elementos HFS (Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti, HREEs) e elementos de transição (por exemplo, Cr, Ni) são relativamente imóveis durante o metamorfismo. As principais interpretações nesse trabalho serão, assim, feitas com base nos elementos mais imóveis.

### **6.2 Elementos maiores e traços**

Os elementos maiores de cinco amostras, sendo quatro delas granulitos máficos e uma delas um anfibolito, foram plotados no diagrama de classificação de Middlemost (1984). Três amostras dos granulitos máficos revelaram composição de gabro e uma amostra, composição de diorito gabróico (Tabela 1). A amostra de anfibolito plotou no campo dos dioritos gabróicos (Tabela 1). Todas as amostras são metaluminosas (diagrama de Shand, 1945) e quanto à afinidade (diagrama AFM de Irvine e Baragar, 1971) os gabros e uma amostra do diorito gabróico (granulito máfico) possuem afinidade toleítica enquanto que o outro diorito gabróico (anfibolito) possui afinidade cálcio-alcálico. Apesar do pequeno grupo de amostras, as características dos elementos maiores e traços permitiram reconhecer três diferentes tipos de rocha.



**Tabela 6:** Elementos maiores, traços e elementos terras raras das rochas máficas do Complexo Cerro Olivo

		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	Total
Grupo 1	CH-45	48,07	14,32	15,34	5,95	10,61	1,04	0,68	2,44	0,24	0,18	0,01	0,90	99,77
	CH-43B	51,31	12,94	17,19	4,23	8,32	0,73	0,20	3,51	0,40	0,27	0,00	0,60	99,77
	CH-43J	53,13	11,67	16,53	4,86	8,59	0,61	0,15	3,26	0,25	0,18	0,002	0,6	99,84
AC-296P		47,34	16,18	11,14	8,62	10,55	1,67	1,88	1,34	0,16	0,17	0,01	0,70	99,75
UY-5F		55,53	15,65	9,54	3,89	5,78	2,74	2,74	1,9	0,71	0,14	0,01	1	99,63

**Tabela 6:** continuação.

		Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	Cu	Pb	Ni
Grupo 1	CH-45	49,00	2,00	56,30	0,30	23,70	4,60	13,90	13,50	4,00	164,50	0,70	2,00	0,60	433,00	161,40	33,20	17,30	5,10	40,70
	CH-43B	22,00	2,00	52,00	0,20	23,70	6,50	24,50	9,60	4,00	126,20	1,50	4,60	1,30	470,00	229,10	46,80	178,30	3,90	16,20
	CH-43J	26,1	3,00	57,7	0,2	27,3	7,2	18,8	4,7	5,00	49,6	1,5	4,4	1,7	528,00	241,1	54,1	59,6	3,5	14
AC-296P		185,00	1,00	47,60	1,60	16,70	2,30	16,20	62,00	1,00	268,30	1,00	1,10	0,40	226,00	89,00	18,70	47,30	5,60	44,50
UY-5f		1088,9	4	26,4	1,2	22,7	14	34,2	139,6	5	482,5	1,6	14,6	1,1	164	562,4	55	27,7	3,8	33,2

**Tabela 6:** continuação.

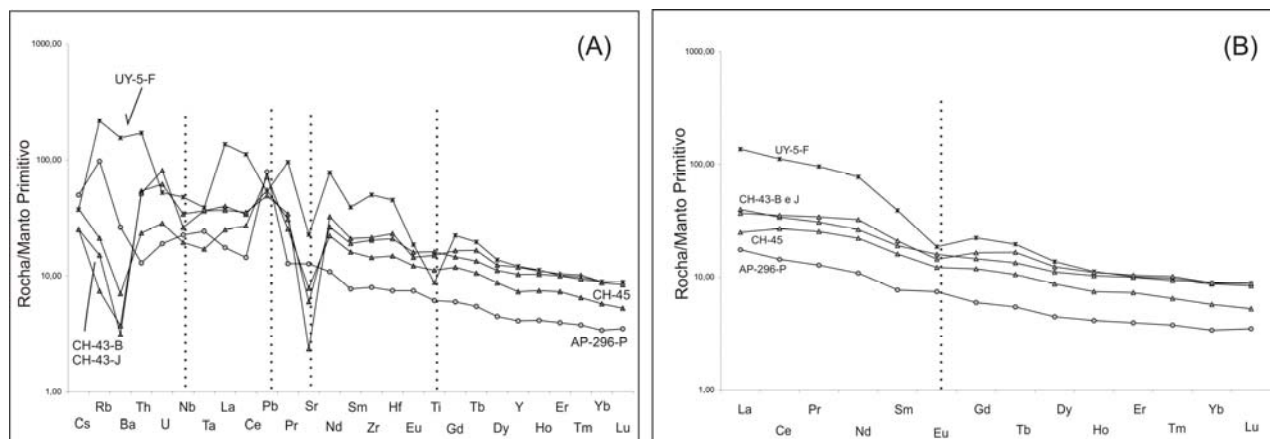
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Grupo 1	CH-45	17,30	49,60	7,06	30,20	7,15	2,05	7,07	1,14	6,40	1,22	3,50	0,48	2,83	0,39
	CH-43B	27,50	62,60	8,55	36,00	8,49	2,69	8,70	1,45	8,20	1,69	4,79	0,69	4,29	0,62
	CH-43J	25,5	65	9,51	44,1	9,37	2,43	9,86	1,8	9,12	1,81	4,99	0,75	4,36	0,65
AC-296P		12,10	26,40	3,53	14,70	3,42	1,25	3,56	0,59	3,30	0,68	1,90	0,28	1,68	0,26
UY-5-F		94,2	205,1	26,43	105	17,45	3,14	13,39	2,13	10,16	1,84	4,85	0,72	4,37	0,65

As rochas mais antigas (659 Ma), formam um grupo composto pelos gabros CH-45, CH-43-B e pelo diorito gabróico CH-43-J, caracterizados por altos valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (15,3-17,1),  $\text{CaO}$  (8,3-10,6) e  $\text{TiO}_2$  (2,4-3,2), além de baixos valores de  $\text{K}_2\text{O}$  (0,1-0,6) e  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,6-1,0). Essas rochas são também relativamente enriquecidas em Nb (13,9-24,5), Zr (161,4-241,1), além de muito depletadas em Rb (4,7-13,5) e Ba (22-49) e Cs (0,2-0,3).

A amostra AC-296-P, com idade de 647 Ma, apresenta alto MgO (8,6) e CaO (10,5), além de valores relativamente altos de  $\text{K}_2\text{O}$  (1,8). Essa amostra possui valores relativamente altos de Nb (16,2) e baixos de Zr (89,0), além de ser mais enriquecida em Sr do que as amostras do grupo 1 (268,3) (Tabela 6).

A amostra UY-5-F a mais jovem de todas (635 Ma), apresenta valores relativamente altos de  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  (ambos 2,7), e é muito enriquecido em Ba, Rb, Sr, La, Nb, Zr, Ce, Nd. No diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Peccerillo e Taylor (1976) (não mostrado), essa amostra plota na parte superior do campo do cálcio-alcálico alto K, próximo do limite com o shoshonítico. As rochas shoshoníticas, geralmente apresentam valores de  $\text{K}_2\text{O}$  superiores aos de  $\text{Na}_2\text{O}$ , sendo que na classificação da IUGS (Le Maitre *et al.*, 1989), uma das características de rochas shoshoníticas é valores de  $\text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 1 e 3. No caso da amostra UY-5-F esse valor é de 1, sendo ela portando uma rocha intermediária entre uma cálcio-alcálico alto K e um shoshonito.

As amostras do grupo mais antigo (CH-45, CH-43-B, CH-43-J) apresentam uma distribuição semelhante de elementos traços e terras raras, ambos normalizados para o Manto Primitivo (MP) (valores de Sun e McDonough, 1989) (Fig. 4A e B). No spidergrama (Fig. 4A), as três amostras apresentam um empobrecimento de elementos LIL, como Cs, Rb e Ba relativo aos HFSE. Além disso, ocorrem anomalias positivas de Pb e U e negativas de Sr e Nb. Esse grupo de amostras apresenta valores totais de ETRs entre 136,3 e 189,2. No diagrama de distribuição de ETRs (Fig. 4B), pode ser visualizado um enriquecimento de ETRs leves em relação aos pesados, com valores de  $(\text{La/Lu})_N$  entre 4,7 e 4,3 ( $_N$ : valores normalizados para MP). Apenas a amostra CH-43-J mostra uma pequena anomalia de Eu, com valores  $(\text{Sm/Eu})_N$ : 1,4. A distribuição de elementos traços e terras raras dessa amostra lembra a um magma tipo E-Morb.



**Figura 4:** (a) Spidergrama para as amostras estudadas, normalizado para valores do Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989); (b) Diagrama de distribuição dos ETRs para as amostras estudadas, normalizados para valores do Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989);

O gabro AC-296-P por sua vez apresenta uma anomalia positiva de Rb e de Pb (Fig. 4A), sem nenhuma anomalia negativa significativa. Essa amostra é a mais empobrecida em ETRs, com valores de ETRs totais de 73,6. Os ETRs leves encontram-se enriquecidos em relação aos pesados, com valores de  $(La/Lu)_N$ : 5,0 e não apresenta anomalia de Eu (Fig. 4B). A distribuição de elementos traços e terras raras dessa amostra lembra a de um magma tipo E-Morb.

A distribuição dos elementos traços do diorito gabróico UY-5-F, visualizados no spidergrama (Fig. 4A), é caracterizada por uma anomalia de U-Nb-Ta, além de uma anomalia de Cs, Pb, Sr e Ti. Rb, Ba e Th estão enriquecidos em relação aos HFSE. Essa amostra apresenta um enriquecimento em ETRs totais (489,4) com relação às outras amostras desse trabalho. ETRs leves encontram-se enriquecidos em relação aos ETRs pesados  $(La/Lu)_N$ : 15,6 Anomalia de Eu pode ser visualizada no diagrama de distribuição de ETRs (Fig. 4B), e a partir dos valores  $(Sm/Eu)_N$ : 2,0.

## 7. AMBIENTE TECTÔNICO

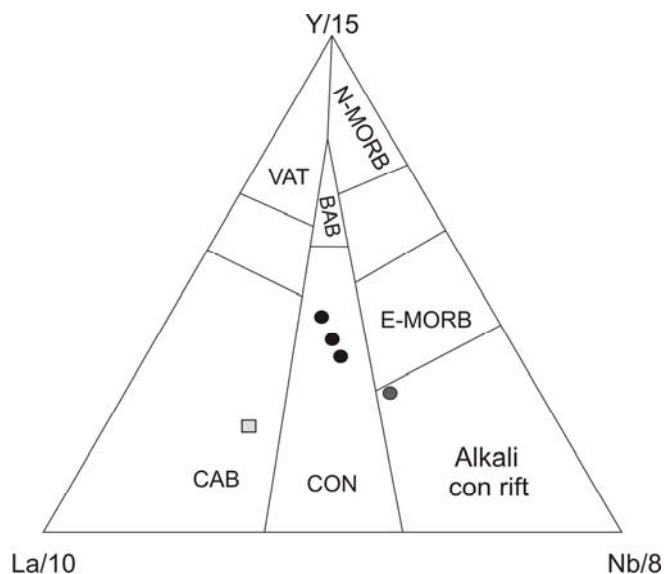
O grupo de amostras mais antigas mostra alguma semelhança com um magma do tipo E-MORB. No geral elas são mais empobrecidas em Rb e Ba (LILE). Além disso, todas as amostras apresentam uma pequena anomalia de Nb em relação a U. O Sr também está depletado em relação ao E-Morb. O alto  $TiO_2$  e FeO também evidencia a

semelhança com magmas de E-Morb. Entretanto as características como enriquecimento em Pb, depleção em Sr, enriquecimento em U e Th, são indicativos de contaminação com a crosta, ou mesmo contaminação com os fluidos da zona de subducção. O enriquecimento em ETRs em relação ao E-Morb, indica que esse magma sofreu cristalização fracionada e segundo as características acima citadas, provavelmente associado à contaminação com crosta continental e/ou fluidos.

Para a determinação do ambiente tectônico, essas amostras foram plotadas no diagrama de classificação tectônica Y vs Nb vs La (Fig. 5), e caíram no campo dos toleitos de margem continental. Devido a algumas características de arco dessas amostras (pequena anomalia negativa de Nb e anomalia positiva de Pb), é bem provável que ela tenha se formado num ambiente de *back-arc*, relativamente próximo ao arco.

Já a amostra AC-296-P tem muito mais similaridade com um magma de E-MORB, principalmente na quantidade e padrão de elementos traços e no comportamento da maioria dos elementos, com exceção do enriquecimento em Pb, Rb e Cs (contaminantes, zona de subducção). Essa amostra apresenta algumas características de magmas primitivos, como por exemplo, alto MgO, entretanto ela não é muito enriquecida em elementos traços compatíveis, como Ni (44,5) e Cr (27,3). As evidências restritas de cristalização fracionada e de contaminação nessa rocha podem estar relacionadas com o seu provável posicionamento através de zonas de cisalhamento. Atualmente essa amostra aflora próxima da zona de cisalhamento que favoreceu a colocação do granito Rocha, na região do Cerro Bori (Fig.1).

No diagrama Y, La, Nb (Fig. 5) essa rocha plota no campo das rochas alcalinas de rifte, porém próxima do limite com o E-Morb e com os magmas toleíticos continentais, sendo ela, portanto uma rocha transitória entre esses ambientes.



**Figura 5:** Diagrama de discriminação geotectônica (Cabanis and Lecolle, 1989). Símbolos: ● Grupo 1, □ UY-5-F, AC-296-P.

A amostra UY-5-F, por outro lado, é típica de magmatismo pós-colisional, devido à sua afinidade cálcio-alcalina alto K a shoshonítica. Segundo Bonin (2005), esse tipo de magma pode ser gerado em uma fonte enriquecida (manto enriquecido em flogopita) com os fluidos e sedimentos da zona de subducção. As semelhanças com magmas de zonas de subducção são evidenciado no grande enriquecimento em LILE e depleção em Nb, Sr e Ti.

No diagrama Y, La, Nb (Fig. 5) a amostra UY-5-F plota no campo do arco continental, sendo essas características de arco, como comentado acima, provavelmente relacionadas à fonte enriquecida, a partir do qual esse magma for gerado. A colocação desse magma possivelmente está relacionada à zona de cisalhamento na qual se colocou o Granito El Pintor, aflorando próximo dessa zona de cisalhamento.

## **8. IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO**

A idade da amostra CH-45 representa a melhor estimativa de idade do pico metamórfico do Complexo Cerro Olivo: 659 Ma. Em estudos anteriores (Lenz *et al.*, submetido), idades entre  $676 \pm 10$  e  $666 \pm 11$  Ma foram encontradas em zonas recristalizadas do zircão em amostras dos Ortognaisses Cerro Bori, representando, portanto idades do metamorfismo de alto grau. No mesmo trabalho, foi estabelecida a idade da fusão parcial, em  $654 \pm 3$  Ma, através de texturas típicas de fusão parcial nos zircões. Portanto a idade de 659 Ma é compatível com a idade do pico metamórfico da região e provavelmente a idade da colisão entre o Rio de La Plata e o Kalahari durante a amalgamação do Gondwana.

As amostras CH-43-B e CH-43-J têm uma distribuição de elementos maiores e traços bem semelhantes à amostra CH-45, tendo provavelmente sido cristalizadas na mesma idade.

As amostras AC-296-P e UY-5-F representam magmas gerados após a colisão dos dois crátons acima citados. O primeiro representado uma magma semelhante a um E-morb e com pouca contaminação crustal. O primeiro representa um magma semelhante a um E-morb com pouca contaminação crusta. O segundo representa

magmas típicos de ambientes pós-colisionais. Assim, a idade de 635 Ma é o limite inferior da colisão. Isso marca o começo de uma dinâmica diferente no ambiente convergente com participação do processo de delaminação da litosfera, quebra da crosta subductada nessa porção do Cinturão Dom Feliciano.

## 9. CONCLUSÕES

No Complexo Cerro Olivo foram encontrados rochas máficas de origem magmática do Ciclo Brasileiro II, aflorando na forma de *boudins* (659 Ma) e na forma de diques tardi-deformacionais (647 e 635 Ma).

2. As rochas mais antigas na forma de *boudins* máficos apresentam zircões com características típicas de rochas metamórficas de alto grau (zircão do tipo bola de futebol e ovais com zonação setorial), assim como características típicas de rochas ígneas (alto Th-U e zircões prismáticos), sendo interpretados como indicadores de magmatismo sin-metamorfismo de alto grau em um ambiente de *back-arc*, próximo à região do arco. A idade da amostra CH-45, de 659 Ma, é uma boa representação da idade do pico metamórfico das rochas do Complexo Cerro Olivo, que está relacionado à duplicação crustal devido à colisão dos crátons RLP e KA durante a amalgamação da porção oeste do Gondwana.

3. Os diques tardi-tectônicos registram uma evolução do magmatismo pós-colisional iniciando a *ca.* 647 Ma (amostra AC-296-P), com posicionamento provavelmente relacionado à atuação de zonas de cisalhamento tal como aquela na qual se colocou o Granito Rocha. Posteriormente, a *ca.* 635 Ma, esse magmatismo pós-colisional (amostra UY-5-F) desenvolveu afinidade cálcio-alcálica alto K a shoshonítica, o que sugere ter sido gerado em uma região do manto enriquecida com os fluidos e sedimentos da zona de subducção. A sua colocação continuou relacionada a zonas de cisalhamento, no caso a zona de cisalhamento na qual se colocou o Granito El Pintor.

## 10. AGRADECIMENTOS

À CNPQ e à Capes pela concessão de bolsas de doutorado e doutorado-sanduiche. Esse trabalho foi financiado pelos projetos Universal-2006 (Prof. LAD Fernandes) e pelo Pronex-2006 (Prof. M.L.Formoso).

## 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and source of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78 (2004) 1 – 24.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research* 7 (3), 661-674.
- Bossi, J., Ferrando, L., Albanell, H., 1967. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay In: 11 Simposio Internacional sobre Deriva Continental, Montevideo, p. 60-72.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Sci. Rev.* 36, 83– 130.
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustal. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 2023–2029.
- Campal, N., Gancio, F., 1993. Asociacion volcanitas piroclastitas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formacion y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileiro en el Uruguay. In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, Resumenes Extensos, 2. La Paloma (Uruguay), Nr. 44.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao, Zh., Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. *Journal of Geological Society of London* 149, 171– 184.
- Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements* 3, 43–50.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423–439.
- Frantz, J. C., McNaughton, N., Marques, J. C., Hartmann, L.A., Botelho, N. Caravaca, G. 2003. U-Pb SHRIMP ages of granitoids emplaced during the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone in the Eastern Dom Feliciano Belt - southernmost Brazil. In: IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica, 2003, Salvador. *Anais do IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica*. Salvador : Sociedade Brasileira de Geologia 1, 174-177.
- Campal, N., Gancio, F., 1993. Asociacion volcanitas piroclastitas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formacion y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileiro en el Uruguay. In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, Resumenes Extensos, 2. La Paloma (Uruguay), Nr. 44.

- Hartmann, L.A., Santos, J.O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., McNaughton, N.J., 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229–236.
- Hartmann, L.A., Piñeiro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 105–113.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Koester, E., Soliani Jr, E., Fernandes, L.A.D., Kramer, G., Tommasi, A. 1997. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). *Revista Pesquisas* 24 (1/2), 67-77.
- Kroner, A., Jaeckel, P., Reischmann, T., Kroner, U., 1998. Further evidence for an early Carboniferous (~340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian Granulite Complex. *Geol. Rundschau* 86, 751–766.
- Ludwig, K.J., 2003. Isoplot 3.00 Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 1–70.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Masquelin, H. Magmatic and metamorphic U–Pb SHRIMP ages in zircons for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay. Submitted to *Precambrian Research*.
- Masquelin, H., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., SHRIMP U–Pb zircon ages of the Cerro Olivo Complex: Neoproterozoic magmatism and Mesoproterozoic inheritance in Eastern Uruguay. Submitted to *International Geology Review*.
- Masquelin, H., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., SHRIMP U–Pb zircon ages of the Cerro Olivo Complex: Neoproterozoic magmatism and Mesoproterozoic inheritance in Eastern Uruguay. Submitted to *International Geology Review*.
- Mezger, K., Krogstad, E.J., 1997. Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: an evaluation. *J. Metam. Geol.* 15, 127–140.
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magma and magmatic rocks*. London: Longman
- Moller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kroner, A., 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J. Metam. Geol.* 20, 727–740.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1–11.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.



- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138
- Rumble, D., Liou, J.G., Jahn, B.M., 2005. Continental Crust Subduction and Ultrahigh Pressure Metamorphism. In: Rudnick, R. L. (Ed.), *The Crust*. Vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (Eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 293–320.
- Rudnick, R.L., 1992. Restites, Eu anomalies, and the lower continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 963–970.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 186–201.
- Smith, J.B., Barley, M.E., Groves, D.I., Krapez, B., McNaughton, N.J., Bickle, M.J. and Chapman, H.J., 1998. The Scholl shear zone, West Pilbara : evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U–Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Precambrian Research*, 88: 143–171.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42 (Special publication). Geological Society, pp. 313–345.
- Phillip, R. P., Machado, R. Stratigraphic and Geotectonic Significance of Granitic Suites of the Pelotas Batholith in the RS, Brazil. In: 31 International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. v. 1. p. 1073.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic–early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11, 168–174.
- Sánchez-Bettucci, L., Cosarinsky, M., Ramos, V.A., 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleya Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research* 4, 395–407
- Sánchez-Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H., 2010. The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review* 52 (1), 51–78.
- Santos, J.O., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeiro, McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U–Pb SHRIMP geochronology of the La Plata craton, Uruguay. *International Geology Review* 45, 27–48.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.

Watson, E.B., Liang, Y., 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist* 80, 1179–1187.

## **CAPITULO 5**

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O estudo detalhado das características geoquímicas e isotópicas dos Ortognaisses Cerro Bori permitiu um entendimento da evolução do Cinturão Dom Feliciano durante dois estágios diferentes de evolução da crosta durante o Neoproterozóico. Essa evolução ocorre em dois períodos orogênicos diferentes, durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro I e o Ciclo Orogrênico Brasileiro II.

#### **Evolução do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro I**

A evolução do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro I era restrita ao Domínio Oeste do cinturão, na qual as rochas do Complexo Cambaí, uma associação de rochas juvenis de arco de ilha, cristalizada entre 750 e 700 Ma (Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Chemale, 2000). No Domínio Leste do CDF, por outro lado, a existência de rochas cristalizadas durante o Brasileiro I se limitava a um xenólito do Gnaiss Piratini, com idade de 780 Ma (Silva *et al.*, 1999).

No Uruguai, as rochas ortoderivadas do Complexo Cerro Olivo foram originalmente interpretadas como de idade Mesoproterozóica, *ca.* 1000 Ma (Preciozzi *et al.*, 1999). Essa idade, obtida com a metodologia U-Pb convencional (dissolução por completo de populações de zircão), apresenta alta imprecisão da análise (alto MSWD), em decorrência da complexidade dos zircões. A partir da investigação detalhada dos zircões de diversas amostras dos Ortognaisses Cerro Bori, foi possível estabelecer no presente estudo idades de cristalização para essas rochas entre 800-767 Ma.

A correlação dos dados de geocronologia com dados de geoquímica de elementos maiores e traços e geoquímica isotópica possibilitou a reconstrução dessa crosta originada durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro I no CDF.

Três associações magmáticas foram encontradas, com idades variando entre 802 e 767 Ma. Os gnaisses tonalíticos e em menor quantidade granodioríticos e dioríticos têm assinaturas geoquímicas de magmas cálcio-alcálicos de um arco continental (Fig. 14A-Tipo II).

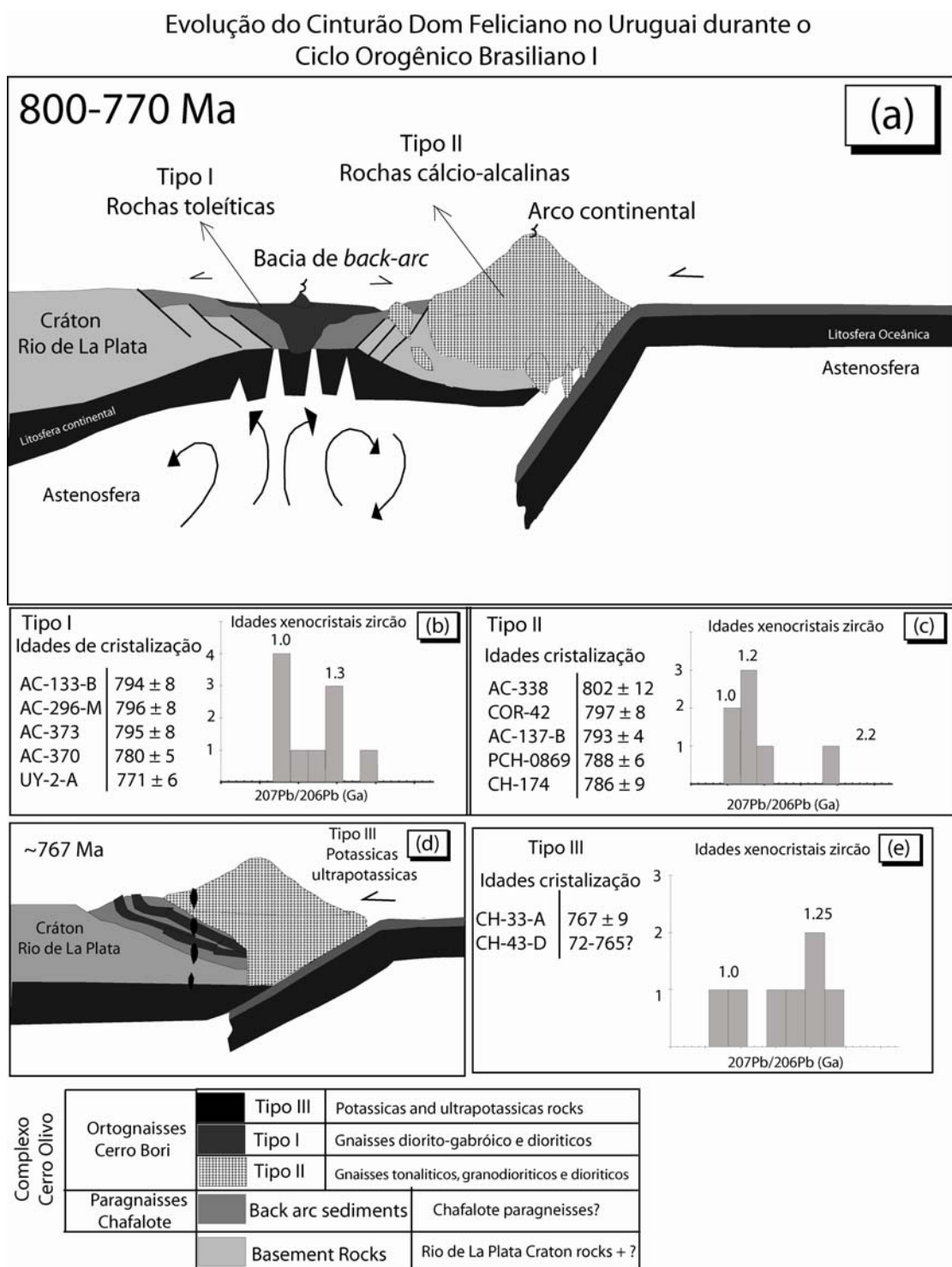
O registro mais antigo do magmatismo de arco é de  $802 \pm 12$  Ma (Fig. 14C), obtidos em zircões com texturas ígneas típicas (zonação oscilatória). Em torno de 794 Ma

(Fig.14B), ocorre a cristalização de magmas toleíticos (Fig. 14A-Tipo I), semelhantes a magmas toleíticos de bacias de *back-arc* modernas. Esse magmatismo de *back-arc* mostra uma relação temporal e espacial muito próxima do magmatismo de arco. Características geoquímicas típicas de ambientes de arco, como o enriquecimento em Pb, e pequenas anomalias de Nb são encontradas nessas bacias de *back-arc*, confirmando a proximidade espacial desses dois ambientes tectônicos. O volume de magma do *back-arc* foi inferior ao do magmatismo de arco, características comuns em ambientes de *back-arc* (Fig.14A).

O registro mais jovem do magmatismo de arco ocorre a  $786 \pm 9$  Ma, enquanto que os magmas de *back-arc* mais jovens encontrados são de  $771 \pm 6$  Ma, representando provavelmente a idade mínima da bacia de *back-arc*. Todas as idades de cristalização estão relacionadas a áreas no zircão com zonação oscilatória e razões Th/U maiores que 0,1. Magmas com características potássicas a ultrapotássicas ocorrem a *ca.*  $767 \pm 9$  Ma, na forma de pequenas intrusões (*pipes*). Esses magmas têm assinaturas geoquímicas, como anomalia negativa de Nb, típicas de zonas de subducção, tendo sido provavelmente cristalizados em uma área próxima do arco, devido à espessura necessária da litosfera para a geração desse tipo de magma (Fig.14D).

As idades modelo ( $T_{DM}$ ) dos três grupos (entre 1,29 e 2,09 Ga) dessas rochas sugerem a existência de uma fonte Paleoproterozóica como contaminante do magmatismo. Essa fonte pode representada pelas rochas Paleoproterozóicas do cráton Rio de La Plata (Terrenos Nico Perez e Piedra Alta). Entretanto os xenocristais encontrados nessas rochas revelam também a existência de uma crosta de idade Mesoproterozóica associada a esses magmas (Figs.14B, C e E). Idades semelhantes às encontradas nos xenocristais de zircão são encontradas nas rochas do Cinturão Namaqua - Natal (Eglington, 2006), Cráton Kalahari. Entretanto não há rochas dessa idade aflorando no Escudo Sul Rio Grandense Uruguaio.

O magmatismo iniciado em 800 Ma parece posteriormente ter migrado para o oeste, recentemente apresentado por Sánchez-Bettucci *et al.* (2010), que propõe o desenvolvimento de um sistema de *back-arc* entre 750 e 680 Ma para as rochas metavulcânicas do Grupo Lavallega (Fig.15A). Essas rochas, segundo os autores, têm afinidades de OIB e MORB, podendo ter sido geradas em decorrência da migração da região de arco e de *back-arc* que pode ter sido causada por mudanças na inclinação da placa subductada.



**Figura 14:** Modelo tectônico de evolução dos Ortognaisses Cerro Bori entre 800 e 767 Ma; (a) Modelo de ambiente tectônico entre 800-770 Ma para as rochas estudadas. (b) Idades de cristalização e de xenocristais de zircão para as rochas do Tipo I; (c) Idades de cristalização e de xenocristais de zircão para as rochas do Tipo II; (d) Modelo de ambiente tectônico em torno de 767 Ma; (e) Idades de cristalização e de xenocristais de zircão para as rochas do Tipo III.

### **Evolução durante o Brasileiro II**

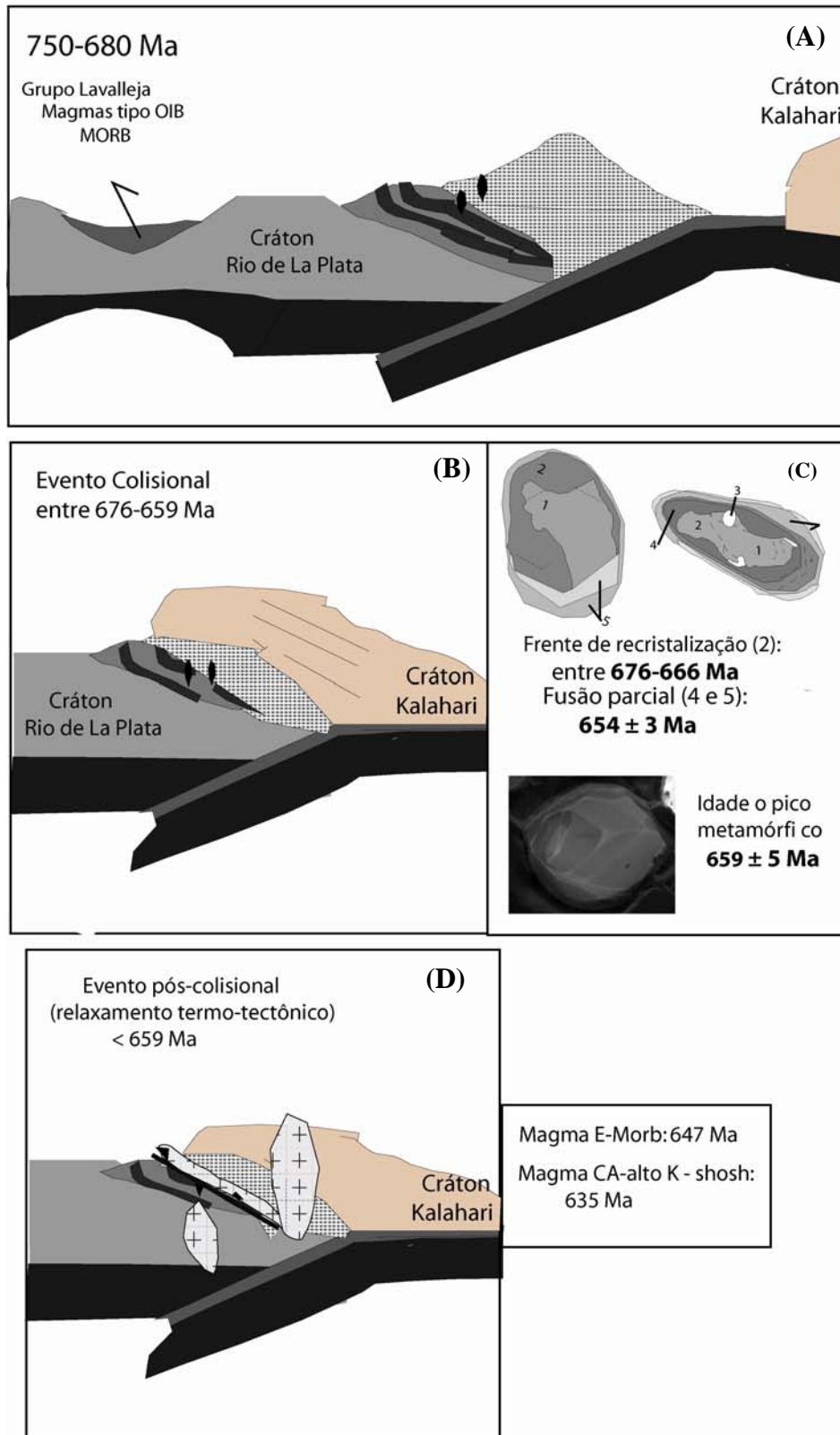
O evento colisional envolvendo os Crátons Rio de La Plata e Kalahari foi determinada com U-Pb em zircão (SHRIMP). Idades obtidas nos zircões dos Ortognaisses Cerro Bori, com texturas de recristalização metamórfica, indicaram um intervalo ente 676 e 666 Ma (Fig.15B) para o evento metamórfico, provavelmente o evento M1, definido por Gross *et al.*, (2009).

Nesses zircões foram também encontradas bordas com texturas formadas em decorrência da fusão parcial, com idade de  $654 \pm 3$  Ma (Fig.15B). Essa fusão parcial pode estar relacionada ao processo de relaxamento tectônico na região.

O pico metamórfico do evento de alto grau pode ser definido através da datação de uma rocha máfica, que ocorre associada aos Ortognaisses Cerro Bori, porém com idades mais jovens que as dos ortognaisses. A cristalização desses magmas ocorre durante o pico metamórfico, e típicos zircões de rochas metamórficas de alto grau revelarm idades de  $659 \pm 5$  Ma para o pico metamórfico da região (Fig.15B).

As rochas máficas que ocorrem em diques, cortando as rochas gnáissicas do Cerro Bori, mostraram características de magmas pós-colisionais. Magmas similares a um E-Morb são intrudidos a 647 Ma, provavelmente auxiliados por zonas de cisalhamento tanscorrentes. Por fim magmas cálcio-alcálinos alto K a shoshoníticos marcam o início do magmatismo pós-colisional típico, tendo esses magmas máficos provavelmente se posicionado em decorrência da ação das zonas de cisalhamento trancorrentes na região (Fig.15C).

## Evolução do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai durante o Ciclo Orogênico Brasileiro II



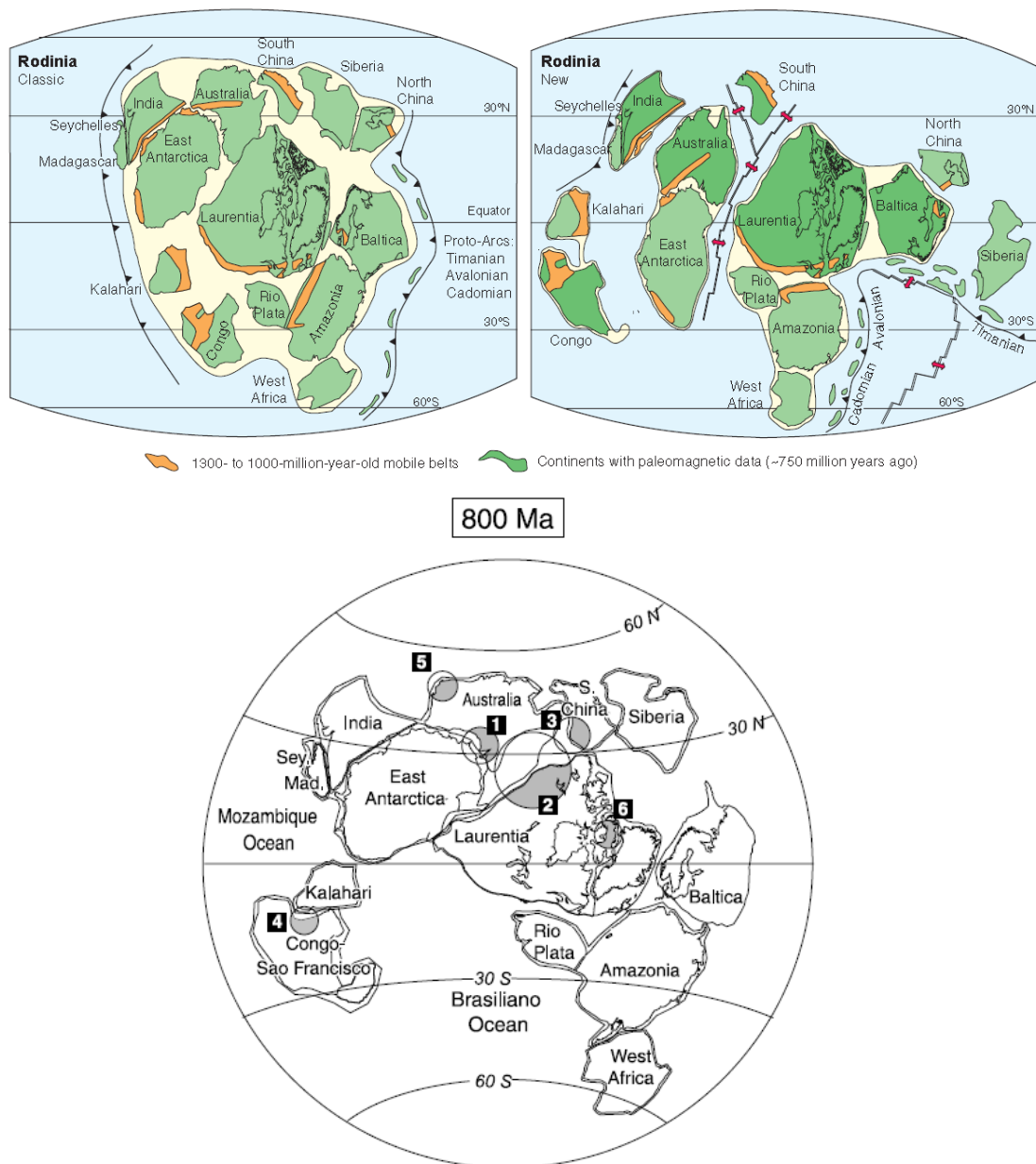
**Figura 15:** Modelo tectônico de evolução dos Ortognaisses Cerro Bori entre 750 e 635 Ma; (a) Modelo de ambiente tectônico de evolução entre 750 e 680 Ma (sensu Sanchez-Bettucci et al., 2010); (b) Ambiente tectônico entre 676 e 659 Ma, relacionado ao evento de colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari; (c) Diferentes texturas em zircões de um ortognaisse Cerro Bori; Texturas de recristalização em zircão relacionadas ao evento metamórfico de alto grau com idades entre 676 e 666 Ma; Texturas relacionadas ao evento de fusão parcial com idade de 654 Ma; Textura típica de zircão de metamorfismo de alto grau com idade interpretada como idade do pico metamórfico, a 659 Ma; (d) Ambiente tectônico pós-colisional com intenso magmatismo, associado a zonas de cisalhamento transcorrentes.

### OCEANO ENTRE O RIO DE LA PLATA E CRÁTONS ADJACENTES?

A existência de uma margem convergente tipo Andina em *ca.* 800-770 Ma implica a existência de um oceano, adjacente cráton Rio de La Plata. Nas reconstruções clássicas do Rodinia a partir do trabalho pioneiro de Hoffman (1991), os principais crátons encontram-se agrupados, num modelo ideal de supercontinente (Fig. 16). Entretanto com a obtenção cada vez maior de dados paleomagnéticos, isotópicos, geoquímicos, entre outros, diversos novos modelos surgiram, propondo diferentes reconstruções e, inclusive, sugerindo que diversos crátons nunca fizeram parte do Rodinia (e.g. Kroner e Cordani, 2003). A existência de um grande oceano separando o Laurentia de placas menores, durante a quebra do Rodinia (~ 800-750 Ma) é sugerido por alguns autores (por exemplo, Cordani *et al.* 2003, Kroener e Cordani, 2003, Pisarewsky) (Fig.16).

A cristalização magmática ao longo de *ca.* 30 Ma dos Ortognaisses Cerro Bori, sugere a existência de um oceano nessa época. Se, entretanto, o magmatismo de *back-arc* na região de Lavalleja, for relacionado a essa mesma subducção, isso implica a existência de um oceano de proporções consideráveis, sendo que o seu fechamento ocorre durante a amalgamação da parte oeste do Gondwana.





**Figura 16:** Modelos de reconstrução do Supercontinente Rodinia. Figura superior a esquerda: reconstrução clássica do Rodinia em torno de 750 Ma (Hoffman, 1991), com todos os continentes aglutinados; Figura superior a direita: reconstrução alternativa de Torsvik, (2003), mostrando oceanos entre diversos crátons a 750 Ma. Figura inferior: modelo de reconstrução do Rodinia a 800 Ma, adaptado por Goddérís *et al.*, (2003), mostrando o Oceano Brasiliano entre diversos crátons.

## CAPITULO 6

### CONCLUSÕES

A investigação das características geoquímicas, isotópicas e a obtenção de idades U-Pb em zircão possibilitaram a evolução do conhecimento acerca da evolução tectônica da margem do cráton Rio de La Plata ente 800-767 Ma e posteriormente durante a após a colagem do Gondwana.

Com esse estudo foi possível reconhecer dois eventos magmáticos registrados nos Ortognaisses Cerro Bori, com características geoquímicas e idades diferentes. O evento magmático mais antigo ocorreu entre 800-767 Ma (Brasiliano I) e o mais jovens tem idade entre 659 e 637 Ma (Brasiliano II).

As rochas mais antigas são gnaisses máficos e tonalíticos/granodioríticos, e representam um magmatismo toleítico e cálcio- alcalino, respectivamente. Esse magmatismo ocorreu entre 800-771 Ma em um arco magmático continental e em uma bacia de *back-arc*, localizada próxima do arco. Magmas potássicos e ultrapotássicos com idades em torno de 767 Ma são as rochas mais jovens desse grupo. O desenvolvimento desse sistema arco *back-arc* sugere o início do consumo de um oceano entre o Rio de La Plata e crátons adjacentes na época da quebra do supercontinente Rodinia.

As rochas mais jovens da área são granulitos máficos e anfibolitos e foram gerados durante o evento de colisão e após a colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari. As rochas máficas sin-colisionais, com idades de 659 Ma, apresentam características de um magma de *back-arc* contemporâneo ao pico do metamorfismo de alto grau da região, datado em. As bordas dos zircões dos ortognaisses do grupo mais antigo registram um evento de fusão parcial a 654 Ma provavelmente relacionado ao relaxamento tectônico na região. Isso é consistente com um evento de descompressão isobárica, sugerido por Gross et al., para o evento M3 da região. Rochas máficas e anfibolitos na forma de diques registram magmatismo tipo E-Morb, de 647 Ma e magmatismo pós-colisional cálcio-alkalino alto K a shoshonítico de 637 Ma. O posicionamento de ambos deve estar associado à atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes da região.

## CAPITULO 7

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ashwal, L.D., Tucker, R.D., Zinner, E.K., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (18), 2839–2851.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, da L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439–442.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P. & Preciozzi, F., 2006. Provenance and depositional age of Dom Feliciano Belt Supracrustal Units, Brazil-Uruguay: correlations with SW Africa. IGCP xxxxxxxxxx.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P. & Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (Eds), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region, Geological Society of London, Special Publication 294, 239–256.*
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. & Jacob, J., 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Research* 139, 139–221.
- Bossi, J. e Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. *Simp. Intern. Paleoz. Inf. Latinoam. I. Univ. Salamanca, Actas* 343-356.
- Bossi, J. e Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research* 7 (3), 661-674.
- Bossi, J. e Schipilov, A., 2000. Rocas ígneas básicas del Uruguay. *Facultad de Agronomía- CSIC, Montevideo* 11, 78 pp.
- Bossi, J., Campal, N., Hartmann, L.A. & Schipilov, A., 2001. Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II.. *In: Congreso Latinoamericano de Geología, 15. Montevideo, Actas CD, Resúmenes Ampliados, nº 94.*

- Bossi, J., Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R. and Campal, N., 1993. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Rev. Bras. Geoc.* 23, 282-288.
- Bossi, J., Ferrando, L. & Albanell, H., 1967. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay In: 11 Simposio Internacional sobre Deriva Continental, Montevideo, pp. 60-72.
- Bossi, J., Piñeiro, D., Cingolani, C.A., 2005. El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas I, 173–180.
- Campal, N. & Gancio, F., 1993. Asociación volcánicas piroclásticas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileño en el Uruguay. In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Resúmenes Extensos, 2. La Paloma (Uruguay), Nr. 44.
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução Geológica do escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M. e DE ROS, L.F. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre- RS, Editora CIGO/UFRGS, 13-52.
- Chen, R-X.; Zheng, Y.F.; Xie, L., 2009. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: Distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U–Th–Pb and Lu–Hf isotopes in zircons from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen. *Lithos* xxxxxxxx
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172, 5-24.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao, Zh., Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. *Journal of Geological Society of London* 149, 171– 184.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao, Zh., Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. *Journal of Geological Society of London* 149, 171– 184.
- Da Silva, L. C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasileño/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136, 203–240.

- Dalla Salda, L., Bossi, J., Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11, 263–269.
- Degeling, H., Eggins, S., Ellis, D.J., 2001. Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. *Mineralogical Magazine* 65, 749–758
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* **291**: 193-196.
- Fernandes, L.A.D. & Koester, E., 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences* 29 (1), 3-24.
- Fernandes, L.A.D., Koester, E., Porcher, C.C., Lenz, C.; Gross, A.O.M.S.; Menegat, R., Costa, A.F.U., 2010. Tectonic Evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: a critical review. *Gondwana Research*, *submetido*.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C. C Tommasi, A., Kramer, G., Ramgrab, G.E., Camazzoto, 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., Kramer, G., Ramgrab, G.E., Camazzoto, E., 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II- Uma Contribuição a partir do registro geofísico. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4), 351-374.
- Finger, F., 1986. Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 128, 383–402.
- Fowler A., Prokoph, A., Stern. R., Dupuis C., 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 66, 311-328
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31 SBGeol. Camboriú Anais 5, 2879-2892.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado,

- Curso de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362 pp.
- Frantz, J.C. & Botelho, N. F., 2000. Neoproterozoic Granitic Magmatism and Evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in the Southernmost Brazil: A Tectonic Model. *Gondwana Research* 3 (1), 7-19.
- Gaucher, C., Chiglino, L. & Pecoits, E., 2004. Southernmost exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Paleogeographic implications for the amalgamation of W Gondwana. *Gondwana Research* 7, 701–714.
- Gaucher, C., Finney, S.C., Poire, D.G., 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167, 150–170.
- Goddéris, Y., Donnadiou Y., A. Nédélec; B. Dupré; C. Dessert, A. Grard, G. Ramstein; L.M. François. 2003. The Sturtian ‘snowball’ glaciation: fire and ice. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 1-12
- Gómez-Rifas, C., 1995. A zona de cizallamento sinistral “Sierra Ballena” no Uruguai. Unpublished PhD thesis, Univ. São Paulo, pp. 1-247. São Paulo, Brazil.
- Grant, M.L., Wilde, S.A. Wu, F. Yang, J., 2008. The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th–U–Pb chemistry and U–Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary. *Chemical Geology* 261, 155–171.
- Gross, A.O.M.S., 2004. Evolução termal da crosta no sul do Brasil e Uruguai durante o Neoproterozoico: Petrologia metamórfica, termobarometria e idades Sm–Nd da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (BR) e Suíte Metamórfica Chafalote (UY). Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul., p. 271.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Thermobarometry and Sm–Nd ages of the high-*T* metamorphism of the Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Implications for the collision between Rio de La Plata and Kalahari Cratons during the Neoproterozoic. *J. South. Am. Earth Sci*, aceito para publicação.

- Hall, H., Campal, N., Davis, D.W., Bossi, J., 2001. Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Río de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 349–361.
- Hallinan, S.E., Mantovani, M.S.M., Shukowsky W., Braggion, I.Jr., 1993. Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências* 23 (3), 201-214.
- Hanchar, J.M., Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem. Geol.* 110, 1-13.
- Hanchar, J.M., Rudnick, R.L., 1995. Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and backscattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos* 36, 289-303.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N., Bossi, J., Schipilov, A. & Lafon, J.M., 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay–SHRIMP U–Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 557–570.
- Hartmann, L.A., Piñeiro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 105–113
- Hartmann, L.A., Santos, J.O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A. & McNaughton, N., 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229– 236.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423–439.
- Kroner, A., Cordani, U., 2003. African Southern India and South America cratons were not part of Rodinia supercontinent: evidences from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325–372.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N., Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 40, 688–705.

- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarewsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.* 160, 179–210.
- Ludwig, K.J., 2003. *Isoplot 3.00* Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 1–70.
- Mallmann, G., Chemale, F., Avila, J.N., Kawashita, K., Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research* 12, 489–508.
- Masquelin, H. A. 2002. A evolução estrutural e metamórfica do Terreno Punta del Este-Sudoeste Uruguaio. Tese de doutorado. Instituto de Geciências-UFRGS, 350 pp.
- Masquelin, H., 2006. El Escudo Uruguayo. Cuencas Sedimentarias de Uruguay – Paleozoico. Cap 2, pp 37-106.
- Masquelin, H., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N. & Porcher, C.C., 2010. SHRIMP U-Pb zircon ages of the Cerro Olivo Complex: Neoproterozoic magmatism and Mesoproterozoic inheritance in Eastern Uruguay. *International Geology Review* submetido..
- Möller, A., Hensen, B.J., Armstrong, R.A., Mezger, K., Ballèvre, M., 2003. U–Pb Zircon and Monazite Age Constraints on Granulite–Facies Metamorphism and Deformation in the Strangways Metamorphic Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 406–423.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. & Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1–11.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. & Layer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98, 141–159.
- Pan, Y.M., 1997. Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *Canadian Mineralogist* 35, 105–118.
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 463–472.



- Preciozzi, F., Masquelin, H. & Basei, M.A.S., 1999a. The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2. Asoc. Geol. Argentina, Carlos Paz, Actas.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P., 1985. Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000, DINAMIGE - MIEM, Montevideo, 90 pp.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic–early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11, 168–174.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C. Fanning, C.M., Baldo, E.G. González-Casado, J.M., Galindo, C. Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana *Earth-Science Reviews* 83, 49–82.
- Reddy, S.M., and Evans, D.A.D., 2009. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: Correlations from core to atmosphere. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., and Collins, A.S., eds., *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society of London Special Publication 323, 1-26.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M., 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 349–366.
- Roberts, M.P., Finger, F., 1997. Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25 (4), 319–322.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138
- Rubin, J. F., Henry, C. D., & Price, J. G., 1993, The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration: *Chemical Geology* 110, 29–47.
- Sánchez-Bettucci, L., Cosarinsky, M., Ramos, V.A., 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavallega Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research* 4, 395–407
- Sánchez-Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H., 2010. The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review* 52 (1), 51-78.
- Santos, J.O., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeiro, McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its

- correlation within South America based on U–Pb SHRIMP geochronology of the La Plata craton, Uruguay. *International Geology Review* 45, 27–48.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 186–201.
- Scherer, E. E., Whitehouse, M.J. & Münker, C., 2007. Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements* 3, 19-24
- Scoates, J.S.; Chamberlain, K.R., 1995. Baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) and zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: petrologic consequences and U–Pb ages. *Am. Mineral.* 80, 1317-1327.
- Silva, da L. C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136, 203–240.
- Smith, J.B., Barley, M.E., Groves, D.I., Krapez, B., McNaughton, N.J., Bickle, M.J. and Chapman, H.J., 1998. The Scholl shear zone, West Pilbara : evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U–Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Precambrian Research* 88,143-171.
- Soliani Jr. E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 425 p.
- Steiger, R.H. and Jager, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359 - 362.
- Teixeira, W., Pinese, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Etcheveste, H., Robot, A., Fernandez, R., Renne, P.R., Heaman, L.M., 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, Argentina: U–Pb, Sm–Nd, and Rb–Sr <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research* 119, 329–353
- Tommasi, A., & Fernandes, L. A. D., 1990. O ciclo Brasiliano na Porção Sudeste da Plataforma Sul-Americana - Um Novo Modelo. In: 1 Congresso de Geologia Del Uruguai, Montevideo, 107-113.

- Torsvik, T. H. 2003. The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300, 1379-1381.
- Umpierre, M. & Halpern, M., 1971. Edades Rb - Sr en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asoc. Geol. Argentina* 26 (2), 133-151.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 90-99.
- Vry, J., Compston, W., & Cartwright, I., 1996. SHRIMP II dating of zircons and monazites: reassessing the timing of high-grade metamorphism and fluid flow in the Reynolds Range, northern Arunta Block, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 335-350.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T. & Wen, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 45, 2311-2323.
- Watson, E.B., Liang, Y., 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist* 80, 1179-1187.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett* 64, 295-304.