

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

**GEOQUÍMICA, PROVENIÊNCIA E AMBIENTE TECTÔNICO DA FAIXA
DOBRADA SIERRA DE LA VENTANA E DA BACIA CLAROMECÓ,
PROVÍNCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA**

LUCIANO ALESSANDRETTI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani – Instituto de Geociências, Universidade
de São Paulo

Dr. Edison José Milani – Petróleo Brasileiro S.A.

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

**GEOQUÍMICA, PROVENIÊNCIA E AMBIENTE TECTÔNICO DA FAIXA
DOBRADA SIERRA DE LA VENTANA E DA BACIA CLAROMECÓ,
PROVÍNCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA**

LUCIANO ALESSANDRETTI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Dr. Edison José Milani – Petróleo Brasileiro S.A.

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

Porto Alegre – 2012

Alessandretti, Luciano

Geoquímica, proveniência e ambiente tectônico da Faixa Dobrada Sierra de la Ventana e da Bacia Claromecó, Província de Buenos Aires, Argentina. / Luciano Alessandretti. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.

[139 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientação: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

1. Proveniência. 2. Ambiente Tectônico. 3. Siera de La Ventana. 4. Bacia Claromecó. 5. , Província de Buenos Aires, Argentina. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

Agradeço aqui, muitíssimo, àqueles que mais me ajudaram a concluir esta dissertação de mestrado.

Agradeço especialmente ao prof. Ruy Paulo Philipp, pela orientação, amizade, ótimas discussões geológicas e pelo espírito geológico contagiante que é capaz de passar aos seus alunos.

Ao prof. Farid Chemale Jr., pela orientação, amizade e diversas oportunidades que me proporcionou.

Ao prof. Victor Ramos, pelos ensinamentos em campo, todo o material cedido e principalmente pela grande ajuda durante a elaboração do artigo que compõem a dissertação.

Aos colegas e amigos prof. Felipe Guadagnin, Gustavo Zvirtes, Matheus Philipe Brückmann, Francisco Molina Bom e Vinícius Matté por terem sido fundamentais do início ao término desta dissertação.

Ao Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia (CAEG), por ser um espaço cheio de mentes criativas e pensantes, sempre focadas na defesa dos direitos e deveres dos alunos do curso de Geologia não só da UFRGS, mas também dos colegas das outras escolas de geologia do país.

RESUMO

O Sistema Ventana, localizado no centro-leste da Argentina, é uma província geológica constituída pela associação do cinturão de dobramentos e cavalgamentos Sierra de la Ventana com a bacia de antepaís Claromecó. Esta província constitui importante região no que diz respeito aos conhecimentos acerca dos processos de tectônica e sedimentação ao longo da margem sudoeste do Gondwana. Relações existentes entre a evolução geológica, origem da deformação do cinturão e desenvolvimento da região de antepaís estão intimamente relacionadas às rochas ígneas e metamórficas expostas no Maciço Norte Patagônico. O SV é formado por uma espessa sequência siliciclástica de idade paleozóica, com a ocorrência de horizontes tufáceos próximos ao topo da pilha sedimentar. Da base para o topo, é formado pelos Grupos Curamalal, Ventana e Pillahuincó; sendo o último representante das rochas da Bacia Claromecó. Subordinadamente ocorrem rochas ígneas ácidas do embasamento Neoproterozóico-Cambriano composto principalmente por granitos e riolitos. Os dois primeiros grupos são constituídos essencialmente por meta-quartzo arenitos e quartzitos, com ocorrência restrita de metapelitos e metaconglomerados. O Grupo Pillahuincó finaliza o ciclo sedimentar e apresenta marcantes diferenças composicionais, litológicas e estruturais. É formado por arcóseos e subarcóseos que apresentam litoclastos de meta-quartzo arenitos, quartzitos, rochas carbonáticas e vulcânicas. Tanto o embasamento quanto a pilha sedimentar foram deformados e metamorfisados durante o Permiano, sob condições de baixas temperaturas e pressões, atualmente em torno de 300-400° C e 2.3 kb. A análise petrográfica aliada aos dados de geoquímica das rochas do SV foi utilizada para caracterizar a proveniência e ambiente tectônico das mesmas. Estudos geoquímicos e geocronológicos foram realizados nos tufos, objetivando determinar sua idade deposicional, assinaturas geoquímicas e correlação com os horizontes tufáceos das Bacias do Karoo (sul da África) e Paraná (Brasil). Com base na petrografia e em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos que empregam elementos maiores e traço, um ambiente de margem passiva pode ser atribuído aos grupos Curamalal e Ventana. Na porção superior do grupo Pillahuincó é observada transição de rochas derivadas e depositas em ambiente plataformar para rochas com assinaturas petrográficas e geoquímicas características de margens continentais ativas. Os dados geoquímicos e geocronológicos dos tufos indicam que a provável área-fonte do vulcanismo gerador dos mesmos seja a Província Magmática Choiyoi, aflorante no oeste da Argentina/leste do Chile e no Norte Patagônico. Tais dados,

correlacionados com horizontes tufáceos de diferentes bacias paleozóicas, suportam a presença de vulcanismo ácido explosivo ao longo da margem sudoeste do Gondwana.

ABSTRACT

The Ventania Foldbelt and its associate, the Claromecó Foreland Basin, constitute an important region for understanding processes involving tectonics, volcanism and sedimentation within the southwestern margin of Gondwana. The relationship between the geologic evolution and original deformation of the Ventania Foldbelt and Claromecó foredeep are closely tied to metamorphic and igneous rocks exposed in the North Patagonian Massif. This geologic province, which crops out in central-eastern Argentina, consists of a thick sequence of Paleozoic siliciclastic sedimentary pile with subordinate tuffs near the top of the sequence (Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups) and both igneous and metamorphic basement rocks in the Pan de Azúcar Group. The two foremost groups are essentially composed of quartzites with subordinate metapelites and metaconglomerates. The Pillahuincó Group comprises the upper portion of the basin and is compositionally, lithologically and structurally different. This Group consists of arkoses and subarkoses, which unconformably overlay the quartzites and are associated with glacial deposits, in addition to the intercalated horizons of acid tuffs in the upper portion of the sequence. Both the basement and supracrustal rocks were deformed during the Permian under moderate pressure and temperature, approximately 400-300°C and 2.3 kb. Both the petrography and the major, trace and rare-earth element (REE) geochemical data for the metasedimentary and sedimentary rocks in the Ventania Fold Belt-Claromecó Basin were used to constrain the provenance and tectonic settings. Both geochemical and geochronological studies were performed for tuffs in the Pillahuincó Group to determine its depositional age and chemical signatures as well as to correlate it with other volcanogenic horizons in the Karoo and Paraná Basins. A passive margin setting can be inferred for the Curamalal and Ventana Groups based on their major and trace element tectonic discriminant diagrams. A transition between rocks derived from and deposited in the passive margin environment and those with a geochemical signature at least indicative of an active continental margin provenance was observed in the upper portion of the Pillahuincó Group. The geochemical fingerprints and geochronological data of the tuffs found in the Claromecó Basin indicate that the sources of the tuffaceous horizons were the Permian volcanic rocks in the Northern Patagonian Massif. These data indicate explosive volcanic activity along the southern margin of Gondwana, which is now preserved in volcanogenic horizons with similar ages and geochemical patterns.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapas de localização do Sistema Ventana na América do Sul e Argentina e da malha rodoviária da região de estudo. 18
- Figura 2. (A) Croqui esquemático em planta de uma típica bacia de antepaís limitada longitudinalmente por um par de bacias oceânicas marginais. A escala não está especificada. A linha vertical à direita representa a orientação da seção transversal apresentada em B. (B) Seção transversal de bacia de antepaís. Nesta representação, o limite entre a bacia e o cinturão de dobramentos e cavalgamentos mostra-se em uma geometria que não corresponde à verdadeira. Exagero vertical de 10x vezes (Modificado de De Celles & Giles, 1996). 19
- Figura 3. Bloco diagrama esquemático mostrando os principais elementos estruturais e as principais regiões deposicionais de uma bacia de antepaís. Modificado de De Celles & Giles (1996). 20
- Figura 4. Exemplo do avanço progressivo de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos. Ocorre a denudação (unroofing) das camadas do cinturão e a deposição na bacia de antepaís adjacente (Extraído de Condie, 1989). 21
- Figura 5. Posição esquemática das bacias de antepaís desenvolvidas durante o final do Paleozóico em resposta à subducção e acresção ao longo da margem sul do Gondwana (retirado de De Wit & Ransome, 1992). 22
- Figura 6. Os principais terrenos docados a oeste e sul do continente sul-americano durante as orogenias fanerozóicas. Modificado de Ramos (1988), mostrando a possível composição da margem pacífica do Gondwana. Extraído de Schobbenhaus & Brito Neves (2003). 23
- Figura 7. (A) Faixas orogênicas: 1 – Transamazônica, com inclusões de blocos arqueanos no Rio Grande do Sul e no Uruguai; 2 – Faixa Dom Feliciano; 3 – Faixa Pampeana; 4 – Faixa Famatiniana; 5 – Faixa Ventana. (B) Coberturas sedimentares e Vulcano-sedimentares: 1 - coberturas fanerozóicas indiferenciadas; 2 – Bacia Chaco-Paraná (borda oeste); 3 – Bacia Claromecó; 4 – limite meridional da Plataforma Sul-Americana. A geologia foi simplificada do Mapa Geológico da América do Sul em escala 1:5.000.000 (Schobbenhaus & Bellizzia, 2000). Extraído de Ramos (2004). 24
- Figura 8. Contexto geológico regional da Sierra de la Ventana (Modificado de Japas, 2007). 25
- Figura 9. Contexto geotectônico do Fanerozóico na margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o oceano Panthalassa.

Compilado de Powell (1993) e De Wit et al. (1988), segundo a concepção de Du Toit (1927).....27

Figura 10 Síntese dos episódios tectônicos e vulcânicos ao longo da margem sudoeste do Gondwana. Notar que o aumento da atividade vulcânica relacionada ao Ciclo Choiyoi coincide com a ocorrência de tufos.28

Figura 11. Arcabouço tectônico da margem continental do sudoeste do Gondwana durante o Permiano com as ocorrências de camadas tufáceas e outras localidades citadas no texto. Notar a posição pré-quebra do Gondwana das Ilhas Malvinas na extremidade leste da Bacia do Karoo. (1) Formação Del Salto (Bacia Calingasta-Uspallata), (2) Formações Yalguaraz e Portezuelo Del Cenizo (Bacia Calingasta-Uspallata), (3) Formação El Imperial e Grupo Cochicó (Bacia San Rafael), (4) Bacia Carapacha, (5) ignimbritos de Lihué Calel, (6) Formação Tunas, (7) margem sul da Bacia do Paraná (Uruguai), (8) margem oeste da Bacia do Paraná (Paraguai, Formação San Miguel), (9) margem leste da Bacia do Paraná (Brasil, Formação Rio Bonito), (10) margem leste da Bacia do Paraná (Brasil, Formação Irati), (11) margem leste da Bacia do Paraná (Brasil, Formação Tatuí), (12) Bacia do Kalahari, (13) base do Grupo Ecça ao longo da margem sul da Bacia do Karoo, (14) base do Grupo Ecça ao longo da margem norte da Bacia do Karoo, e (15) Ilhas Malvinas. Modificado de López-Gamundí, 2006.29

Figura 12. Mapa geológico simplificado do Sistema Ventana. Modificado de Harrington (1947)33

Figura 13. Mapa geológico simplificado da Sierra de la Ventana, destacando a localidade das ocorrências de rochas do embasamento: (1) Riolito La Mascota; (2) Riolito La Ermita; (3) Granito Agua Blanca; (4) Granito Pan de Azúcar-Cerro del Corral; (5) Granito San Mario e (6) Granito Cerro Colorado. Seção transversal A-A' mostra a clivagem principal (S1) e planos de cisalhamento (S2) durante processos de dobramento e cavalgamento atuantes durante o Paleozóico Superior. (Retirado de von Gosen et al., 1990).35

Figura 14. Vista geral da Fm. La Lola na parte superior (base do Sistema Ventana). Na parte basal, granitos miloníticos do embasamento.....37

Figura 15. Detalhe do conglomerado polimítico da Formação La Lola.38

Figura 16 . Conglomerado deformado da Formação Trocadero.39

Figura 17. Principais feições petrográficas dos quartzitos da Formação Trocadero. (A) Textura blastopsamítica caracterizada pela presença de 50 a 70 % de porfiroclastos de grãos de quartzo de tamanho areia média, (B) Detalhe em luz natural da foliação metamórfica marcada pela orientação de muscovita, (C) Detalhe da relação entre porfiroclastos e matriz recristalizada, (D) Textura granoblástica equigranular poligonal fina da matriz, (E) Cauda de deformação com crescimento de muscovita em porfiroclasto de quartzo (porção superior direita da imagem) e (F) Detalhe da textura granoblástica equigranular poligonal fina da matriz.40

Figura 18. Vista geral da Formação Bravard.....41

Figura 19. Principais feições petrográficas dos quartzitos da Formação Bravard. (A) Textura blastopsamítica caracterizada por 80 a 85 % de porfiroclastos de grãos de quartzo deformados de tamanho areia fina a média, destacando a foliação metamórfica marcada pela orientação de micas, (B) Mesma seção em luz polarizada, (C) Detalhe dos porfiroclastos de quartzo estirados e sua relação com a matriz recristalizada, (D) Detalhe da textura granoblástica equigranular poligonal muito fina da matriz.42

Figura 20. Unidades deformadas da Formação Napostá.....43

Figura 21. Principais feições petrográficas dos quartzitos da Formação Napostá. (A) Textura blastopsamítica caracterizada pela presença de 70 a 80 % de porfiroclastos de quartzo de tamanho areia média a grossa com formas subangulosas, (B) Mesma seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe da relação entre porfiroclastos e matriz recristalizada, (D) Textura granoblástica equigranular poligonal fina da matriz.43

Figura 22. Principais feições petrográficas dos quartzitos e metarenitos da Formação Lolén. (A) Estrutura foliada marcada pela orientação de agregados de muscovita e clorita. A principal textura é blastopsamítica caracterizada pela presença de 70 a 85 % de porfiroclastos de quartzo com formas angulosas, (B) Mesma seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe de porfiroclastos de quartzo e muscovita imersos em uma matriz composta por quartzo tamanho areia fina a silte, e (D) Detalhe da textura lepidoblástica das muscovitas da matriz.44

Figura 23. Coluna estratigráfica do Grupo Pillahuincó. Modificado de López-Gamundí et al. (1995).46

Figura 24. Principais feições petrográficas dos arenitos da Formação Bonete. (A) Arenito arcoseano com estrutura maciça e textura psamítica caracterizada por grãos angulosos de quartzo e plagioclásio sustentados por uma matriz fina rica em quartzo e micas, luz natural (B) Mesma seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe dos clastos angulosos de quartzo (branco) e de feldspatos alterados (aspecto sujo), luz natural, (D) Mesma seção anterior em luz polarizada, (E) Clastos de quartzo e plagioclásio com formas angulosas, baixa esfericidade e médio grau de seleção e (F) Detalhe da seção anterior.....48

Figura 25. (A) Afloramento da Formação Tunas destacando na porção central da imagem o nível de tufos ácidos de cor branca e (B) fotointerpretação do afloramento.49

Figura 26. Principais feições petrográficas dos arenitos da Formação Tunas. (A) Arenito sublítico com estrutura maciça e textura psamítica caracterizada por grãos angulosos de quartzo sustentados por uma matriz fina rica em quartzo e micas, destacando litoclastos de metarenitos finos e calcáreos, luz natural (B) Mesma

seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe de clasto de metarquartzo-arenito com textura protomilonítica, luz natural, (D) Mesma seção anterior em luz polarizada, (E) Detalhe de arenito com clastos angulosos de quartzitos finos e (F) Detalhe de arenito com clastos angulosos de quartzitos finos e calcáreo, luz polarizada.....50

Figura 27. Ilustração da incidência do feixe de elétrons e da “pêra” de ionização (retirado de Duarte et al., 2003).60

Figura 28. Fotomicrografias por BSE de zircões vulcânicos dos tufos da Formação Tunas.61

Figura 29. Séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}Pb . Observar que todas as séries possuem ramificações, mas o elemento Pb é sempre o isótopo estável. Extraído do sítio eletrônico NuDat (Nuclear Structure and Decay Data).65

Figura 30. Ilustração das dimensões geradas pelo feixe de laser em relação ao tamanho do cristal de zircão (retirado de Kosler & Sylvester, 2003).66

Figura 31. (A) Microsonda a laser e (B) ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.67

Figura 32. Ilustração do sistema de sonda a laser. O laser é convergido através de lentes para a pastilha que contém os zircões. O material produzido pela interação do laser com a amostra é então carregado por um gás até o ICP-MS (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).68

Figura 33. Representação da tocha de plasma (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).69

Figura 34. Esquema de funcionamento do ICP-MS de setor magnético (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).70

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO.....	5
ABSTRACT	7
LISTA DE FIGURAS	8
SUMÁRIO.....	12
TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	14
CAPÍTULO I	15
1. INTRODUÇÃO.....	15
2. REVISÃO CONCEITUAL	19
2.1 Bacias de antepaís (<i>foreland basins</i>) e cinturões de dobramentos e cavalgamentos (<i>fold and thrust belts</i>)	19
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	22
3.1 A relação entre o vulcanismo Permiano na margem sudoeste do Gondwana e tufos em bacias adjacentes: intervalos de idade e características comuns	26
3.1.1 Bacia Claromecó	30
3.1.2 Bacia do Paraná	31
3.1.3 Bacia do Karoo	32
4. GEOLOGIA DO SISTEMA VENTANA	33
4.1 Embasamento.....	34
4.2 Estratigrafia.....	35
4.2.1 Grupo Curamalal	37
4.2.2 Grupo Ventana	41
4.2.3 Grupo Pillahuincó	45
5. PROBLEMA	51
5.1 Idade de deposição	51
5.2 Proveniência.....	52
5.3 Hipóteses.....	54
6. METODOLOGIAS	55
6.1 Análise bibliográfica.....	55
6.2 Trabalho de campo.....	55
6.3 Integração e análise de imagens de satélite em ambiente georreferenciado (SIG).....	56

6.4 Amostras para datação U-Pb.....	56
6.5 Preparação das amostras para datação radiométrica U-Pb	56
6.6 Imageamento de zircões ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com EDS (<i>Energy Dispersive Spectroscopy</i>)	59
6.7 Análises U-Pb	61
7. BIBLIOGRAFIA	70
CAPÍTULO II: CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO	77
Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Ventania Fold Belt and its Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin	
CAPÍTULO III	139
1. CONSIDERAÇÕES FINAS	139
2. BIBLIOGRAFIA	139

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação, intitulada “Geoquímica, proveniência e ambiente tectônico da faixa dobrada Sierra de la Ventana e da Bacia Claromecó, Província de Buenos Aires, Argentina”, está dividida em três capítulos.

No capítulo I são apresentadas as problemáticas acerca da proveniência e ambiente tectônico das rochas sedimentares e metassedimentares que constituem o Sistema Ventana (Faixa Dobrada Sierra de la Ventana e Bacia Claromecó); bem como a idade de deposição e assinaturas geoquímicas das camadas tufáceas presentes próximo ao topo da pilha sedimentar. Também é feita uma breve revisão teórica acerca de cinturões de dobramentos e cavalgamentos e a sua relação com bacias sedimentares adjacentes. São revisados também conceitos envolvendo as técnicas utilizadas para testar as hipóteses. Está dividido em: 1. Introdução; 2. Revisão conceitual; 3. Contexto geológico regional; 4. Geologia do Sistema Ventana; 5. Problema; 6. Metodologias; e 7. Bibliografia.

No capítulo II é apresentado o artigo científico, cujo manuscrito foi submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* sob o título “Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Foldbelt and its Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along southwestern Gondwana margin”. A carta de recebimento do artigo encontra-se na primeira seção do Capítulo II. O artigo é dividido em: 1. Introduction; 2. Tectonic framework; 3. Geology of the Ventania Foldbelt-Claromecó Basin; 4. Methods and Material; 5. Petrography; 6. Geochemistry; 7. U-Pb isotopic data; 8. Discussion; 9. Conclusions; 10. Acknowledgements; 11. References.

No capítulo III é feita uma síntese das principais conclusões do trabalho. O capítulo está dividido em: 1. Considerações finais e 2. Bibliografia.

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

A porção sul da Província de Buenos Aires, localizada no centro-leste da Argentina, tem sido estudada no âmbito das ciências geológicas desde o início do século XIX. O pioneiro nesta região foi o naturalista inglês Charles Darwin, que em 1833 explorou a Sierra de la Ventana, registrando suas observações no seu diário intitulado *Darwin's Beagle Diary* (1831-1836), onde escreveu acerca da abundância de rochas de natureza quartzítica e das vastas planícies de sedimentos terciários e quaternários que as circundam.

No início do século seguinte, o geólogo argentino Juan Keidel apresentou no ano de 1916, trabalho intitulado *“La geologia de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones com las montañas de Sudáfrica y Los Andes”*, onde fez relevantes avanços acerca do conhecimento geológico da região, apresentando as primeiras correlações geológicas entre ambos os lados do Atlântico Sul. Em meados dos anos 20, o geólogo sul-africano Alex du Toit realizou trabalhos de campo na América do Sul (Argentina e sul do Brasil) com o objetivo de verificar as correlações existentes entre os dois continentes, um teste à hipótese da deriva continental que aquela época começava a ser discutida (de Wit *et al.*, 2007). Du Toit encontrou fortes semelhanças entre as sequências aflorantes no sul da África com aquelas aflorantes na Argentina e no sul do Brasil e, em 1927, publicou suas conclusões no livro *“A geological comparison of South America with South Africa”*; onde apresenta a primeira correlação bio- e litoestratigráfica detalhada das sequências Paleozóicas e Mesozóicas cronocorrelatas das Bacias do Karoo no sul da África com as da Argentina e do Brasil.

Porém, é após o detalhado mapeamento realizado por Harrington (1947), em que apresenta unidades estratigráficas formais ainda hoje vigentes, que se permitiu propor uma mudança fundamental na interpretação da evolução e estruturação da Sierra de la Ventana, inaugurando uma polêmica que ainda perdura acerca da importância relativa do falhamento e dobramento na estrutura cinturão e desenvolvimento da região de antepaís (Sellés-Martínez, 2001) e suas relações com as rochas do Maciço Norte Patagônico (ou Maciço Somun Cura).

As relações da Faixa Ventana, da Bacia Claromecó e das rochas ígneas e metamórficas expostas no Maciço Somun Cura têm sido explicadas através de diferentes hipóteses.

A hipótese de que a Patagônia tenha sido um terreno autóctone, desenvolvido por acreção lateral na margem sudoeste do Gondwana durante o Paleozóico (Forsythe, 1982; Caminos et al., 1988), assume a existência de um arco magmático oblíquo a todo o terreno patagônico. Esta hipótese não explica a deformação ortogonal que ocorre tanto no Sistema Ventana como no arco magmático patagônico. A interpretação feita por Lock (1980), onde propõe subducção de baixo ângulo, modificada por Dalziel *et al.* (2000), em que assume a interação de um *hot spot* e subducção de baixo ângulo também não explica satisfatoriamente os mais de 1.500 km de distância entre a zona de subducção e o arco magmático.

A hipótese alóctone, proposta por Ramos (1984, 1986), assume a Patagônia como sendo um terreno amalgamado ao Gondwana durante o Permiano inferior, da mesma maneira que propôs Winter (1984, 1986) para o *Cape Fold Belt* na África do Sul. De acordo com Ramos (2008), a evolução sedimentar da faixa Ventana, o desenvolvimento da bacia *foreland* Claromecó e a deformação dúctil ao longo dos limites norte e sul patagônicos requer um extraordinário episódio de deformação. Este episódio seria mais bem explicado a partir de um importante evento de colisão entre a Patagônia e paleo-margem continental do Gondwana.

A província geológica conhecida como Sistema Ventana (Faixa Dobrada Ventana-Bacia Claromecó) (Figura 1), consiste de uma espessa sequência sedimentar siliciclástica de idade paleozóica, depositada sobre embasamento Neoproterozóico-Cambriano. Da base para o topo é constituída pelos seguintes grupos: Curamalal, Ventana e Pillahuincó. Os dois primeiros grupos são constituídos essencialmente por meta-quartzo arenitos e quartzitos com alto grau de maturidade textural, e ocorrência restrita de metapelitos e metaconglomerados. O Grupo Pillahuincó finaliza o ciclo sedimentar e apresenta marcantes diferenças composicionais, litológicas e estruturais. É formado por arcóseos e subarcóseos que apresentam litoclastos de meta-quartzo arenitos, quartzitos, rochas carbonáticas e vulcânicas. Próximo ao topo da pilha sedimentar ocorre horizontes tufáceos intercalados com camadas de arenitos e pelitos da Formação Tunas.

As rochas do Grupo Curamalal incluem estratos marinhos considerados de idade ordoviciano a siluriano; é constituído da base para o topo pelas Formações La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo. O Grupo Ventana (Formações Bravard, Napostá, Providencia e Lolén) também compreende estratos marinhos, atribuídos ao Siluriano-Devoniano inferior. De acordo com Ramos (2008), corresponderiam aos depósitos da antiga margem passiva do sul do Gondwana.

A Bacia de Claromecó, localizada entre a região de Sierra de la Ventana e o Maciço de Tandilia, é uma bacia sin-tectônica de antepaís (López-Gamundí & Rosello, 1992) adjacente ao cinturão de dobramentos e cavalgamentos Ventana. Possui espessuras máximas de até 4.500 metros, representadas pelas Formações Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete e Tunas, pertencentes ao Grupo Pillahuincó. Este grupo possui evolução glacio-marinha (Formações Sauce Grande e Piedra Azul) passando a continental da parte superior (Formações Bonete e Tunas), depositadas entre o final do Carbonífero e o Kazaniano.

Tanto o embasamento quanto as unidades sedimentares foram deformadas durante o Permiano em condições moderadas de pressão e temperatura, aproximadamente 300° C e 2.3 kb (Buggish, 1987).

A evolução geológica da faixa dobrada Ventana e da Bacia Claromecó, que juntas compõem o Sistema Ventana, está intimamente relacionada com a geodinâmica do sudoeste do supercontinente Gondwana. Durante praticamente todo o Fanerozóico, esta região esteve submetida a esforços de natureza compressiva entre o bloco siálico Gondwânico e a litosfera oceânica do Panthalassa (Milani & Ramos, 1998). Como resultado da intensa deformação ocorrida no Permiano, ocorreu o desenvolvimento de extensas bacias de antepaís, entre elas a Bacia Claromecó, com espessura em torno de 10.500 metros no seu depocentro (Ramos & Kostadinoff, 2005).

Dois domínios distintos devem ser considerados ao se analisar a tectônica e sedimentação no Gondwana sul-ocidental: (i) sua porção cratônica, correspondente ao núcleo do paleocontinente e constituída por um complexo mosaico de blocos crustais aglutinados e ligados entre si até o Cambriano (Powell, 1993) e (ii) de outro lado os Gondwanides, uma extensa faixa de orógenos do Paleozóico e bacias associadas distribuídas ao longo da margem meridional do Gondwana, unidade geotectônica esta também denominada como “geossinclinal Samfrau” por du Toit (1927) e modernamente cartografada por de Wit *et al.* (1988).

O estudo de bacia sedimentares localizadas em ambientes tectônicos convergentes, adjacentes a cinturões orogênicos, é de suma importância devido aos processos únicos de tectônica e sedimentação que ocorrem em tais ambientes. As pesquisas desenvolvidas nestes sítios permitem aos geocientistas realizar reconstituições paleogeográficas, correlações estratigráficas e informações sobre o crescimento da crosta continental, bem como processos metamórficos e vulcânicos associados.

O presente trabalho consiste na compilação de dados de campo, estruturais, estratigráficos, paleontológicos, isotópicos, geocronológicos, geoquímicos e petrográficos presentes na bibliografia, integrados a novos dados de campo, isotópicos, geocronológicos, geoquímicos e petrográficos, com o objetivo de: (a) determinar a proveniência e o ambiente tectônico dos grupos Curamalal, Ventana e Pillahuincó, (b) estabelecer a idade de deposição e afinidade geoquímica de horizontes tufáceos e (c) correlacionar a sucessão sedimentar e os tufos com outras bacias cronocorrelatas (Bacias do Karoo e Paraná).

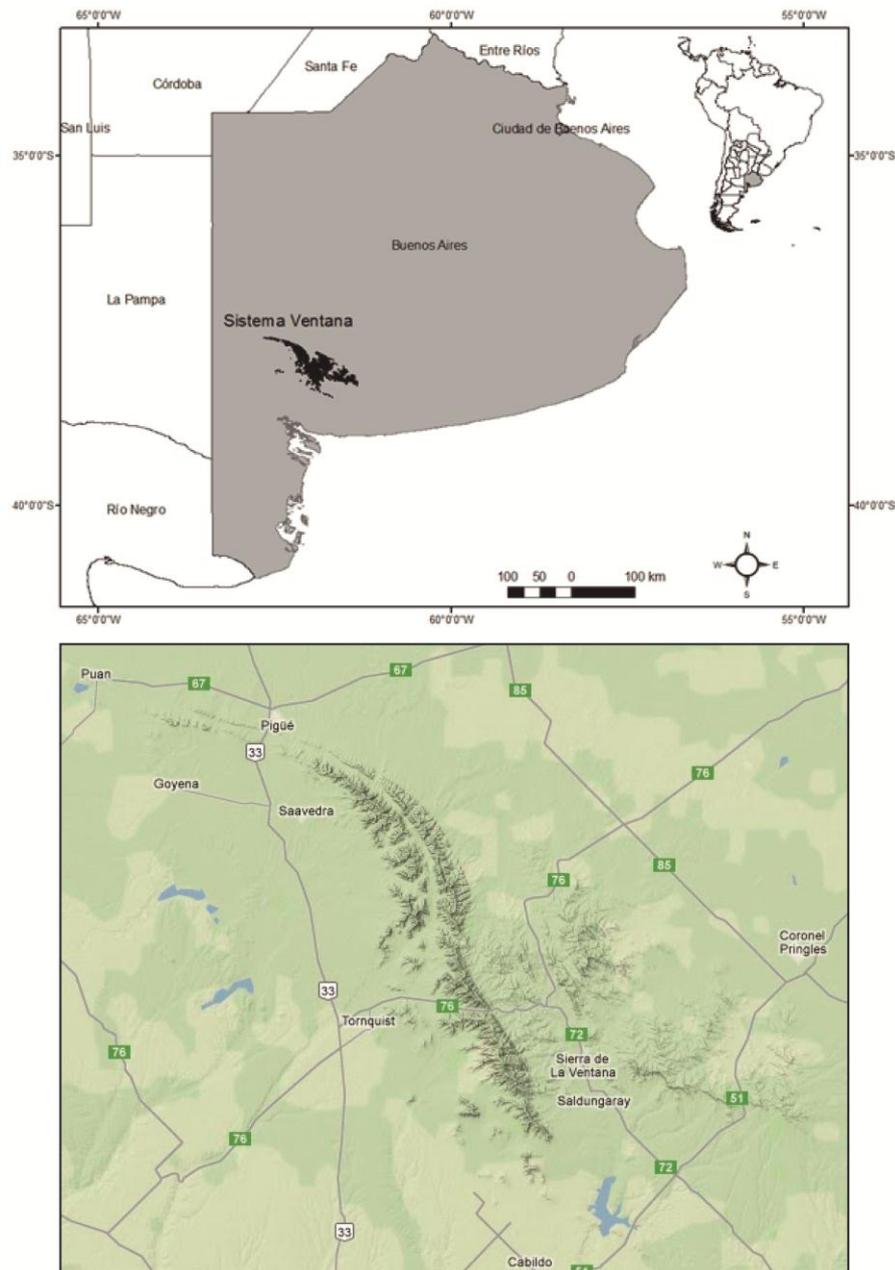


Figura 1. Mapas de localização do Sistema Ventana na América do Sul e Argentina e da malha rodoviária da região de estudo.

2. REVISÃO CONCEITUAL

2.1. Bacias de antepaís (*foreland basins*) e cinturões de dobramentos e cavalgamentos (*fold and thrust belts*)

De acordo com De Celles & Giles (1996), as bacias do tipo antepaís são definidas como regiões alongadas que possuem potencial para sedimentação, formadas na crosta continental entre um cinturão orogênico e um cráton adjacente, principalmente em resposta a processos geodinâmicos relacionados com subducção e formação de cinturões de dobramentos e cavalgamentos periféricos ou de retroarco (Figs. 2, 3 e 4). Possuem quatro depocentros discretos, referidos como wedge-top, foredeep, forebuldge e back-buldge (Fig. 3). A dimensão longitudinal dessas bacias é aproximadamente igual ao comprimento do cinturão de dobramentos e cavalgamentos, e não incluem os sedimentos que preenchem bacias oceânicas remanescentes e rifts continentais (impactógenos).

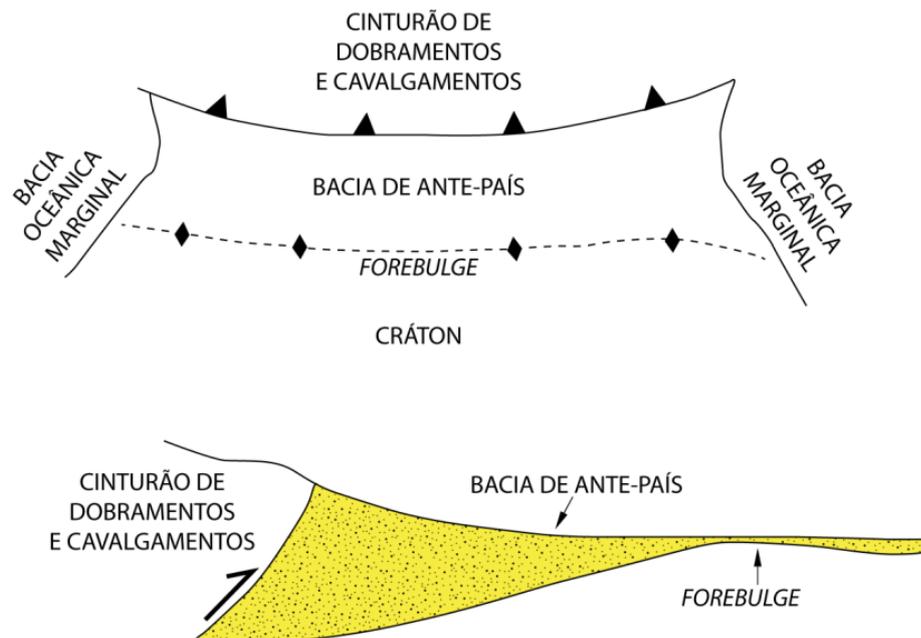


Figura 2. (A) Croqui esquemático em planta de uma típica bacia de antepaís limitada longitudinalmente por um par de bacias oceânicas marginais. A escala não está especificada. A linha vertical à direita representa a orientação da seção transversal apresentada em B. (B) Seção transversal de bacia de antepaís. Nesta representação, o limite entre a bacia e o cinturão de dobramentos e cavalgamentos mostra-se em uma geometria que não corresponde à verdadeira. Exagero vertical de 10x vezes (Modificado de De Celles & Giles, 1996).

A evolução das bacias de antepaís envolve três estágios principais. O primeiro estágio é marcado por cavalgamentos e subsidência flexural, com a região de foredeep permanecendo não preenchida, enquanto que a margem de antepaís sofre afogamento progressivo do seu perfil deposicional. O segundo estágio é marcado pela deposição de areias turbidíticas no foredeep e a migração do eixo do foredeep e do depocentro devido à propagação progressiva dos cavalgamentos. No terceiro estágio, cessa a deposição turbidítica e ocorre sedimentação flúvio-deltáica e eventualmente aluvial.

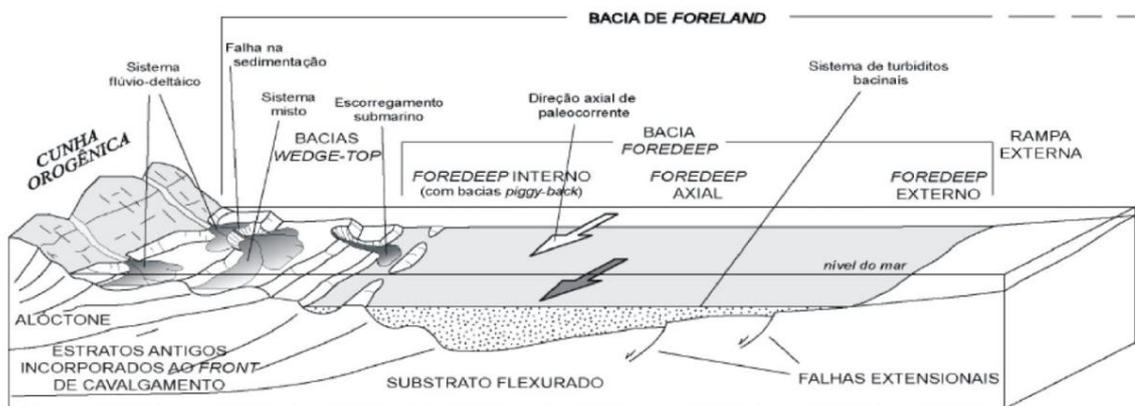


Figura 3. Bloco diagrama esquemático mostrando os principais elementos estruturais e as principais regiões deposicionais de uma bacia de antepaís. Modificado de De Celles & Giles (1996).

Jordan (1981) *apud* De Celles & Giles (1996) utilizou um modelo elástico bi-dimensional para mostrar a forma como a carga dos empurrões e a carga sedimentar resultam em flexão ampla da litosfera. O modelo demonstra que a atividade tectônica no cinturão de dobras e falhas do antepaís é a causa principal da subsidência em bacias de antepaís associadas. A redistribuição sedimentar, os processos sedimentares autocíclicos e as mudanças eustáticas do nível do mar são fatores modificadores importantes em termos de seqüências regressivas-transgressivas, mas a tectônica compressiva atrás do sistema arco-fossa é a força motora. Bacias de antepaís formadas atrás de sistemas de arcos de margem continental são preenchidas em grande parte por sedimentos clásticos derivados do cinturão de dobramentos e cavalgamentos presente atrás do arco. Segundo Graham *et al.* (1986) *apud* Condie (1989), um elemento-chave no desenvolvimento de bacias de antepaís é a sua característica sin-tectônica. As grandes espessuras de

sedimentos das bacias de antepaís que bordejam os fold-thrust belts, são reflexo da subsidência causada pela carga dos empurrões e deposição de sedimentos. Outra feição característica das bacias de antepaís de retro-arco é o envolvimento da margem proximal da bacia com o cinturão de dobramentos e cavalgamentos em avanço.

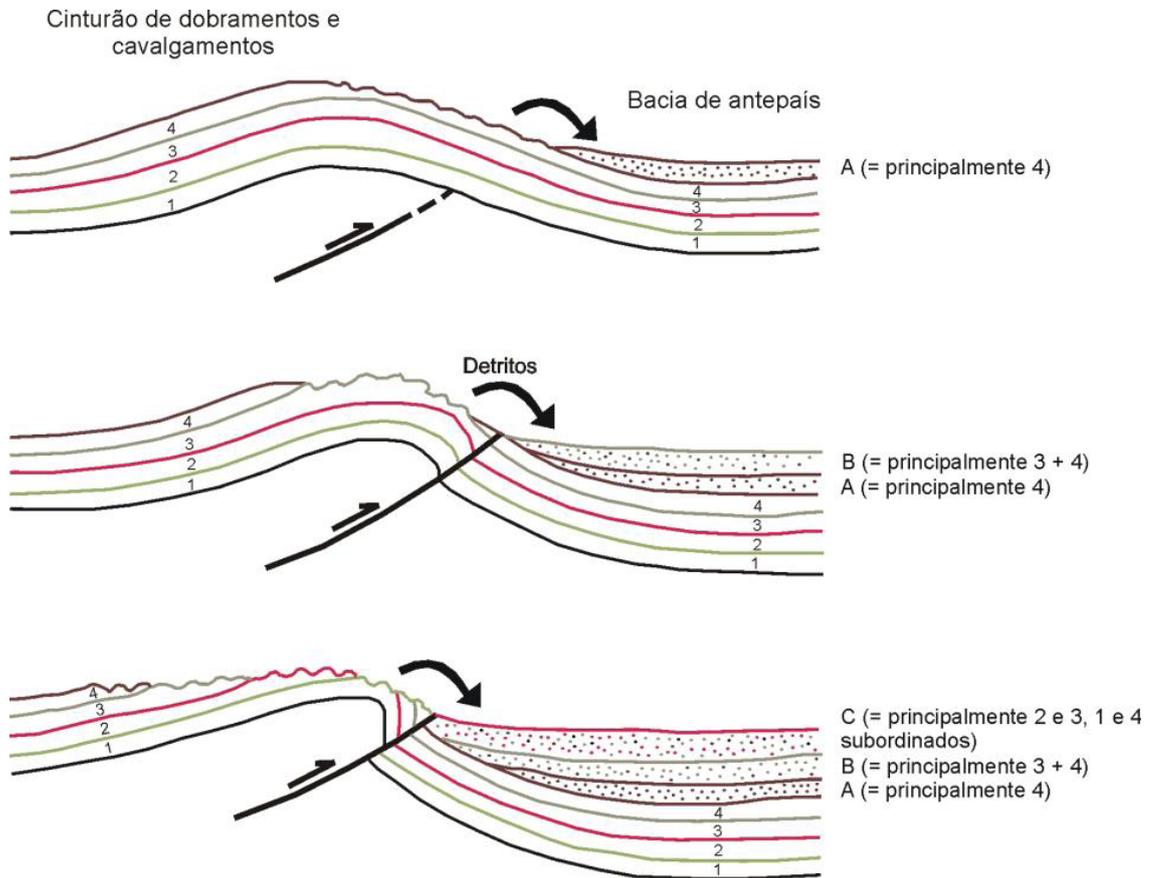


Figura 4. Exemplo do avanço progressivo de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos. Ocorre a denudação (unroofing) das camadas do cinturão e a deposição na bacia de antepaís adjacente (Extraído de Condie, 1989).

Algumas definições com relação às bacias de antepaís são: (a) o preenchimento sedimentar tem forma de cunha, com a parte mais profunda adjacente ou eventualmente sob o cinturão de cavalgamentos associado; (b) os sedimentos são derivados principalmente do cinturão adjacente e com menor contribuição da margem cratônica das bacias; e (c) o forebulge (protuberância flexural) pode separar a parte principal das bacias de antepaís da região cratônica.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Durante praticamente todo o Fanerozóico, a região sul do supercontinente Gondwana foi submetida a esforços de natureza compressiva entre sua porção cratônica e a litosfera oceânica do *Panthalassa*. A persistente vigência de esforços compressivos em tal área, levou ao desenvolvimento de faixas dobradas e bacias de antepaís adjacentes as mesmas (Bahlburg & Breitzkreuz, 1991) (Fig. 5).

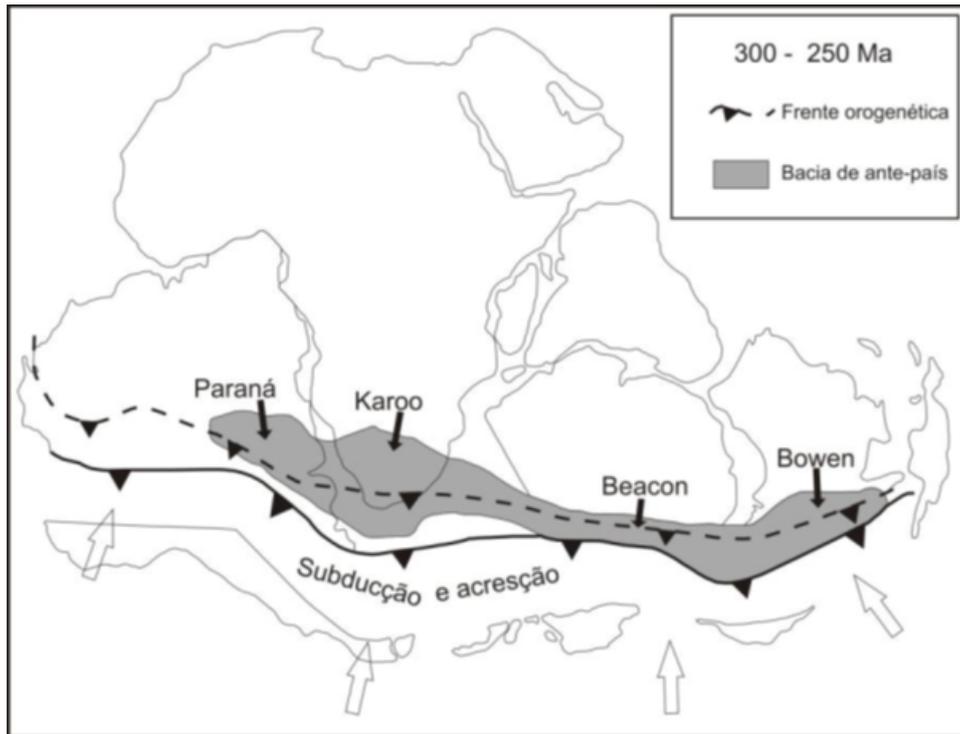


Figura 5. Posição esquemática das bacias de antepaís desenvolvidas durante o final do Paleozóico em resposta à subducção e acreção ao longo da margem sul do Gondwana (retirado de De Wit & Ransome, 1992).

A sucessão de orogenias que marcaram a história fanerozóica do Gondwana sul-ocidental, resumida por Ramos (1988), compreendeu dois ciclos tectono-sedimentares principais: Famatiniano (Ordoviciano a Devoniano) e Gondwânico (Carbonífero a Triássico). Os principais terrenos docados a oeste e a sul do continente sul-americano durante as orogenias fanerozóicas encontram-se ilustrados na figura 6 e 7.

A Plataforma Sul-Americana definida por Almeida (1970), compreendendo a área cratônica estabilizada como resultado do ciclo Brasiliano possui seu limite ao sul com a Plataforma Patagônica, uma porção do continente sul-americano cuja

evolução ocorreu durante eventos paleozóicos. A região patagônica sempre foi considerada como um fragmento exótico ao paleocontinente Gondwana, com uma história geológica diferente do resto da Plataforma Sul-Americana definida por Almeida (1970). Com base em dados recentes, Ramos (2008) propõe que a Patagônia é um bloco alóctone amalgamado ao Gondwana durante a orogenia gondwânica no Eopermiano. Relações existentes entre a evolução geológica, origem da deformação do cinturão Ventana e desenvolvimento da região de antepaís Claromecó estão intimamente relacionadas às rochas ígneas e metamórficas expostas no Maciço Norte Patagônico.

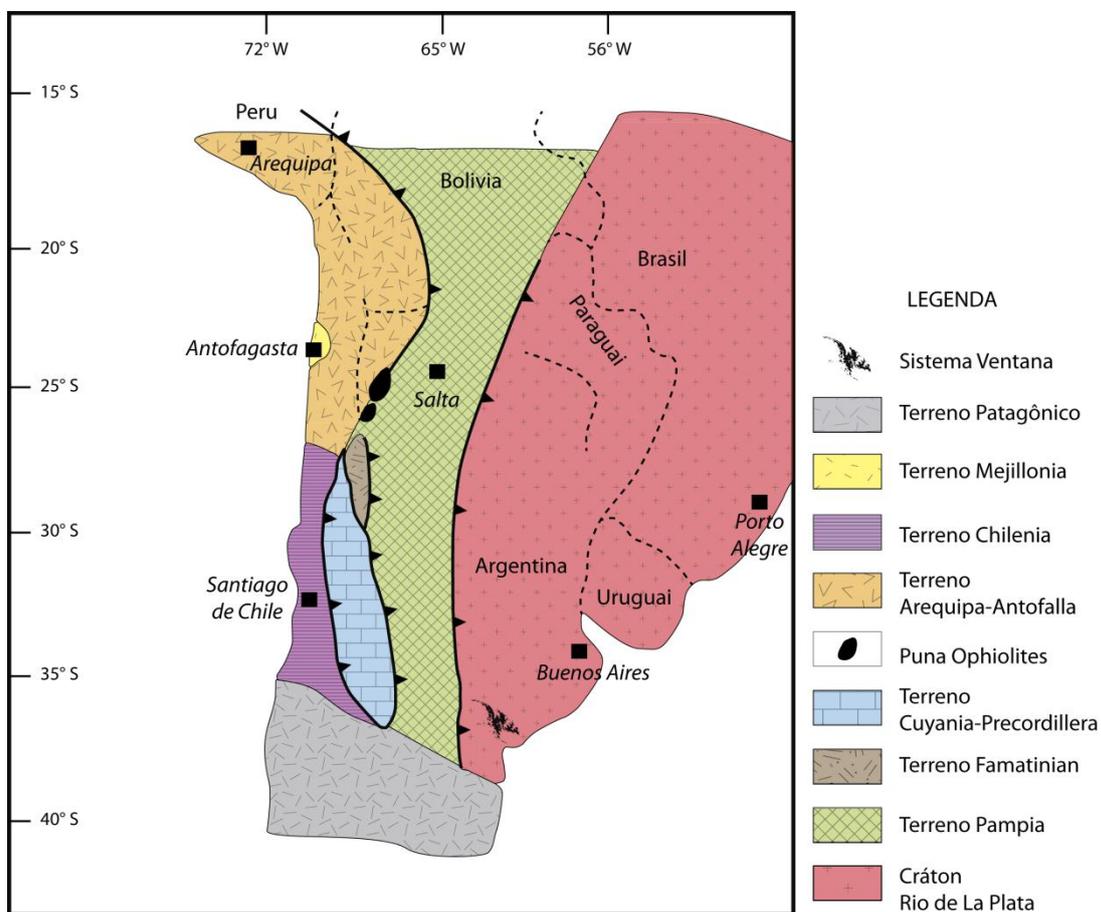


Figura 6. Os principais terrenos docados a oeste e sul do continente sul-americano durante as orogenias fanerozóicas. Modificado de Ramos (1988), mostrando a possível composição da margem pacífica do Gondwana. Extraído de Schobbenhaus & Brito Neves (2003).

Devido à geodinâmica envolvendo a porção cratônica do Gondwana e a crosta oceânica do Panthalassa, para a região sudoeste gondwânica devem ser considerados dois domínios distintos de tectônica e sedimentação: (a) sua porção cratônica, correspondente aos blocos crustais aglutinados até o Cambriano (Powell,

1993) e (b) os Gondwanides (Keidel, 1916), uma extensa faixa de orógenos do Paleozóico e bacias associadas (Milani & Ramos, 1998). As reconstruções paleogeográficas mais recentes da região sudoeste do Gondwana, como a de Milani (2007), mostram uma contínua plataforma de margem passiva siliciclástica entre a faixa dobrada Ventana e o cinturão dobrado do Cabo (África do Sul). Desde o trabalho de Du Toit (1927), existe crescente consenso de que a faixa dobrada Ventana é continuação do cinturão dobrado do Cabo (*Cape Fold Belt*) e de que a Bacia Claromecó seria o extremo oeste da Bacia do Karoo.

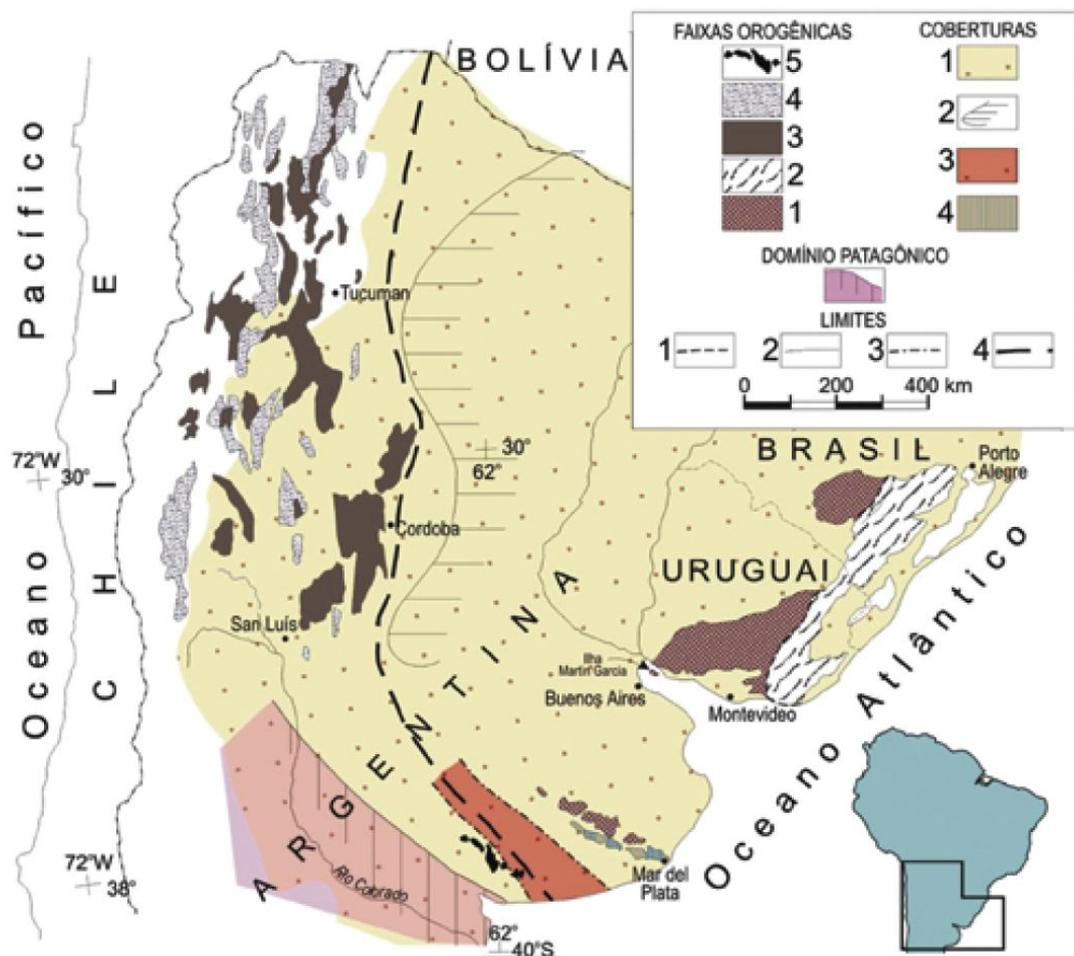


Figura 7. (A) Faixas orogênicas: 1 – Transamazônica, com inclusões de blocos arqueanos no Rio Grande do Sul e no Uruguai; 2 – Faixa Dom Feliciano; 3 – Faixa Pampeana; 4 – Faixa Famatiniana; 5 – Faixa Ventana. (B) Coberturas sedimentares e Vulcano-sedimentares: 1 - coberturas fanerozóicas indiferenciadas; 2 – Bacia Chaco-Paraná (borda oeste); 3 – Bacia Claromecó; 4 – limite meridional da Plataforma Sul-Americana. A geologia foi simplificada do Mapa Geológico da América do Sul em escala 1:5.000.000 (Schobbenhaus & Bellizzia, 2000). Extraído de Ramos (2004).

No contexto regional, ao leste do Sistema Ventana, ocorre a Bacia Interserrana, que possui trend NE-SW e compreende sedimentos Paleozóicos que alcançam 7 km de espessura no depocentro da bacia. Pequenas exposições de rochas pouco deformadas são atribuídas ao Grupo Pillahuincó. Mais ao leste ocorre a Sierra Tandilia, onde afloram rochas de idade Cambriana a Ordovicianas. Ao sul, ocorre o aulacógeno Cretáceo Colorado, com seqüências pré-rift que são associadas aos depósitos da Bacia Claromecó. Em direção ao sudoeste, ocorre o maciço Norte da Patagônia, composto por rochas de idade Pré-Cambriana e Eo-Paleozóicas, que se encontram deformadas e também intrudidas por rochas de idade Permiana. Para oeste, rochas Pré-Cambrianas que ocorrem em subsuperfície, possuem provável filiação com as Sierras Pampeanas, conectando a Bacia Claromecó com a Bacia Carapacha, de idade Permiana (Bloco Chadileuvú). Duas bacias Cretáceas (Machachín, Laboulaye ou Levalle), bordejam as Sierras Australes ao noroeste, provavelmente interligando as Sierras Australes com a Bacia do Chaco-Paraná (Japas, 2007) (Fig. 8).



Figura 8. Contexto geológico regional da Sierra de la Ventana (Modificado de Japas, 2007).

3.1.A relação entre o vulcanismo Permiano na margem sudoeste do Gondwana e tufos em bacias adjacentes: intervalos de idade e características comuns

A atividade magmática ao longo da margem sudoeste do Gondwana ocorreu em larga escala areal e temporal durante o Paleozóico, particularmente durante o Permiano (Llambías, 1999) (Fig. 9). Ao longo desta porção do Gondwana, dois episódios magmáticos foram identificados: o primeiro, entre o Permiano inferior-médio, durante as épocas Ciluriana e Guadalupiana (299 a 260 Ma); e o segundo, durante o Triássico inferior (251 a 245 Ma). Ambos fazem parte da província magmática Choiyoi, caracterizada por natureza ácida (Kay *et al.*, 1989). O ciclo mais antigo ocorre no norte da Patagônia e está representado por extensos corpos granitóides e consangüíneas extrusões, e é refletido nas camadas tufáceas da Formação Tunas, na Sierra de la Ventana. Ambos os episódios são correlacionados com a Província Magmática Choiyoi (Kay *et al.*, 1989). As rochas dos dois episódios são cálcico-alcálicas, mas as do episódio mais recente apresentam afinidade peraluminosa, e parte delas com composição peralcalina (López-Gamundí, 2006). Os dois ciclos não devem ser interpretados como episódios distintos, mas sim como picos de uma atividade magmática contínua, de maior duração, ao longo da margem sul do Gondwana. Esse arco magmático está muito bem exposto ao longo da Cordilheira Frontal do Chile e no oeste da Argentina, onde a parte basal do Grupo Choiyoi consiste de granodioritos, andesitos, dacitos e subordinadamente riolitos ricos em fenocristais próximo ao topo do grupo (López-Gamundí, 2006). As idades para essas rochas variam entre 272 e 260 Ma (Llambías *et al.*, 1993). A parte superior do grupo Choiyoi é composta de granitos e riolitos com idades variando entre 259 e 247 Ma (Llambías, 1999).

Coutinho *et al.* (1991) sugerem uma fonte distante para o material vulcanogênico presente nas bacias adjacentes ao arco magmático, localizadas na porção mais interna da placa. Estudos realizados na Bacia do Karoo (Viljoen, 1995) indicaram que a espessura total e o número de camadas tufáceas da Formação Collingham diminuem gradualmente em direção ao nordeste, sugerindo que os centros vulcânicos estiveram localizados ao sul e sudoeste ao longo da margem convergente do Gondwana. Essa fonte vulcânica pode ter estado localizada na região norte da Patagônia, onde extensos ignimbritos de natureza riolítica e consangüíneo material tufáceo foram expelidos, como parte da Província Choiyoi, durante o Permiano inferior-médio (Fig. 10).

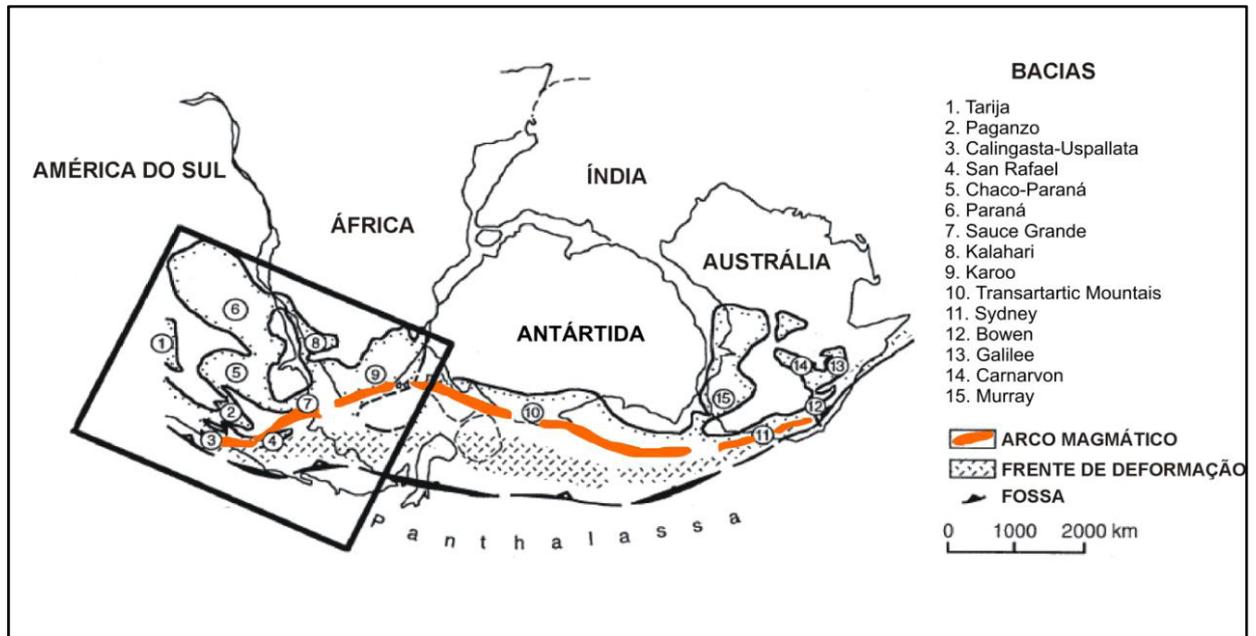


Figura 9. Contexto geotectônico do Fanerozóico na margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o oceano Panthalassa. Compilado de Powell (1993) e De Wit et al. (1988), segundo a concepção de Du Toit (1927).

Horizontes vulcanogênicos de idade semelhantes estão presentes em várias sucessões estratigráficas de idade permiana no sul da América do Sul, particularmente em bacias adjacentes à margem da placa (López-Gamundí, 2006) (Figs. 10 e 11). Esses horizontes tufáceos têm sido identificados no oeste da Argentina nas Bacias de Calingasta-Uspallata e Paganzo; uma camada tufácea atribuída ao Permiano foi reconhecida na Formação Del Salto da Bacia de Calingasta-Uspallata (Manceñido, 1973).

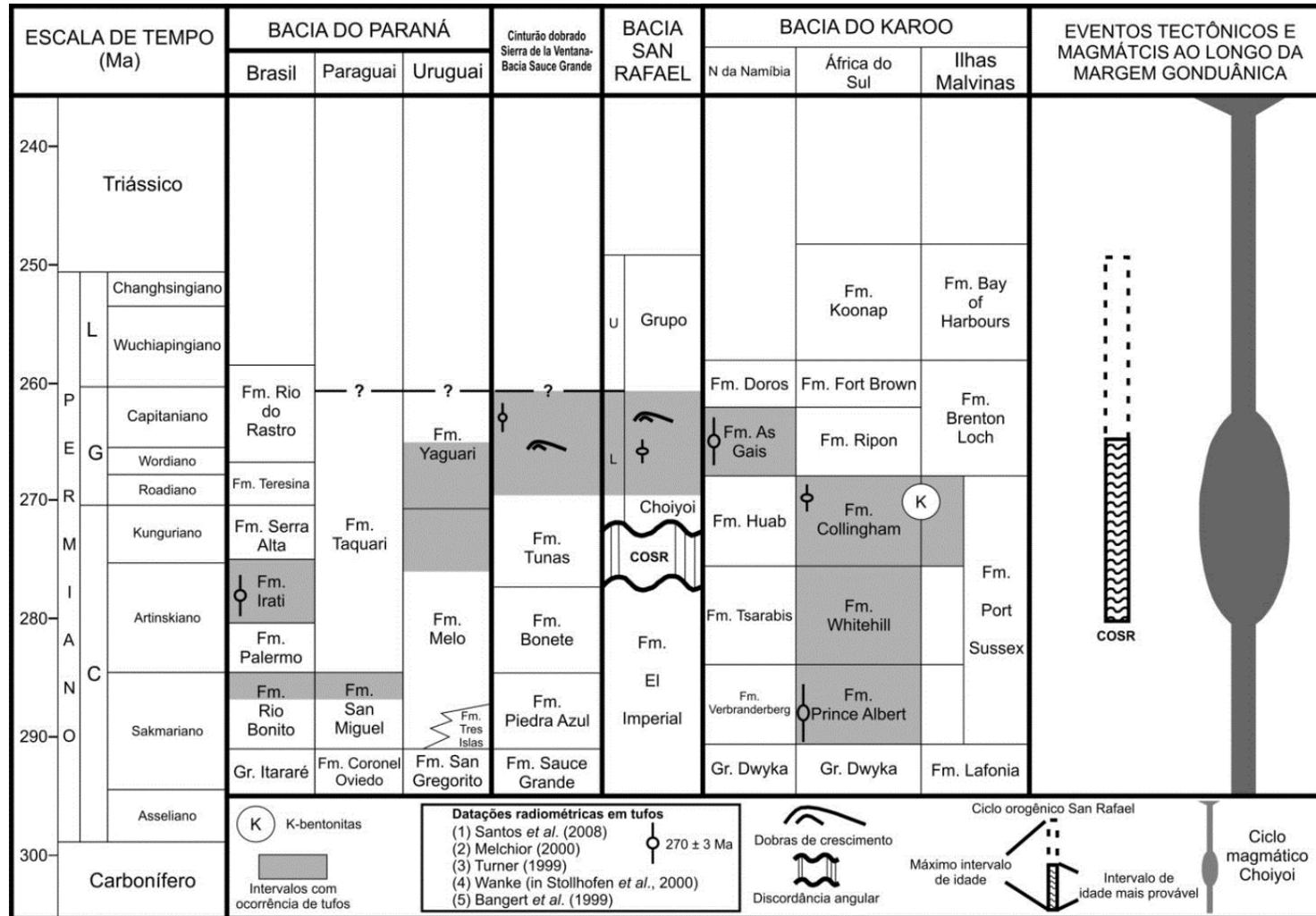


Figura 10. Síntese dos episódios tectônicos e vulcânicos ao longo da margem sudoeste do Gondwana. Notar que o aumento da atividade vulcânica relacionada ao Ciclo Choiyoi coincide com a ocorrência de tufos.

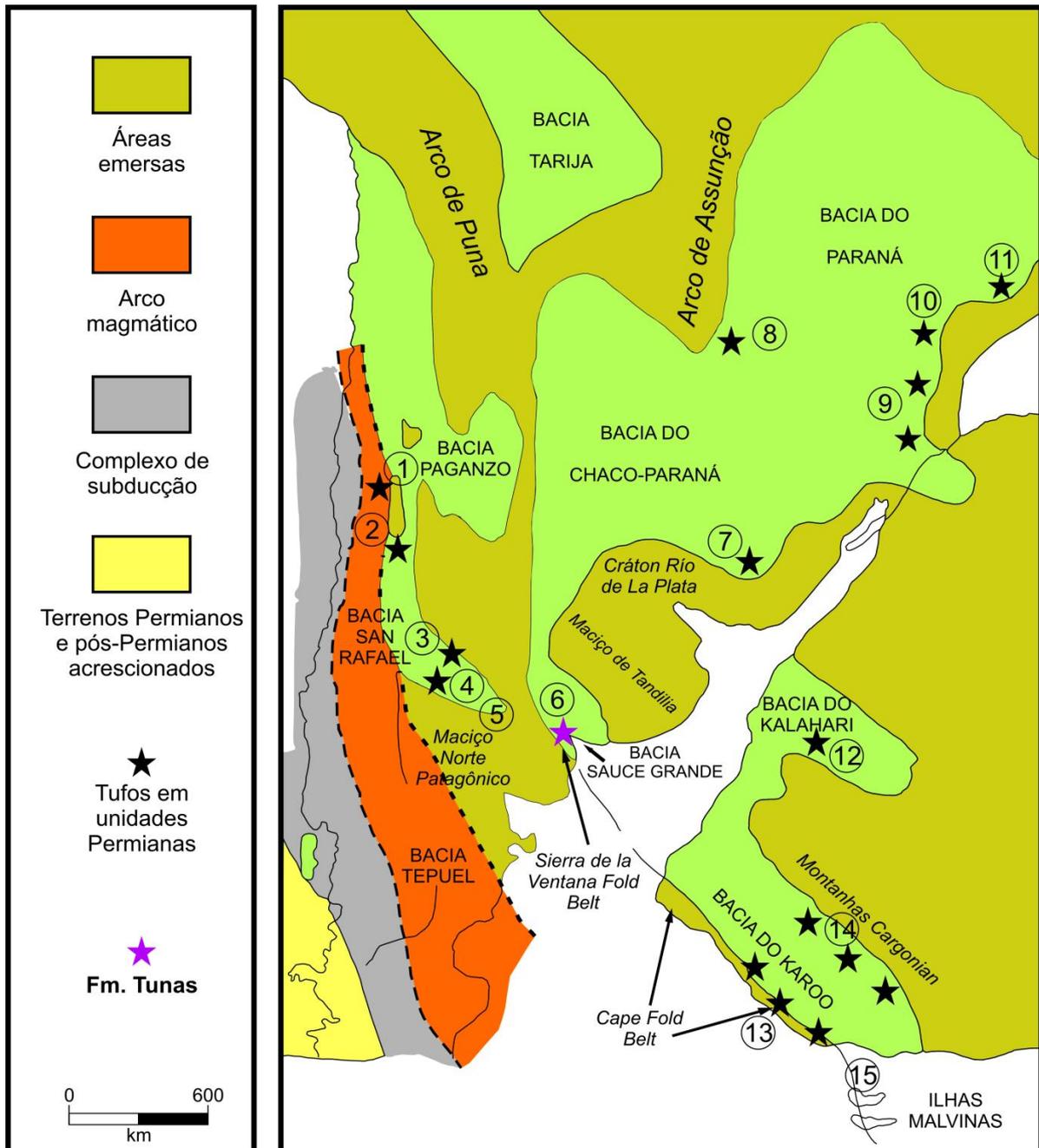


Figura 11. Arcabouço tectônico da margem continental do sudoeste do Gondwana durante o Permiano com as ocorrências de camadas tufáceas e outras localidades citadas no texto. Notar a posição pré-quebra do Gondwana das Ilhas Malvinas na extremidade leste da Bacia do Karoo. (1) Formação Del Salto (Bacia Calingasta-Uspallata), (2) Formações Yalguaraz e Portezuelo Del Cenizo (Bacia Calingasta-Uspallata), (3) Formação El Imperial e Grupo Cochicó (Bacia San Rafael), (4) Bacia Carapacha, (5) ignimbritos de Lihué Calel, (6) Formação Tunas, (7) margem sul da Bacia do Paraná (Uruguai), (8) margem oeste da Bacia do Paraná (Paraguai, Formação San Miguel), (9) margem leste da Bacia do Paraná (Brasil, Formação Rio Bonito), (10) margem leste da Bacia do Paraná (Brasil, Formação Irati), (11) margem leste da Bacia do Paraná (Brasil, Formação Tatuí), (12) Bacia do Kalahari, (13) base do Grupo Ecca ao longo da margem sul da Bacia do Karoo, (14) base do Grupo Ecca ao longo da margem norte da Bacia do Karoo, e (15) Ilhas Malvinas. Modificado de López-Gamundí, 2006.

A camada vulcanogênica é parte de uma sucessão sedimentar formada em ambiente marinho raso, constituída por arenitos, pelitos e subordinadamente, por rochas carbonáticas. Embora idades absolutas ainda não estejam disponíveis para essas rochas, a presença da fauna *Cancrinella* na Formação Del Salto, aponta para idades do início do Permiano (Asseliano) (Archangelsky *et al.*, 1987). Mais ao sul na mesma bacia, rochas vulcanoclásticas, vulcânicas e depósitos lacustrinos da Formação Portezuelo del Cenizo repousam em discordância angular sobre depósitos de ambiente marinho raso da Formação Yalguaraz, atribuída ao final do Carbonífero. Uma idade de 275 ± 10 Ma (Vilas & Valencio, 1982), obtida através do método K/Ar, sugere idade Eo-Permiana para o complexo vulcânico.

Seguindo o trend NW-SE da margem do Gondwana, ocorrem outros horizontes tufáceos nas Bacias San Rafael, Claromecó e Karoo. Na área cratônica, a ocorrência de níveis tufáceos tem sido identificada em várias localidades da Bacia do Paraná (López-Gamundí, 2006).

Na figura 10 está representada uma síntese dos episódios tectônicos e vulcânicos ao longo da margem sudoeste do Gondwana.

3.1.1. Bacia Claromecó

A Formação Tunas é a mais recente das quatro formações do Grupo Pillahuincó, topo da sucessão sedimentar do Sistema Ventana, e está exposta na porção leste da serra e em pequenos afloramentos nas planícies adjacentes que ocorrem ao nordeste (Figs. 10, 23 e 25). Possui espessura máxima de 1.500 metros e consiste de arenitos finos a médios, pelitos subordinados e ocorrência de rochas tufáceas intercaladas com as já citadas. Dados de paleocorrente extraídos da estratificação cruzada e de marcas de ondas exibem uma forte moda para nordeste (López-Gamundí *et al.*, 1995), sugerindo que a área-fonte para os sedimentos da Formação Tunas esteve localizada para sudoeste, no cinturão de dobramentos e cavalgamentos Ventana.

Finas camadas de argilitos ricos em esmectita foram identificadas na parte superior da Formação Tunas, que é predominantemente arenosa. Essas finas camadas são caracterizadas pela presença de abundantes vitroclastos e fragmentos tufáceos vítreos (Iñiguez *et al.*, 1988). Dois tipos de sedimentos vulcanogênicos foram identificados com base nos tamanhos de grão. O de granulometria maior,

tamanho areia, consiste de tufos e ignimbritos com abundantes vitroclastos e fragmentos de tufos vitrícos, dispersos em uma matriz rica em esmectita. O subtipo de granulometria mais fina compreende escassos vitroclastos imersos em matriz esmectítica. A esmectita abundante é interpretada como sendo produto de alteração de vidro vulcânico. Esses níveis ricos em esmectita foram interpretados como cinzas vulcânicas depositadas em um corpo de água (Iñiguez *et al.*, 1988).

3.1.2. Bacia do Paraná

Horizontes ricos em vitroclastos estão presentes em seqüências permianas ao longo das margens da Bacia do Paraná, no Brasil, Uruguai e Paraguai (López-Gamundí, 2006). A ocorrência mais antiga de material tufáceo foi identificada em sedimentos da Formação Rio Bonito. Menos abundantemente existem registros nas Formações Tatuí, localizada na região norte da bacia e na Formação Melo, ao longo da margem sul da bacia, localizada no Uruguai (Coutinho *et al.*, 1991). A Formação Melo consiste de arenitos e lamitos ricos em esmectita arranjados em seqüências heterolíticas, finas camadas micríticas e camadas ricas em glauconita. Os horizontes tufáceos estão presentes nas camadas de granulometria fina (Andreis *et al.*, 1996). A Formação Yaguari, do final do Permiano, consiste de arenitos, lamitos ricos em esmectita e finas camadas micríticas depositadas em ambiente deltaico. Os níveis ricos em esmectita mostram abundante presença de montmorilonita rica em Mg e texturas típicas de vidro vulcânico (Zalba & Morosi, 1990), interpretadas como produto de alteração de cinzas vulcânicas em ambiente aquoso (Calarge *et al.*, 2003). Estudos realizados por Calarge *et al.* (2003), comparando amostras de camadas bentoníticas equivalentes (Formação Yaguari, no Uruguai e Formação Rio do Rastro, no Brasil), separadas entre si por 11 km, mostraram que ambas amostras possuem alto grau de cristalinidade e composição química similar de esmectitas, sugerindo condições físico-químicas semelhantes e portanto, podendo fazer parte um único depósito de material tufáceo. As composições químicas de ambas as amostras indicam que as cinzas vulcânicas são de natureza riodacítica/dacítica, o que é comum para a maioria dos tufos presentes neste intervalo de tempo na Bacia do Karoo (Fig. 11).

Camadas de cinzas vulcânicas têm sido extensivamente documentadas em depósitos permianos da Bacia do Paraná, especialmente na Formação Rio Bonito. Os tufos são compostos por vitroclastos riolíticos, freqüentemente substituídos por

analcita. O pequeno tamanho dos vitroclastos e a escassez de fragmentos maiores e cristalinos sugerem uma fonte distante, de natureza ácida (riolítica) (Coutinho *et al.*, 1991). Matos *et al.* (2001) dataram zircões através do método U/Pb, utilizando TIMS, que ocorrem em tonsteins da Formação Rio Bonito, expostos ao longo da margem sul da Bacia do Paraná. Obtiveram uma idade absoluta de 267 ± 3.4 Ma. Mais recentemente, Santos *et al.* (2006), contestaram estes dados. Realizaram datações em zircões da Formação Iratí, através do método U/Pb utilizando SHRIMP, e obtiveram idade de 278.4 ± 2.2 Ma. Essa idade posiciona a Formação Iratí no Permiano inferior (Ciluriano). Essa idade é mais consistente que a idade obtida por Stollhofen *et al.* (2000), de 270 ± 1 Ma para camadas tufáceas da Formação Collingham (Bacia do Karoo). A diferença entre as idades da Formação Rio Bonito obtida por Matos *et al.* (2001) e a idade obtida por Santos *et al.* (2006) pode ser explicada pela possível perda de Pb nas amostras da Formação Rio Bonito.

3.1.3. Bacia do Karoo

A Bacia do Karoo, localizada no sul do continente africano, exibe uma das mais completas sucessões estratigráficas do final do Paleozóico (López-Gamundí, 2006). Embora a ocorrência de níveis tufáceos seja registrada no Grupo *Dwyka* da Bacia do Karoo, os horizontes vulcanogênicos ocorrem em abundância intercalados com rochas siliciclásticas dos Grupos *Ecça* e *Beaufort*. Camadas tufáceas de natureza riodacítica são particularmente abundantes ao longo do *Cape Foldbelt*, nas Formações *Prince Albert*, *Whitehill* e *Collingham* (e em unidades equivalentes localizadas no *foredeep* adjacente) atribuídas ao Grupo *Ecça* (Permiano inferior) (Viljoen, 1994). As camadas tufáceas também ocorrem intercaladas com folhelhos carbonosos da Formação *Prince Albert* e recobrimo as rochas da Formação *Whitehill* (McLachlan & Jonker, 1990). Idades U/Pb de zircões da Formação *Prince Albert* (Grupo *Ecça* da Bacia do Karoo), 289.6 ± 3.8 Ma e 288.0 ± 3 Ma, foram obtidas por Bagert *et al.* (1999). Para a Formação *Collingham* do Grupo *Ecça*, é atribuída idade de 270 ± 1 Ma, de acordo com idades U/Pb de zircões analisados por Stollhofen *et al.* (2000).

4. GEOLOGIA DA SIERRA DE LA VENTANA

O cinturão de dobramentos e cavalgamentos Sierra de la Ventana, compreende rochas de idades neoproterozóica-cambrianas (embasamento) e paleozóicas (sucessão sedimentar). É rodeado por uma extensa planície adjacente formada por rochas do Terciário Superior e sedimentos Quaternários (Fig. 12).

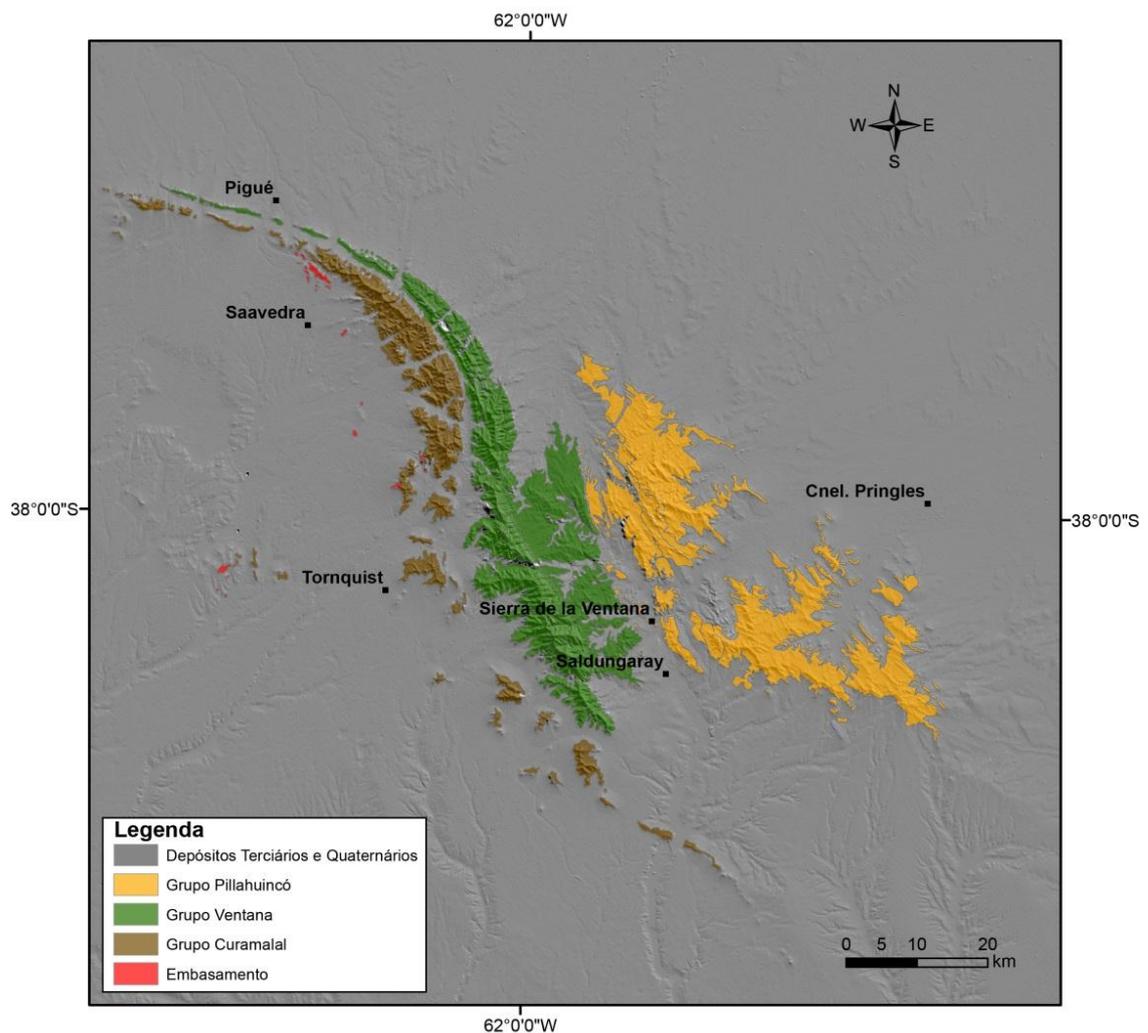


Figura 12. Mapa geológico simplificado do Sistema Ventana. Modificado de Harrington (1947)

O cinturão é constituído principalmente por uma espessa pilha de sedimentos Paleozóicos e subordinadamente por rochas vulcânicas ácidas (tufos), que ocorrem em pequenos afloramentos localizados a sudoeste do cinturão (Rapela *et al.*, 2003), e que marcam o topo de sucessão deposicional.

A Sierra de la Ventana representa uma extensa bacia Paleozóica desenvolvida na margem sudoeste do supercontinente Gondwana e que, junto com

outras rochas agora expostas na África do Sul, Austrália e Antártica, foram deformadas durante o Permiano, sob condições metamórficas de fácies xisto verde médio a superior (Frimmel *et al.*, 2001).

O cinturão de dobramentos e cavalgamentos Sierra de la Ventana é caracterizado por dobras isoclinais associadas a alto grau de cisalhamento, com vergência típica para nordeste (Dimieri *et al.*, 2005). Na porção sudoeste do cinturão, onde o embasamento está exposto, é onde se observam as melhores evidências de empurrões. Nessa região foi datado metamorfismo de baixo grau pelo método K-Ar entre 282 e 260 Ma (Varela *et al.*, 1986; Buggisch, 1987). Embora existam evidências de transcorrência, a deformação principal é governada por encurtamento e transporte de direção SW-NE (Dimieri *et al.*, 2005). Como resultado da carga dos empurrões, a Bacia de antepaís Claromecó foi formada por subsidência flexural da margem gondwânica, com depocentro alcançando espessuras maiores que 10 km (Ramos e Kostadinoff, 2005).

4.1. Embasamento

O embasamento da *Sierra de la Ventana* é composto principalmente pelos granitos *Cerro Colorado*, *Agua Blanca*, *Pan de Azúcar-Cerro del Corral* e *San Mario*; subordinadamente ocorrem os riolitos *La Mascota*, *La Ermita* e *Cerro Del Corral* e pequenas exposições de paragneisses (Rapela *et al.*, 2003) (Fig. 13).

Estudos geocronológicos realizados por Varela *et al.* (1990) nas rochas do embasamento, indicaram um range de idades do Neoproterozóico ao Devoniano, com valores de 678 ± 30 Ma para o granito *Cerro Del Corral* (Rb-Sr, média de três amostras, assumindo razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7090) e de 613 ± 30 Ma para o dolerito porfirítico *Pan de Azúcar* (K-Ar); 594 ± 10 Ma para os granitos *Agua Blanca* e *Las Lomitas* (isócrona Rb-Sr); 487 ± 15 Ma para o granito *Cerro Colorado* (isócrona Rb-Sr) e 360 ± 21 Ma para os riolitos *La Mascota* e *La Ermita* (isócrona Rb-Sr).

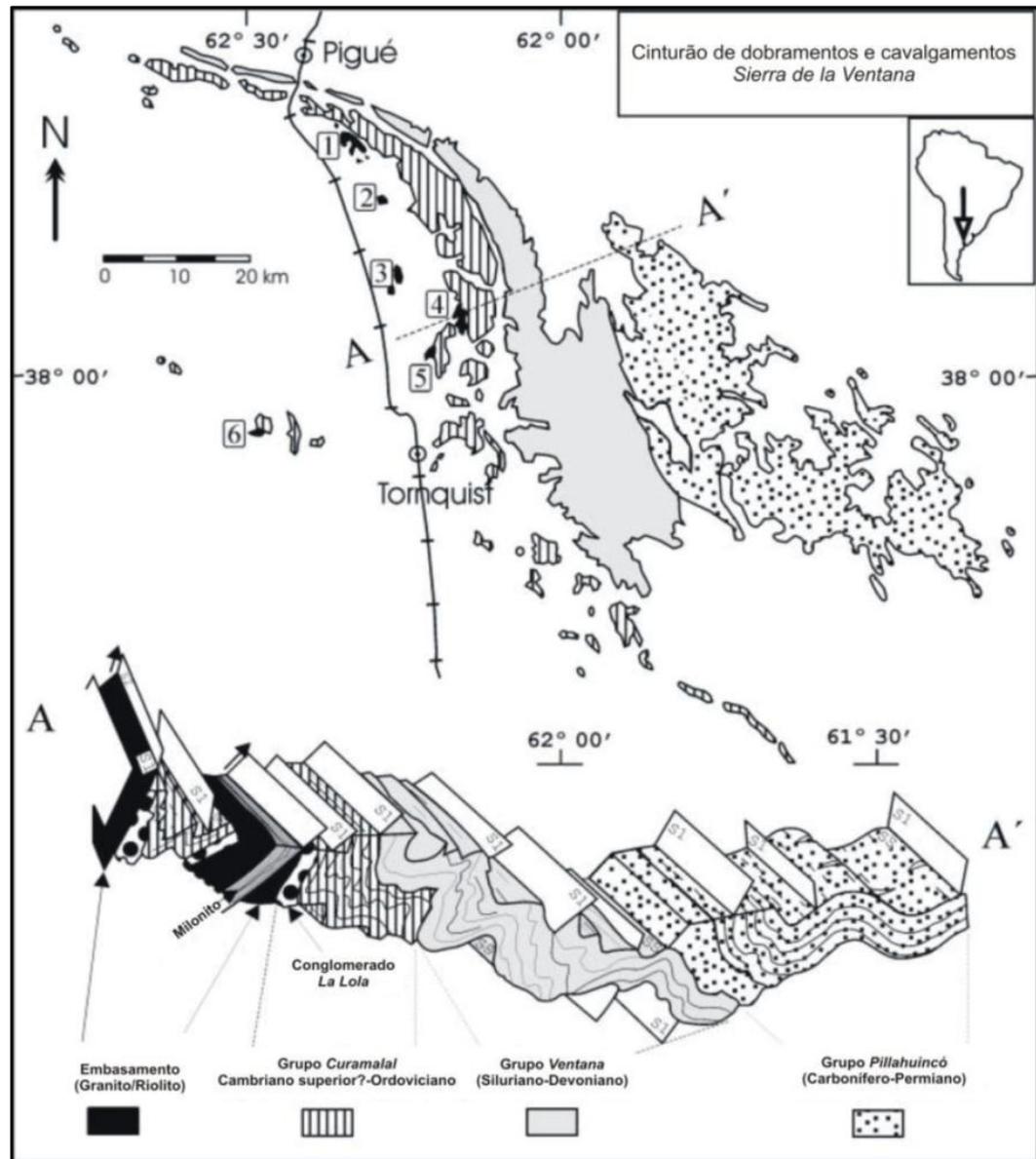


Figura 13. Mapa geológico simplificado da Sierra de la Ventana, destacando a localidade das ocorrências de rochas do embasamento: (1) Riolito La Mascota; (2) Riolito La Ermita; (3) Granito Agua Blanca; (4) Granito Pan de Azúcar-Cerro del Corral; (5) Granito San Mario e (6) Granito Cerro Colorado. Seção transversal A-A' mostra a clivagem principal (S1) e planos de cisalhamento (S2) durante processos de dobramento e cavalgamento atuantes durante o Paleozóico Superior. (Retirado de von Gosen et al., 1990).

4.2. Estratigrafia

A estratigrafia das seqüências Paleozóicas que constituem a Sierra de la Ventana foi descrita primeiramente por Harrington (1947), que dividiu a pilha sedimentar em três grupos: Curamal, Ventana e Pillahuincó, estendendo-se desde o final do Cambriano até o Permiano.

A base do Grupo Curamalal é composta por rochas siliciclásticas de origem marinha, com idade do Cambriano Superior(?) -Ordoviciano e espessura de cerca de 1.150 metros. Os conglomerados basais da Formação La Lola possuem clastos predominantemente de quartzito e raros clastos de riolito. Os riolitos são considerados as rochas mais jovens do embasamento. Não existe ocorrência fossilífera no Grupo Curamalal, e sua idade foi determinada apenas com base em evidências estratigráficas por Limarino *et al.* (1999) *apud* Rapela *et al.* (2003). O Grupo Ventana, de idade devoniana, também é dominado por rochas marinhas siliciclásticas, e possui espessura de 1.500 metros. Este Grupo foi atribuído ao Devoniano Inferior com base em braquiópodes encontrados no topo da Formação Lolén (Harrington, 1980). Contudo, a descoberta de Skolithos e novos traços fósseis na Formação Napostá, na base do Grupo, sugerem uma idade ordoviciano a siluriana (Buggisch, 1987). O Grupo Pillahuincó constitui o topo da sucessão sedimentar e possui uma espessura de 2.800 metros. A seqüência se inicia no Carbonífero Superior-Permiano Inferior com diamictitos associados com as glaciações do Gondwana, seguidos de arenitos e pelitos marinhos pós-glaciais, com ocorrência de níveis tufáceos próximo ao topo. (Harrington, 1980).

O intervalo de tempo transcorrido desde a sedimentação da Formação La Lola (Ordoviciano?) até o final do registro aflorante do Grupo Pillahuincó, nos níveis da Formação Tunas (base do Triássico), se encontra representado por unidades que, de oeste para leste, vão diminuindo progressivamente de idade e que, em conjunto definem uma espessura média de 5.500 metros. Aspectos importantes na formação dessa bacia correspondem à discordância e transgressão correspondente ao Grupo Ventana e ao grande hiato temporal e polêmica relação de “pseudoconcordância?” ou “discordância tectônica?” que separa o Grupo Ventana do sobrejacente Grupo Pillahuincó. Alguns autores separam duas bacias, a bacia ordoviciano-devoniana (Bacia da Ventana) da bacia carbonífera-permiana (Bacia Claromecó), cuja história culmina com os depósitos sin-orogênicos da Formação Tunas (Sellés-Martínez, 2001). O quadro 1 representa a coluna estratigráfica da Sierra de la Ventana.

Não ocorrem rochas magmáticas intercaladas no registro sedimentar, com exceção dos tufos da Formação *Tunas*, que representam o topo da sucessão sedimentar da bacia Paleozóica da qual formavam parte os afloramentos de la Ventana.

4.2.1. Grupo Curamalal

O Grupo Curamalal (Harrington 1947, 1972) corresponde ao primeiro evento deposicional da bacia Paleozóica Ventana. É composto por depósitos clásticos (conglomerados, arenitos e em menor volume pelitos), cuja espessura supera os 1.000 metros. Está disposto em discordância sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-cambriano (Varela & Cingolani, 1976). Segundo Harrington (1947, 1972) se reconhecem neste grupo quatro unidades litoestratigráficas, que denominou (da base para o topo) como Formações La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo, que apresentam em geral uma disposição granodecrescente.

A Formação La Lola alcança uma espessura de 100 metros e está disposta em não-concordância sobre granitos e riolitos do embasamento pré-Cambriano (Harrington, 1980) (Fig. 14).

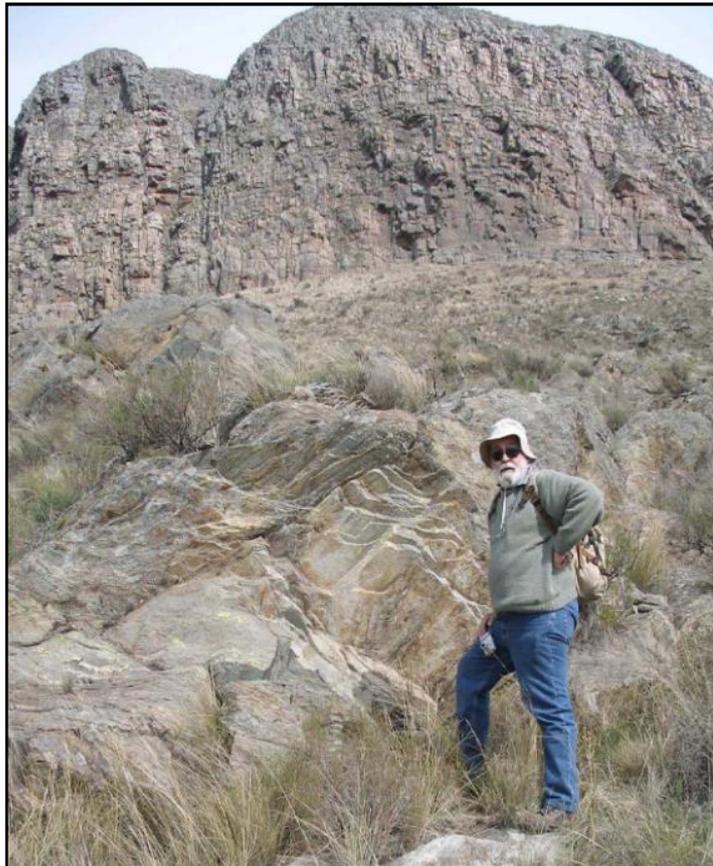


Figura 14. Vista geral da Fm. La Lola na parte superior (base do Sistema Ventana). Na parte basal, granitos miloníticos do embasamento.

Do ponto de vista litológico esta formação é constituída majoritariamente por ortoconglomerados oligomíticos (e em menor proporção polimíticos), que vão

diminuindo da base para o topo, sendo substituídos por arenitos grossos a médios. Na figura 15 observa-se a estratificação plano-paralela e a granocrescência dos conglomerados da Formação La Lola.

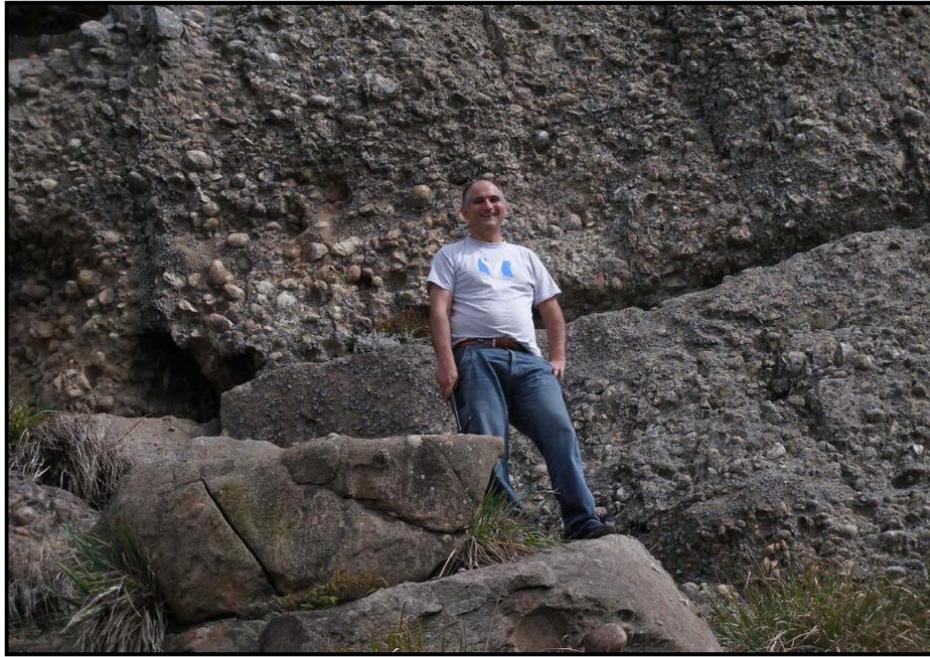


Figura 15. Detalhe do conglomerado polimítico da Formação La Lola.

A Formação La Mascota se dispõe sobre a Formação La Lola em contato transicional, ou quando este não ocorre, se apóia diretamente sobre granitos pré-cambrianos (Harrington, 1972). É formada quase que exclusivamente por metaquartzo-arenitos maciços, com geometria tabular, granulometria variando de fina a grossa. Essa unidade alcança 200 metros de espessura (Harrington, 1947, 1972).

A Formação Trocadero apresenta uma composição litológica semelhante a que ocorre na Formação La Mascota, sendo formada por metaconglomerados (Fig. 16) e majoritariamente por quartzitos e metaquartzo-arenitos, de granulometria fina a média, com grãos bem arredondados e cimento silicoso e parcialmente ferruginoso. A espessura total chega a 750 metros (Limarino *et al.*, 1999).

Os quartzitos apresentam estrutura xistosa à foliada caracterizada pela orientação de muscovita e por estiramento de porfiroclastos de quartzo. A principal textura é blastopsamítica caracterizada pela presença de 50 a 70 % de porfiroclastos de grãos de quartzo de tamanho areia média, envoltos em uma matriz fina rica em quartzo com ocorrência restrita de muscovita e raros minerais opacos. O grau de

seleção é elevado, com os porfiroclastos apresentando pouca variação de tamanho. Os porfiroclastos de quartzo possuem formas subarredondadas a subangulosas, arredondamento médio e estão deformados e levemente estirados. A matriz está totalmente recristalizada gerando um arranjo granoblástico equigranular poligonal médio (Fig. 17).



Figura 16. Conglomerado deformado da Formação Trocadero.

Na Formação Hinojo ocorre uma alternância entre quartzitos e filitos pelíticos que alcançam espessura de 150 metros (Limarino *et al.*, 1999). O ambiente de deposição do Grupo Curamalal foi interpretado por Harrington (1972, 1980) como marinho. Andreis & López Gamundi (1985) e Andreis *et al.* (1989) também classificaram o ambiente deposicional como marinho, plataformar, com ocasionais depósitos associados à tormentas (tempestitos). O grupo é interpretado tradicionalmente como de origem plataformar, mas recentemente foi reinterpretado por Zavala *et al.* (2000), ao menos nos níveis basais, como de origem deltaica.

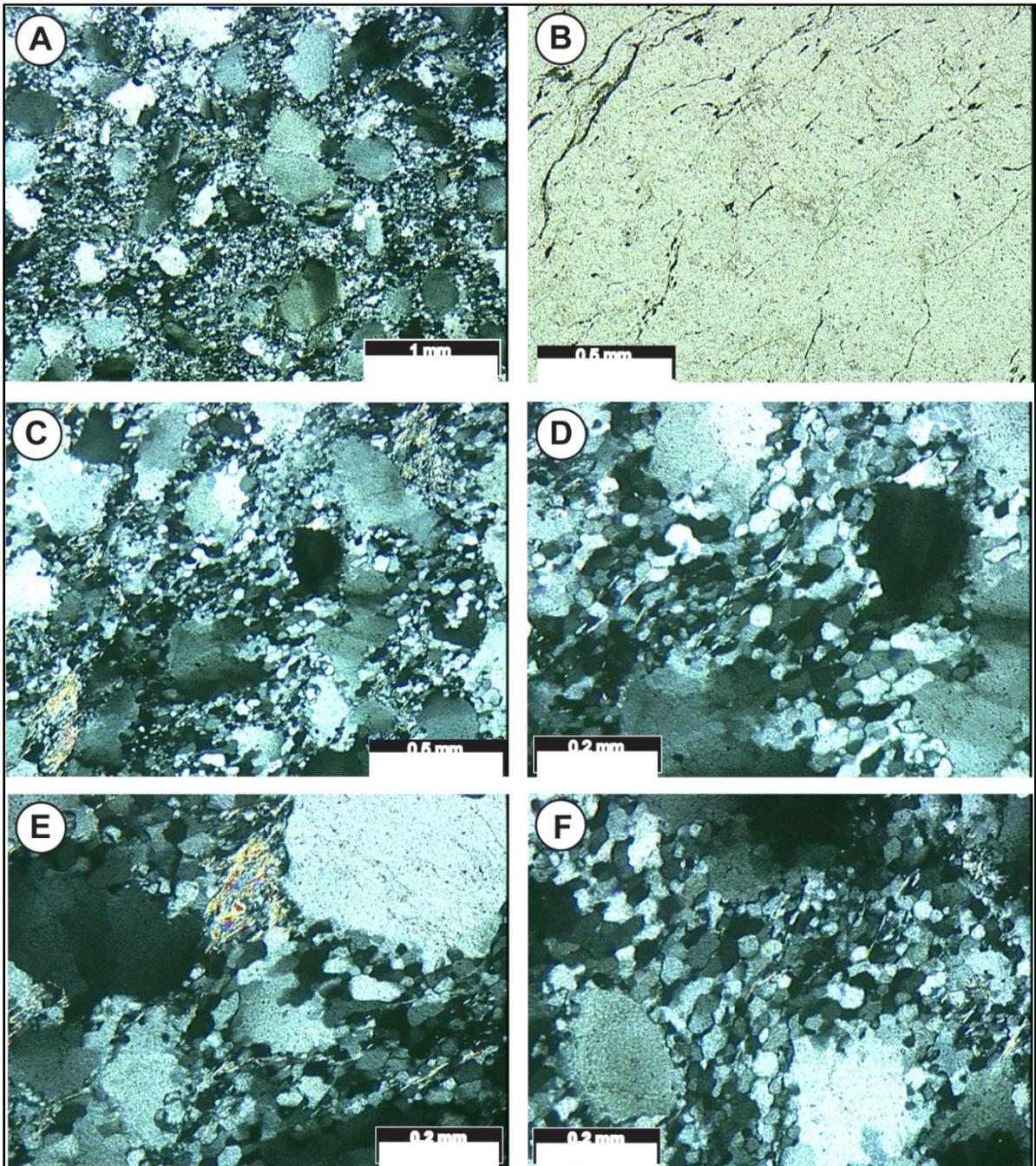


Figura 17. Principais feições petrográficas dos quartzitos da Formação Trocadero. (A) Textura blastopsamítica caracterizada pela presença de 50 a 70 % de porfiroclastos de grãos de quartzo de tamanho areia média, (B) Detalhe em luz natural da foliação metamórfica marcada pela orientação de muscovita, (C) Detalhe da relação entre porfiroclastos e matriz recristalizada, (D) Textura granoblástica equigranular poligonal fina da matriz, (E) Cauda de deformação com crescimento de muscovita em porfiroclasto de quartzo (porção superior direita da imagem) e (F) Detalhe da textura granoblástica equigranular poligonal fina da matriz.

4.2.2. Grupo Ventana

De acordo com a divisão estratigráfica proposta por Harrington (1972), o Grupo Ventana foi dividido em quatro formações (da base para o topo): Bravard, Napostá, Providencia e Lolén.

A Formação Bravard (Fig. 18) alcança espessura de 250 metros e é formada por metaconglomerados e metarenitos, principalmente metaquartzo-arenitos até metarcóseos, predominantemente de granulometria média a grossa. As relações de campo entre o Grupo Curamalal e a Formação Bravard não são evidentes (Limarino *et al.*, 1999). Porém, uma análise regional da Formação Hinojo (topo do Grupo Curamalal) e da Formação Bravard (base do Grupo Ventana) permitiu Harrington (1947, 1972) sugerir a existência de uma discordância regional com base em mudanças litológicas e composicionais, estando a Formação Bravard cobrindo transgressivamente o Grupo Curamalal.



Figura 18. Vista geral da Formação Bravard.

Os quartzitos apresentam estrutura xistosa à milonítica caracterizada pela orientação de muscovita e pelo estiramento dos porfiroclastos de quartzo. A principal textura é blastopsamítica caracterizada pela presença de 85 a 90 % de porfiroclastos de grãos de quartzo de tamanho areia média, envoltos por uma matriz fina rica em quartzo com ocorrência restrita de muscovita. O grau de seleção é médio, com porfiroclastos de tamanho areia fina a média. Os porfiroclastos de quartzo possuem

formas subarredondadas a subangulosas, arredondamento médio e estão em geral pouco deformados. Nas zonas de alta deformação estão estirados, apresentando forte extinção ondulante e localmente recristalizados ao longo dos limites de subgrãos. O volume da matriz é baixo (< 5 %) e está totalmente recristalizada gerando um arranjo granoblástico equigranular poligonal fino a médio no quartzo e textura lepidoblástica fina nas muscovitas. (Fig. 19).

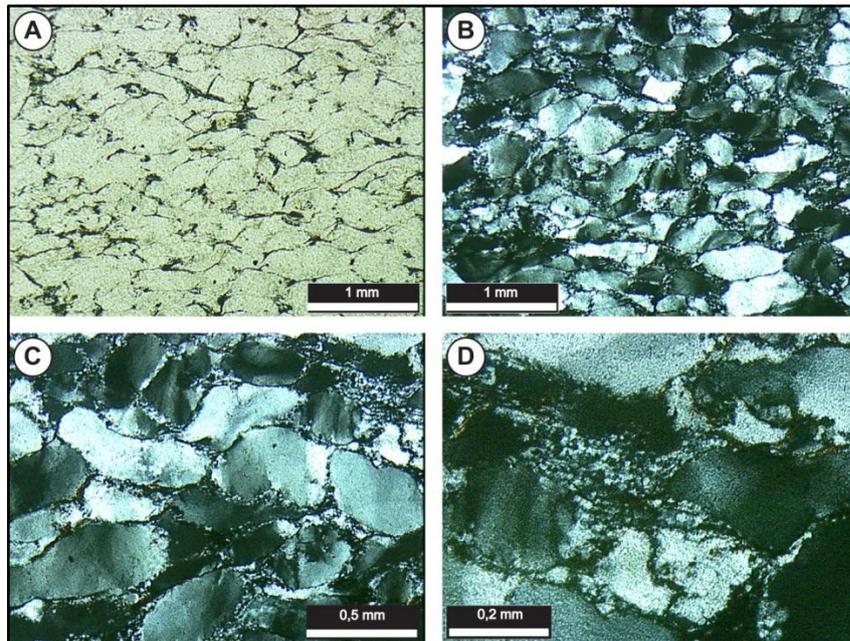


Figura 19. Principais feições petrográficas dos quartzitos da Formação Bravard. (A) Textura blastopsamítica caracterizada por 80 a 85 % de porfiroclastos de grãos de quartzo deformados de tamanho areia fina a média, destacando a foliação metamórfica marcada pela orientação de micas, (B) Mesma seção em luz polarizada, (C) Detalhe dos porfiroclastos de quartzo estirados e sua relação com a matriz recristalizada, (D) Detalhe da textura granoblástica equigranular poligonal muito fina da matriz.

A Formação *Napostá* é quase que exclusivamente arenosa, composta principalmente por metaquartzo-arenitos (Fig 20). Os metarenitos possuem estrutura maciça a pouco foliada, definida pela orientação de muscovita. Estão caracterizados por alto percentual de porfiroclastos de grãos de quartzo, com baixo conteúdo de matriz (entre 5 e 10 %). O grau de seleção é baixo ocorrendo porfiroclastos de tamanhos areia fina a grossa. Os clastos possuem formas subangulosas a subarredondadas com esfericidade média a baixa (Fig. 21). Em áreas pouco deformadas ainda observa-se a presença de cimento silicoso dominante. No geral a matriz apresenta-se recristalizada constituindo uma textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média. Ocorrem níveis bioturbados nos

metaquartzo-arenitos relacionados à *Skolithos* e aos gêneros *Daedalus*, *Corophioide* e *Diplocraterion* (Limarino *et al.*, 1999 *apud* Dimieri & Japas, 1986). Harrington (1947, 1972) sugere uma espessura de aproximadamente 400 metros para esta formação.



Figura 20. Unidades deformadas da Formação Napostá.

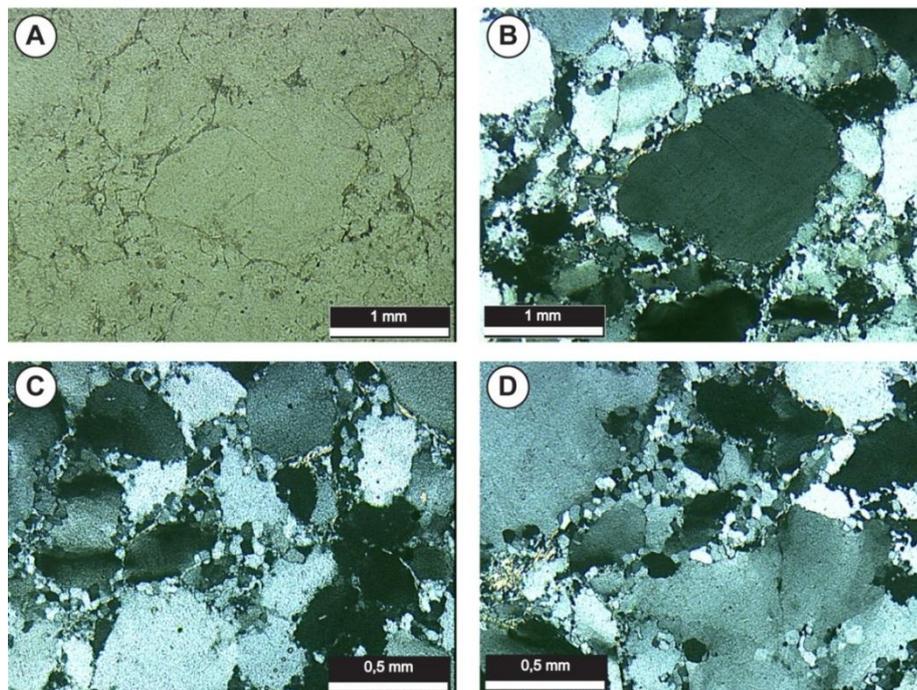


Figura 21. Principais feições petrográficas dos quartzitos da Formação Napostá. (A) Textura blastopsamítica caracterizada pela presença de 70 a 80 % de porfiroclastos de quartzo de tamanho areia média a grossa com formas subangulosas, (B) Mesma seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe da relação entre porfiroclastos e matriz recristalizada, (D) Textura granoblástica equigranular poligonal fina da matriz.

O aparecimento de lutitos na Formação *Providencia* é a principal diferença entre esta e a formação anterior, apesar de os arenitos continuarem sendo as

rochas dominantes. As rochas são maciças e esporadicamente apresentam estratificação horizontal ou cruzada de baixo ângulo.

Por último a Formação *Lolén*, com espessura aproximada de 600 metros, mostra maior diversidade litológica (Harrington, 1947, 1972). Ocorrem metaquartzarenitos e metarcóseos com geometria tabular e estratificação cruzada planar. Subordinadamente ocorrem metaconglomerados compostos por litoclastos de rochas ígneas e metapelitos. (Limarino *et al.*, 1999). Os metarenitos possuem estrutura foliada marcada pela orientação de agregados de muscovita e clorita. A principal textura é blastopsamítica caracterizada pela presença de 70 a 85 % de porfiroclastos de quartzo, subordinadamente feldspatos e muscovita imersos em uma matriz composta por quartzo tamanho areia fina a silte, muscovita e clorita. Os porfiroclastos possuem forma angulosa a subangulosa, grau de seleção médio e baixa esfericidade. A matriz é dominada por agregados de muscovita e clorita constituindo textura lepidoblástica fina a média. Subordinadamente a matriz também apresenta quartzo com arranjo granoblástico equigranular fino (Fig. 22).

De acordo com Harrington (1972), a metade inferior da Formação *Lolén* mostra pelo menos três níveis de arenitosossilíferos, que preservaram moldes dos braquiópodos *Cryptonella P. cf Baini* e *Schellvienela*, atribuindo estas espécies ao Devoniano inferior.

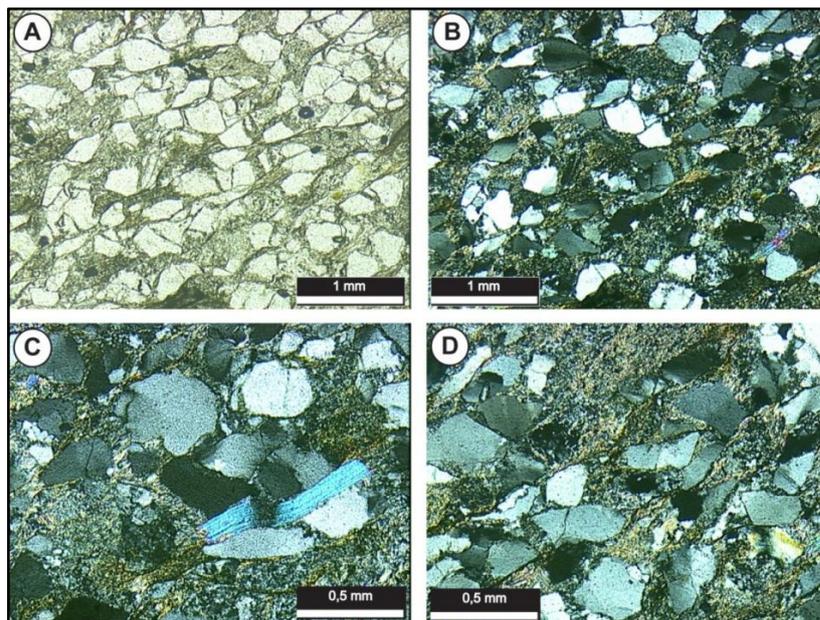


Figura 22. Principais feições petrográficas dos quartzitos e metarenitos da Formação *Lolén*. (A) Estrutura foliada marcada pela orientação de agregados de muscovita e clorita. A principal textura é blastopsamítica caracterizada pela presença de 70 a 85 % de porfiroclastos de quartzo com formas angulosas, (B) Mesma seção anterior em

luz polarizada, (C) Detalhe de porfiroclastos de quartzo e muscovita imersos em uma matriz composta por quartzo tamanho areia fina a silte, e (D) Detalhe da textura lepidoblástica das muscovitas da matriz.

4.2.3. Grupo Pillahuincó

A amostra datada neste trabalho pertence a Formação Tunas (Grupo Pillahuincó), que representa o topo da pilha sedimentar do Sistema Ventana (Fig. 23). Este grupo foi escolhido principalmente pelo fato de conter a Formação *Tunas*, que é formada por arenitos e lutitos com a ocorrência de tufos ácidos intercalados. Os tufos são peça-chave no trabalho, pois estão relacionados a uma das premissas assumidas: a de que os zircões presentes nas camadas tufáceas foram gerados durante o evento tectono-termal que gerou essas rochas, e marcam a idade do vulcanismo, que é concomitante à sedimentação.

O Grupo Pillahuincó foi dividido por Harrington (1972) em quatro formações, que da base para o topo, são: Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete e Tunas (Fig. 23). As três primeiras compartilham uma proveniência cratônica comum, derivada do Maciço de Tandilia situado a nordeste, e uma evolução sedimentar glacio-marinha (Formação Sauce Grande) seguida por uma transgressão representada por sedimentação plataformal aberta (Formações Piedra Azul e Bonete). Já para a Formação Tunas se inferem diferentes áreas de proveniência, evidenciadas por paleocorrentes dominante de SW e modas detríticas caracterizadas por porcentagens moderadas a baixas de quartzo e abundantes fragmentos líticos de origem vulcânica e metamórfica.

Segundo Andreis *et al.* (1987), a Formação Sauce Grande é composta por diamictitos (74%), arenitos (24%) e pelitos (2%). O contato desta formação com a Formação Lolén foi considerado como sendo pseudoconcordante por Harrington (1947, 1970). Outros autores (Limarino *et al.*, 1999 e Massabie & Rossello, 1984) descreveram o contato como uma discordância regional angular.

Estudos sedimentológicos interpretam a maior parte dos diamictitos da Formação Sauce Grande como sendo de origem marinha, provavelmente *rain-out tills*, com variável participação de fluxos sedimentares gravitacionais (Coates, 1969; Harrington, 1980 e Andreis, 1984 *apud* Limarino *et al.*, 1999).

O conteúdo paleontológico da Formação Sauce Grande é escasso e se limita a restos de bivalves mal conservados (*Astartella Pusila*) (Harrington 1947, 1972). Archangelsky *et al.* (1987) *apud* Limarino *et al.* (1999) descrevem a ocorrência de esporos na seção diamictítica, que sugere uma idade Carbonífera superior a Permiana inferior para esta formação.

Apoiada em contato transicional concordante sobre a Formação Sauce Grande se encontra a Formação Piedra Azul, que possui uma espessura aproximada de 300 metros. Formada predominantemente por pelitos (tanto maciços como laminados) e escassos arenitos finos (Harrington, 1947).

Segundo López Gamundi (1989) e Andreis & Japas (1991), a Formação Piedra Azul se depositou em ambiente marinho, posterior às condições glaciais. A sedimentação teria ocorrido dentro de um contexto transgressivo, resultado do ajuste isostático pós-glacial, que favoreceu a acumulação de sedimentos finos.

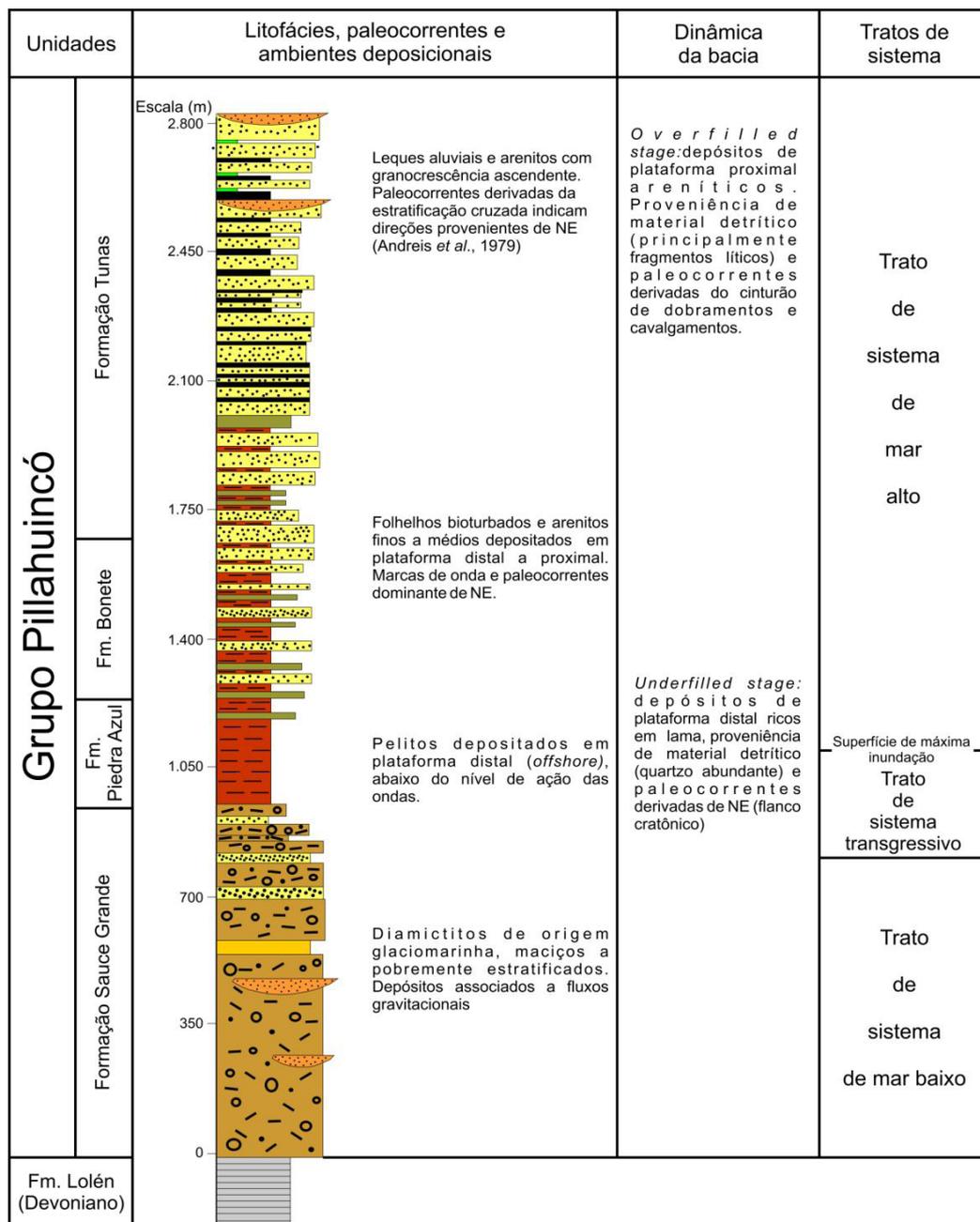


Figura 23. Coluna estratigráfica do Grupo Pillahuincó. Modificado de López-Gamundi *et al.* (1995).

A Formação Bonete se assenta em concordância sobre a Formação Piedra Azul e é composta por arenitos e pelitos em proporções aproximadamente equivalentes. Possui uma espessura aproximada de 400 metros em sua seção-tipo (Harrington, 1980). Os arenitos são quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e subarcosianos, de granulometria fina a muito fina, geralmente laminados. Os clastos são de tamanho areia fina, predominantemente de quartzo, mas com porção subordinada de plagioclásio e muscovita nos termos arcoseanos. Os clastos em geral estão suportados pela matriz e o grau de compactação é baixo. Os clastos possuem formas angulosas, baixa esfericidade e médio grau de seleção. O percentual de matriz é elevado, entre 10 e 20%, sendo a mesma composta por muscovita, clorita e quartzo (Fig. 24) Nestas rochas ocorrem abundantes restos de invertebrados marinhos associados à Fauna de *Eurydesma* (Harrington, 1955). Os pelitos são caracterizados por ocorrerem em corpos de geometria tabular, tanto maciços como laminados. (Harrington, 1947). O desenvolvimento de fácies deltaicas, especialmente em direção ao topo da formação foi relatado por Andreis *et al.* (1989); Andreis & Japas (1991).

A idade da Formação Bonete pode ser estabelecida pelo seu conteúdo paleontológico. A ocorrência de elementos correspondentes à Fauna de *Eurydesma* (de ampla distribuição no supercontinente Gondwana) indica uma idade pertencente ao Permiano inferior (Sakmariana) para a formação (González, 1981; Archangelsky *et al.*, 1991b *apud* Limarino *et al.*, 1999).

A Formação Tunas consiste de arenitos com pelitos subordinados e em muito menor proporção tufos (Fig. 25). Japas (1986) calculou uma espessura de cerca de 1000 metros para esta formação. Os arenitos possuem granulometria fina a média, e apresentam-se como bancos maciços com laminação horizontal e sets entrecruzados. Os pelitos constituem estratos de pequeno porte, tabulares, maciços ou laminados. Possuem restos vegetais compostos principalmente de glossopteridales e algumas licosidas, juntos a escassos restos de invertebrados marinhos em deficiente estado de preservação (Harrington, 1947).

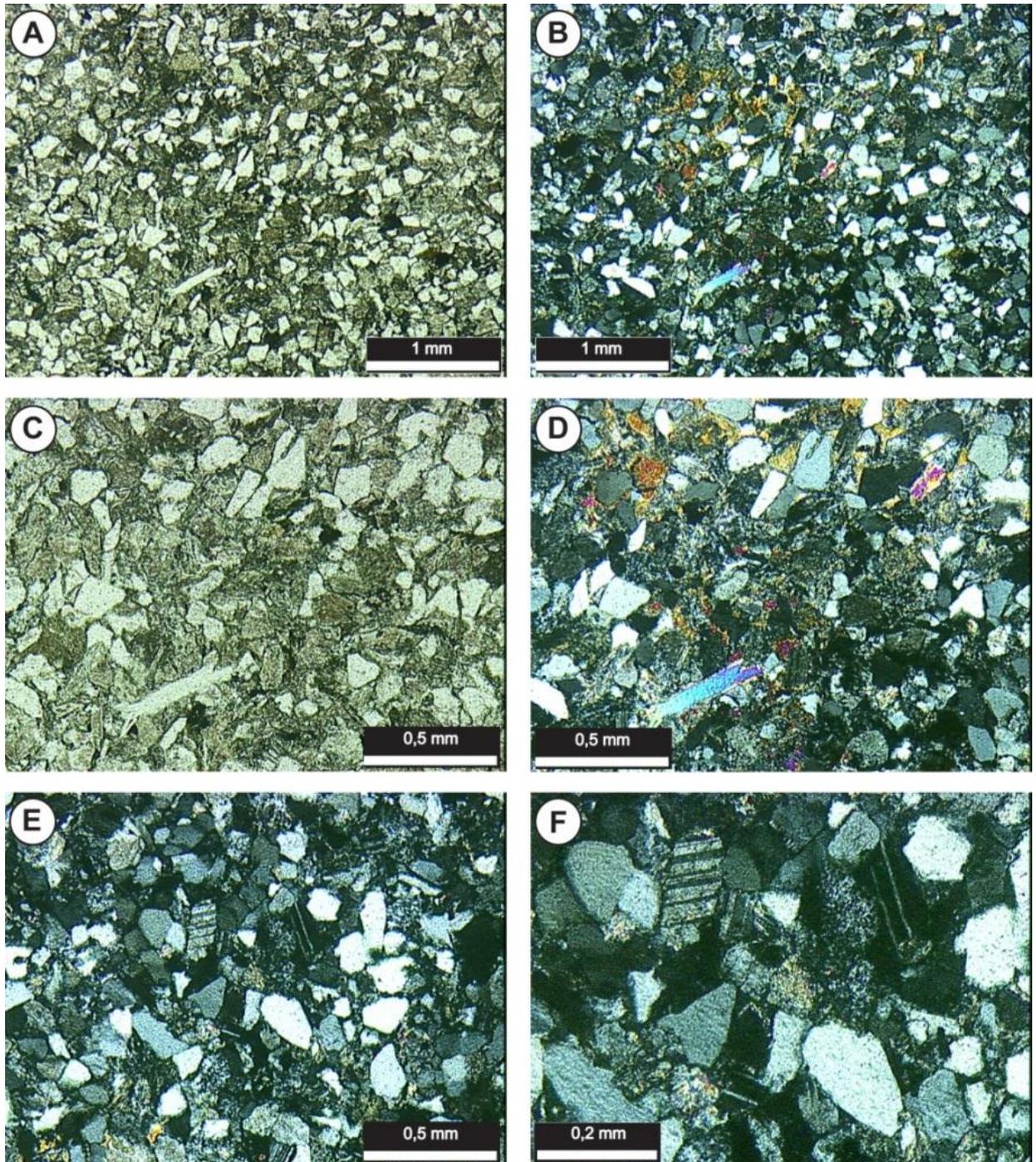


Figura 24. Principais feições petrográficas dos arenitos da Formação Bonete. (A) Arenito arcoseano com estrutura maciça e textura psamítica caracterizada por grãos angulosos de quartzo e plagioclásio sustentados por uma matriz fina rica em quartzo e micas, luz natural (B) Mesma seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe dos clastos angulosos de quartzo (branco) e de feldspatos alterados (aspecto sujo), luz natural, (D) Mesma seção anterior em luz polarizada, (E) Clastos de quartzo e plagioclásio com formas angulosas, baixa esfericidade e médio grau de seleção e (F) Detalhe da seção anterior.

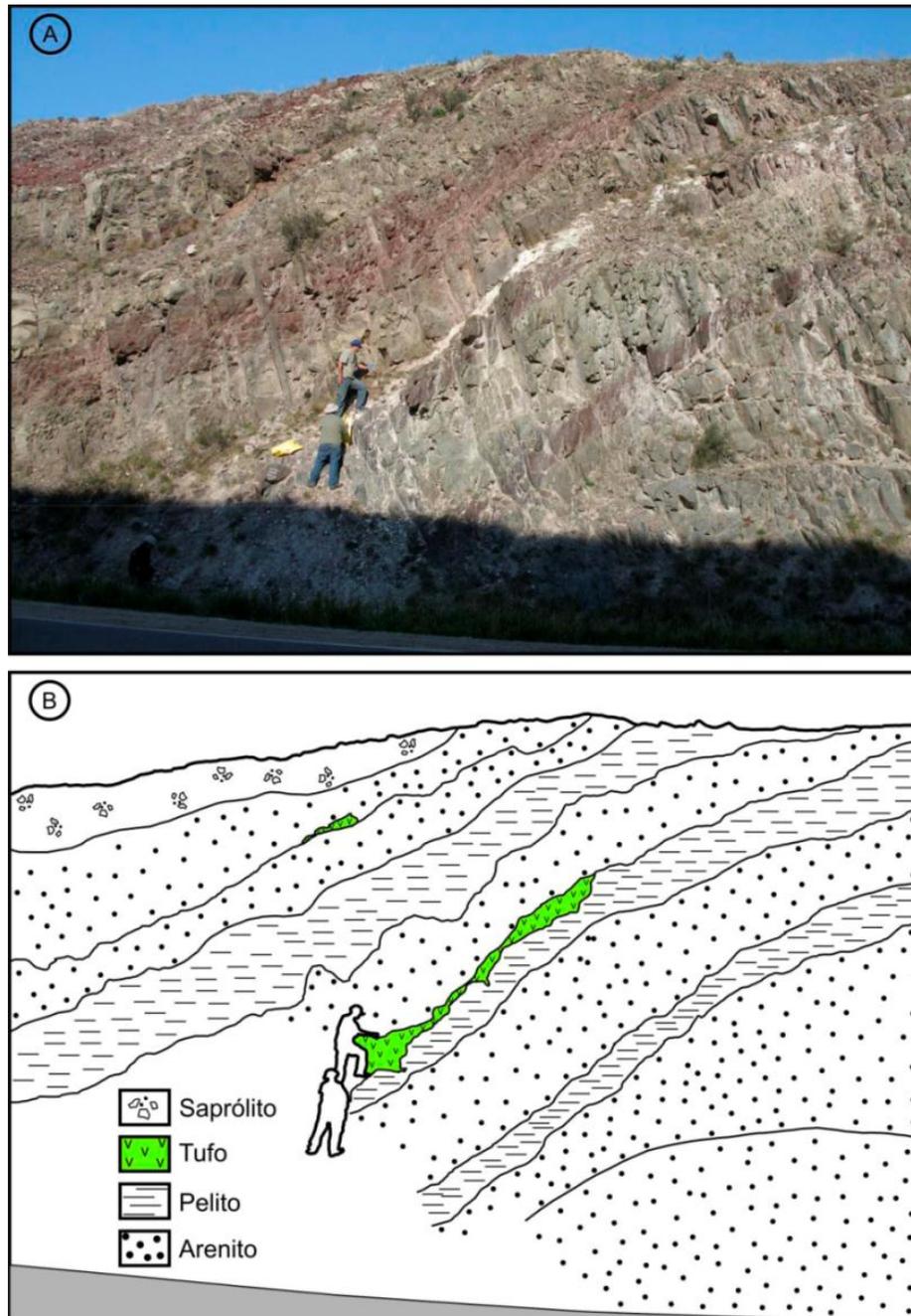


Figura 25. (A) Afloramento da Formação Tunas destacando na porção central da imagem o nível de tufo ácido de cor branca e (B) fotointerpretação do afloramento.

Em lâmina delgada os arenitos desta formação apresentaram feições petrográficas totalmente distintas das demais formações sotopostas. Os arenitos são arenitos arcoseanos e subarcosianos, possuem estrutura maciça, granulometria fina, geralmente contendo significativo percentual de litoclastos. O grau de seleção é baixo ocorrendo clastos de tamanho areia fina a grossa, predominantemente de quartzo e plagioclásio, envolvidos por uma matriz rica composta por quartzo, muscovita e clorita de tamanho areia fina a silte. Os clastos de quartzo e plagioclásio possuem formas

angulosas, baixa esfericidade e baixo grau de seleção. Os clastos em geral estão suportados pela matriz e o grau de compactação é baixo. Foram identificados litoclastos de quartzitos finos, metaquartzo-arenitos miloníticos, metapelitos e calcáreos. Os litoclastos possuem formas alongadas com limites angulosos e baixa esfericidade e dimensões milimétricas. O percentual de matriz é relativamente elevado, entre 10 e 15%, sendo a mesma composta por muscovita, clorita e quartzo (Fig. 26).

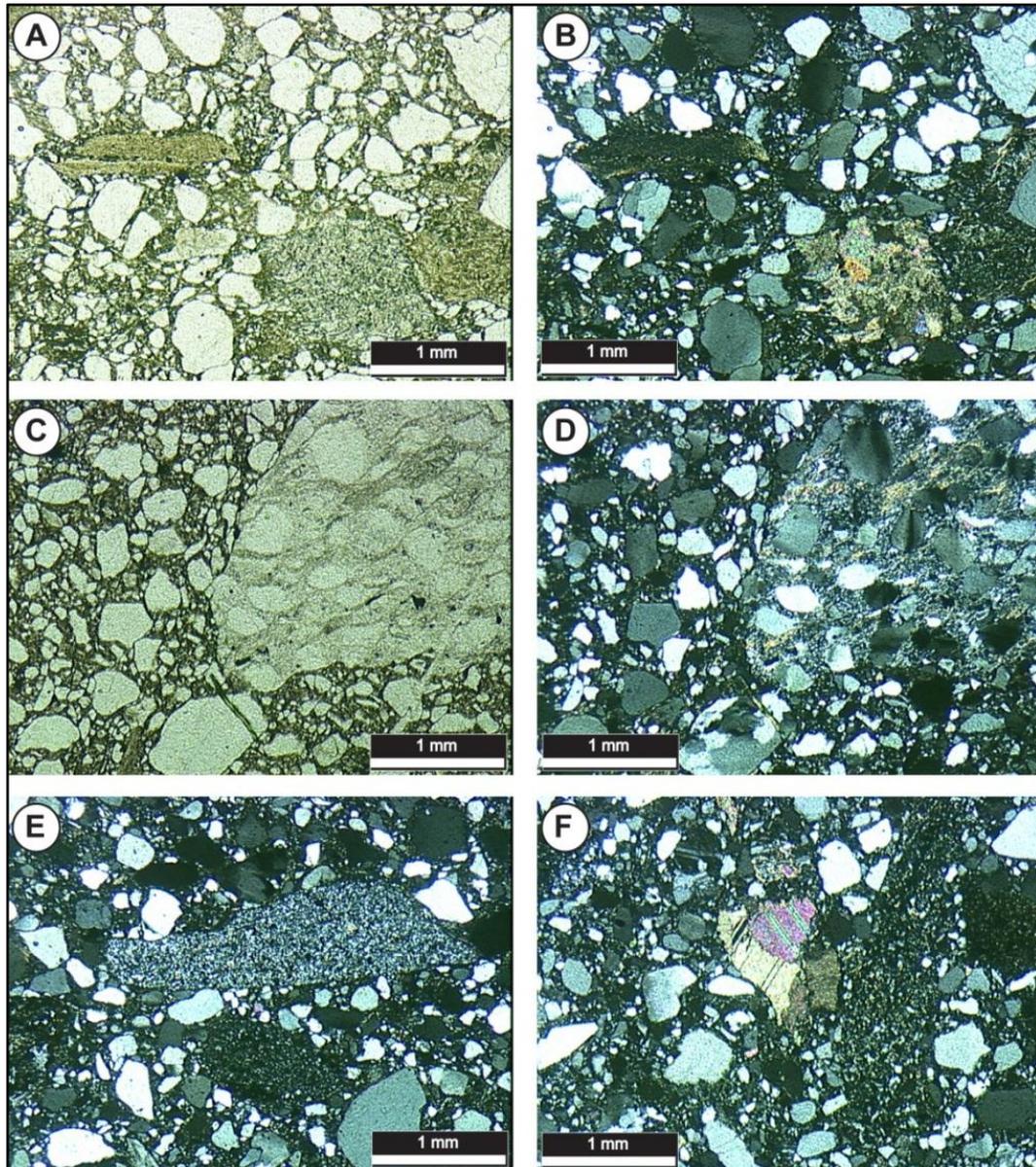


Figura 26. Principais feições petrográficas dos arenitos da Formação Tunas. (A) Arenito sublítico com estrutura maciça e textura psamítica caracterizada por grãos angulosos de quartzo sustentados por uma matriz fina rica em quartzo e micas, destacando litoclastos de metarenitos finos e calcáreos, luz natural (B) Mesma seção anterior em luz polarizada, (C) Detalhe de clasto de metaquartzo-arenito com textura protomilonítica, luz natural, (D) Mesma seção anterior em luz polarizada, (E) Detalhe de arenito com clastos angulosos de quartzitos finos e (F) Detalhe de arenito com clastos angulosos de quartzitos finos e calcáreo, luz polarizada.

É importante ressaltar que nos níveis mais elevados da seqüência, a Formação Tunas, apesar de apresentar em sua base uma mudança gradual desde a Formação Bonete, é uma unidade notavelmente diferente das outras que compõem o Grupo Pillahuincó. As principais modificações estão associadas às diferentes litologias da área-fonte, caracterizadas pela existência de atividade vulcânica explosiva em algum lugar da margem gondwânica, além de evidências de deformação sin-sedimentar (Japas, 1986).

5. PROBLEMA

5.1. Idade de deposição

O preciso posicionamento do Sistema Ventana na coluna do tempo geológico é balizado levando-se em conta os escassos registros fossilíferos aflorantes na região e dados radiométricos de zircões detríticos e vulcânicos presentes em rochas de origem sedimentar e tufáceas, respectivamente.

Análises de isótopos de U-Pb e Nd, associadas a dados geoquímicos do embasamento do Sistema Ventana obtidos por Rapela *et al.* (2003), indicam que a história deposicional da bacia se inicia após magmatismo Cambriano associado à rifteamento de crosta Neoproterozóica, com idade de 600 Ma. O episódio Cambriano inicia com a intrusão de granitos do tipo A e I, com idades de 531 ± 4 Ma e 524 ± 5 Ma, respectivamente. De acordo com esses dados, a máxima idade deposicional para o primeiro episódio deposicional do SV, a Formação La Lola, seria de aproximadamente 531 Ma.

Os quartzitos da Formação Napostá apresentam níveis bioturbados associados à *Skolithos* e aos gêneros *Daedalus*, *Corophioides* e *Diplocraterion*, assinalando idade ordoviciana para as rochas portadoras desses icnofósseis (Dimieri & Japas, 1986, e Buggisch, 1986, 1987).

De acordo com Harrington (1972), a porção inferior da Formação Lolén possui ao menos três níveis de arenitos fossilíferos, com moldes de braquiópodes pertencentes às espécies *Cryptonella* sp. *cf baini* e *Schellwienella* sp., cujas idades são atribuídas ao Devoniano inferior.

Os primeiros dados radiométricos da seqüência sedimentar, aplicados em zircões detríticos das formações Providencia e Lolén foram publicados por Uriz *et al.*

(2011). As análises indicaram que as máximas idades deposicionais para tais formações são 476 e 387 Ma, respectivamente.

O conteúdo paleontológico da Formação Sauce Grande é escasso e se limita a ocorrência de restos de bivalves mal conservados (*Astartella pusilla*) (Harrington, 1947, 1972). Porém, foram descritos esporos na seção diamictítica do poço conhecido como *Puelche*, sugerindo idade entre o Carbonífero superior e o Permiano inferior (Archangelsky *et al.*, 1987).

Na Formação Bonete ocorre a Fauna de Eurydesma (de ampla distribuição no Gondwana), indicando idade permiana inferior (Archangelsky *et al.*, 1991b). Restos vegetais encontrados nos horizontes pelíticos pertencentes à Flora de *Glossopteris* também associam essa formação ao Permiano inferior (Archangelsky y Cúneo, 1984).

A idade do Grupo Pillahuincó é baseada na presença da Fauna de *Eurydesma* (Harrington, 1955) e a partir da idade de 274 ± 10 Ma (U-Pb em zircão), obtida em horizonte tufáceo que aflora na porção superior da sequência (Tohver *et al.*, 2007).

Neste trabalho são apresentados dados U-Pb de zircões vulcânicos presentes nos horizontes tufáceos que ocorrem intercalados com arenitos e pelitos da Formação Tunas (Grupo Pillahuincó), levando-se em conta que os zircões que ocorrem nestas camadas foram gerados durante o evento termotectônico que formou essas rochas vulcânicas, e, se foram gerados nesse evento, registram a idade do vulcanismo, que é concomitante à sedimentação.

A correlação geoquímica e geocronológica dos horizontes tufáceos que ocorrem nas diferentes bacias da margem sudoeste do Gondwana consiste em uma ferramenta robusta para tentar entender os processos vulcânicos que estiveram ativos ao longo da margem proto-Pacífica.

5.2. Proveniência

A proveniência sedimentar do Sistema Ventana foi pesquisada focando as direções de paleocorrentes por Coates (1969), Andreis *et al.* (1979, 1989) e Conaghan *in* López-Gamundí *et al.* (1994), indicando que: (a) os grupos Curamalal e Ventana possuem proveniência típica a partir de nordeste; (b) dados de paleocorrentes dos diamictitos da Formação Sauce Grande são controversos. Marcas de ondas possuem direções médias entre ENE-WSW e ESE-WNW. Canais

conglomeráticos incisos nos diamictitos mostram orientação E-W; (c) a Formação Bonete mostra forte padrão bimodal de paleocorrentes, sugerindo ambiente marinho, tendo a paleo linha de costa direção NW-SE e (d) a Formação Tunas apresenta importante mudança na direção de transporte da bacia, com paleocorrentes de SW para NE.

Embora os dados de paleocorrente apresentem certa dispersão, a sucessão Sauce Grande-Piedra Azul-Bonete possui proveniência principal de nordeste, evidenciada pelas similaridades composicionais entre as frações cascalho e areia tanto das formações supracitadas quanto do Maciço de Tandilia (López-Gamundí *et al.*, 1995).

Uriz *et al.* (2011) realizaram os primeiros estudos isotópicos em zircões detríticos das formações Providencia e Lolén. Para a primeira foram registradas principalmente fontes do Neoproterozóico-Cambriano, com modas secundárias do Cambriano médio ao Siluriano e mesoproterozóicas. Dados de Lu-Hf indicaram importante retrabalhamento de crosta mesoproterozóica, e mais de 30% dos zircões analisados tendo cristalizado em arco magmático juvenil. A Formação Lolén mostra principalmente zircões de idades famatinianas e mesoproterozóicas, com picos secundários de zircões paleo- e neoproterozóicos, indicando importante mudança na história deposicional durante o Devoniano médio-superior. A contribuição de fontes Arqueanas e Paleoproterozóicas é pequena, significando que os crátons Rio de la Plata e Kaapval não foram fonte significativa no *input* de sedimentos durante o intervalo Siluriano-Devoniano. Os padrões de idades dos zircões sugerem fontes gondwânicas e de terrenos acrescidos durante os ciclos Brasileiro e Famatiniano.

Apesar do baixo grau metamórfico, mas devido ao alto grau de recristalização e deformação das rochas dos grupos Curamalal e Ventana, optou-se aqui pela realização de análises de geoquímica de rocha-total para o estudo da proveniência de tais rochas, e não o tradicional método Gazzi-Dickinson.

Para as rochas do Grupo Pillahuincó, foram realizadas tanto análises geoquímicas quanto petrográficas, através do método de contagem modal Gazzi-Dickinson.

5.3. Hipóteses

As hipóteses consideradas no presente trabalho são: (i) de que o Sistema Ventana teve sua história deposicional desenvolvida após o intervalo de 531-524 Ma até o período Permiano, de acordo com os dados geocronológicos e paleontológicos disponíveis; (ii) de que as rochas dos grupos Curamalal e Ventana e das formações Sauce Grande-Piedra Azul e Bonete tenham sido providas principalmente de sedimentos da região cratônica (Gondwana); (iii) de que a Formação Tunas recebeu aporte sedimentar proveniente da região orogênica (Gondwanides) e da faixa dobrada Sierra de la Ventana; e (iv) de que os tufos da Formação Tunas foram originados a partir de vulcanismo explosivo na margem sudoeste do Gondwana.

Para testar as hipóteses, foram propostas as seguintes técnicas:

- Análise bibliográfica;
- Integração e análise de imagens de satélite em ambiente georreferenciado (SIG);
- Trabalho de campo;
- Petrografia;
- Método Gazzi-Dinckinson de contagem de pontos para as rochas do Grupo Pillahuincó;
- Geoquímica de rocha-total das rochas de origem sedimentar e tufáceas;
- Análise U/Pb em zircões de rochas tufáceas;

Neste trabalho assumem-se premissas diretamente relacionadas às técnicas aplicadas em geocronologia, sedimentologia, petrologia e tectônica. São elas:

- Os zircões presentes nas camadas tufáceas foram gerados durante o evento tectono-termal que gerou essas rochas, e marcam a idade do vulcanismo, que é concomitante à sedimentação em que se encontra associado;
- Podem existir, nas camadas de tufos, zircões herdados das rochas encaixantes e do protólito, assim como zircões detríticos que foram incorporados aos tufos pela dinâmica da sedimentação;
- A idade mais jovem obtida em zircões vulcânicos de tufos é representativa da idade máxima de sedimentação daquele tufo;

- Devido aos processos diagenéticos, metamórficos, deformacionais e intempéricos que afetaram as rochas dos Grupos Curamalal e Ventana, é de se esperar que suas composições químicas originais foram parcialmente modificadas.

6. METODOLOGIAS

6.1. Análise bibliográfica

A análise bibliográfica consistiu na revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizados anteriormente na área estudada, com o objetivo de obter embasamento teórico sobre conceitos, metodologias, técnicas e geologia da área de estudos.

6.2. Integração e análise de imagens de satélite em ambiente georreferenciado (SIG)

A interpretação das imagens de satélite teve como objetivo identificar as macroformas do relevo, os principais lineamentos do Sistema Ventana e as possíveis áreas aflorantes a serem visitadas. Esta etapa foi realizada no programa computacional ENVI 4, onde as imagens foram interpretadas em composição falsa-cor (RGB 742). As imagens de satélite utilizadas são do sensor Landsat 7 e foram obtidas no sítio eletrônico da University of Maryland Institute for Advanced Computer Studies, entre os dias 05 e 10 de janeiro de 2009. Também foram obtidas imagens de relevo sombreado de montanha (*Hill Shade Relief*) através do sítio eletrônico do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Os shapefiles utilizados para a montagem do projeto SIG correspondentes aos limites administrativos da Argentina e suas províncias, estradas e sistemas de drenagens foi obtido no site <http://data.geocomm.com>, acessado no dia 15 de janeiro de 2009. O projeto SIG foi confeccionado no programa computacional ArcGis 9.3. Fizeram parte da base de dados do projeto: imagens de satélite, imagens do relevo sombreado, os shapefiles e um mapa geológico da Sierra de la Ventana, extraído do trabalho de Harrington (1947). O mapa foi georreferenciado, para que pudesse ser sobreposto às imagens de satélite.

6.3. Trabalho de campo

O trabalho de campo foi realizado com o objetivo de coletar amostras de rocha representativas das diferentes unidades que compõem o Sistema Ventana, para posteriores análises petrográficas, geoquímicas e datação radiométrica.

Para isso foram utilizadas técnicas de cartografia geológica e de estratigrafia.

Os principais materiais utilizados na etapa de campo foram: mapas geológicos de trabalhos realizados principalmente por Harrington (1947, 1970) e imagens de satélite analisadas na etapa pré-campo; bússola; sistema de posicionamento global (GPS); marreta; talhadeira; martelo; facão; trena; régua estratigráfica; entre outros.

Em campo se buscou fazer a análise estratigráfica, determinar a posição espacial de cada ponto, determinar a estrutura primária e deformacional das rochas com auxílio de bússola e clinômetro, determinar os litotipos, e coletar amostras.

6.4. Amostras para datação U/Pb

O método de datação radiométrica U/Pb foi aplicado em duas amostras de tufos da Formação Tunas (VE-19 e VE-21). As amostras devem possuir massa em torno de 7 a 10 kg, para que se obtenha um grande número de zircões para serem datados, levando-se em conta a abundância relativa deste mineral nos diferentes tipos de rocha.

A amostragem foi realizada longe dos principais lineamentos e nas porções menos alteradas dos afloramentos.

6.5. Preparação das amostras para datação radiométrica U/Pb

As amostras foram processadas no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. Após a separação dos zircões com líquidos densos (LST e Diodo de Metano) até a montagem das pastilhas contendo os zircões respectivos de cada amostra, o trabalho foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS.

Os equipamentos utilizados durante a preparação das amostras foram: britador, estufa, moinho de pratos, peneiras (7, 80 e 170 mesh), prensa hidráulica, polietriz e ultrassom. Os materiais que auxiliaram na preparação das amostras foram: álcool,

papel toalha, folhas de papel tamanho A4, sacos plásticos, caneta permanente e fita adesiva.

Durante a preparação das amostras, a sala de preparação foi mantida limpa, a fim de evitar contaminação. Antes do início da preparação de cada amostra, todas as superfícies da prensa hidráulica foram limpas com escova e detergente e após secas com jato de ar comprimido. O britador e o moinho de prato foram limpos com jato de ar comprimido até se ter a certeza de que não existiam mais fragmentos de rocha aderidos em suas superfícies. Depois foram limpos com esponja e detergente, e secos com flanela e ar comprimido. Por último, foram limpos com álcool e flanela e novamente com jato de ar comprimido.

O primeiro passo na preparação das amostras foi sua lavagem, para retirada de alterações e de material vegetal. Após, as amostras foram secas com jato de ar e colocadas em estufa, a 50° C, por aproximadamente 8 horas. Com as amostras secas e livres de impurezas, iniciou-se o processo de desfragmentação das mesmas. Essa etapa foi realizada com uma prensa hidráulica, que suporta pressões de até 400 Kgf/cm², e possui uma panela de aço acoplada, onde a amostra foi depositada e submetida a pressões suficientes para sua fragmentação. Depois da fragmentação da amostra, resultaram dois grupos diferentes de fragmentos. Os fragmentos maiores, com até 8 cm de comprimento, foram separados e britados até tamanhos de no máximo 1 cm de comprimento, para que pudessem ser moídos em moinho de pratos. Os fragmentos menores, de tamanhos milimétricos a no máximo 3 cm, foram peneirados em peneiras com malha de 7 mesh, sendo que o material peneirado foi selecionado para posterior moagem em moinho de pratos. Depois da moagem dos dois grupos de fragmentos no moinho de pratos, obteve-se um tamanho de grão suficiente para se iniciar o processo de peneiramento.

O peneiramento das amostras foi realizado entre as frações de 80 e 170 mesh (0,177 e 0,088 mm) e entre 170 e 250 mesh. O material retido na peneira de 80 mesh foi guardado e o retido na peneira de 170 mesh foi separado para bateamento. A primeira separação entre os minerais leves e pesados foi realizada através da técnica de bateamento, na qual se utiliza um instrumento de metal com forma cônica. Após as amostras serem bateadas, obteve-se o primeiro concentrado de minerais pesados, que foi colocado em estufa, a 50° C, por aproximadamente um dia. Depois de secas as amostras, utilizou-se um imã de mão para a separação dos minerais de alta e baixa susceptibilidade magnética (o zircão é um mineral com baixa susceptibilidade magnética). Esta etapa foi necessária pelo fato de que os

minerais magnéticos reagem com o líquido denso de Diodometano utilizado na preparação das amostras, modificando suas características físico-químicas e, portanto, não desempenhando seu papel na separação mineral por densidade. Devido ao pequeno teor de minerais magnéticos presente nas amostras estudadas neste trabalho não foi necessária a utilização do separador magnético isodinâmico (Frantz), que é normalmente utilizado para amostras com teores elevados de minerais susceptíveis magneticamente.

Os minerais das amostras foram novamente separados por diferença de densidades, através de líquidos com densidades conhecidas (líquidos densos). Os líquidos densos utilizados foram: LST, com densidade aproximada de $2,9 \text{ g/cm}^3$, para separar os minerais pesados dos leves (quartzo, feldspato) que restaram após o processo de bateamento; e Diodometano, com aproximadamente $3,31 \text{ g/cm}^3$ de densidade, para separar o zircão de minerais como apatita e outros.

Os concentrados obtidos pela separação mineral com líquidos densos foram analisados em lupa binocular e os zircões foram separados sem distinção de tamanho, grau de euedria, grau de arredondamento, cor, etc., visto que o trabalho visa à proveniência de sedimentos. Separados os zircões de cada amostra, eles foram montados em pastilhas de resina epoxy e abrasados e polidos, para que pudessem revelar seus núcleos.

A resina foi preparada em uma proporção de 5 partes de resina para 1 parte de endurecedor. Os zircões foram colocados em uma fita dupla-face aderida a uma placa de vidro. Uma ordem pré-estabelecida foi seguida na montagem dos cristais de zircão na fita dupla-face, para que se pudesse confeccionar um mapa da pastilha, que serve de base para as análises. Com os zircões aderidos à fita dupla-face, foi feita a deposição da resina. Um cilindro de teflon, com 1 cm de diâmetro, foi acoplado à placa de vidro com os zircões e a fita dupla-face. A resina foi depositada dentro do cilindro e o conjunto foi levado à estufa durante 3 horas, com temperatura de 40° C .

Depois de secas as pastilhas, elas foram retiradas do molde para expor os núcleos dos zircões. Esta etapa foi realizada com o auxílio de três discos abrasivos, onde se conhecem os diâmetros das partículas abrasivas e se obedece a uma ordem pré-estabelecida dos discos, para que os riscos do primeiro disco sejam eliminados pelo segundo e assim por diante. Após a abrasão com os três discos e a exposição do núcleo dos zircões, foi feito o polimento, através de soluções com

partículas de diamante com 3 μm , 1 μm e 0,25 μm . Após esta etapa, a pastilha ficou polida e pronta para ser analisada.

As pastilhas com os zircões foram então fotografadas com lupa e imageadas ao microscópio eletrônico de varredura com elétrons retroespalhados, para que se pudesse definir a estrutura interna dos cristais e assim definir a melhor região para ser datada.

6.6. Imageamento dos zircões ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com EDS (Energy Dispersive Spectroscopy)

Todas as fotomicrografias utilizadas neste trabalho foram obtidas no Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo JSM-5800 da marca JEOL.

Para a datação *in situ* de cristais de zircão por LA-MC-ICP-MS é necessário obter previamente uma imagem da estrutura interna dos cristais a serem datados, com a finalidade de observar as estruturas internas do cristal para se determinar as regiões com maior concordância em termos de idades, e separar as zonas fraturadas, que foram afetadas por processos de alteração hidrotermal ou de recristalização metamórfica.

Duas técnicas são empregadas para o imageamento da estrutura interna dos zircões, a imagem por catodoluminescência e/ou a imagem por elétrons retroespalhados em microscópio eletrônico de varredura. Neste trabalho foi utilizado descrito o processo de imageamento de zircões por elétrons retroespalhados (BSE) em microscópio eletrônico de varredura.

A microscopia eletrônica de varredura é utilizada em várias áreas do conhecimento, incluindo a mineralogia. A imagem eletrônica de varredura é formada pela incidência de um feixe de elétrons no mineral, sob condições de vácuo. A incidência do feixe de elétrons no mineral promove a emissão de elétrons secundários, retroespalhados, auger e absorvidos, assim como raios x característicos e de catodoluminescência. A imagem eletrônica de varredura representa em tons de cinza o mapeamento e a contagem de elétrons secundários e retroespalhados emitidos pelo material analisado, onde a coloração está relacionada com a composição química dos materiais.

A imagem de BSE (backscattering electrons) é gerada pela emissão de elétrons retroespalhados e demonstra diferenças composicionais na região ionizada do mineral. Esta região possui formato de “pêra” e se estende desde a superfície até alguns micrômetros no interior do mineral (Fig. 27). O volume da região ionizada depende do número atômico (Z) médio da zona de interação do mineral com o feixe de elétrons.

As imagens BSE são mostradas em tons de cinza, onde os tons claros correspondem às porções constituídas por elementos com número de massa (Z) maior do que aquelas com tons mais escuros.

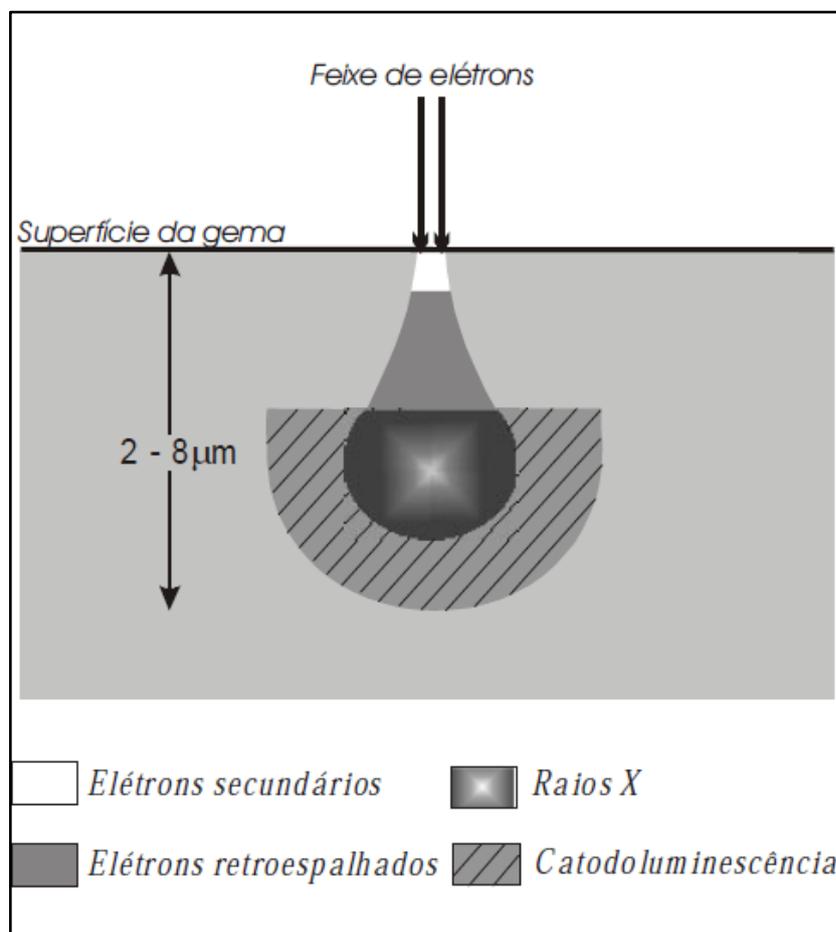


Figura 27. Ilustração da incidência do feixe de elétrons e da “pêra” de ionização (retirado de Duarte et al., 2003).

A metodologia para proceder ao imageamento é a seguinte: (a) monta-se os zircões em pastilha de resina epoxy; (b) procede-se à abrasão da pastilha até expor o núcleo dos cristais de zircão; (c) procede-se ao polimento do conjunto em uma solução de diamante com diâmetros sucessivos de 3 μm , 1 μm , e $\frac{1}{4}$ μm

respectivamente; (d) metaliza-se a amostra com carbono (LA-ICP-MS) ou ouro (SHRIMP); (e) imageia-se os zircões.

Na figura 28 são mostradas algumas fotomicrografias por elétrons retroespalhados (BSE) de zircões vulcânicos dos tufos da Formação Tunas.

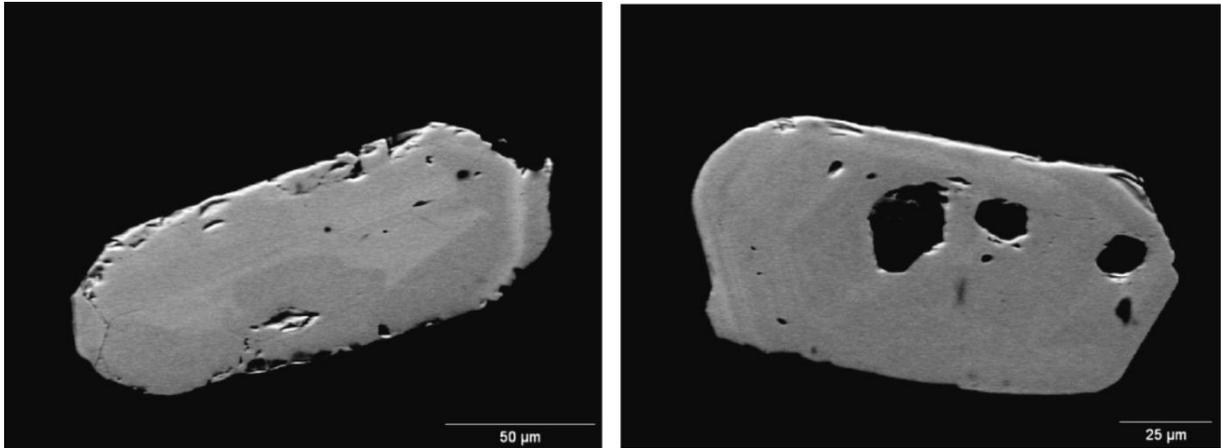


Figura 28. Fotomicrografias por BSE de zircões vulcânicos dos tufos da Formação Tunas.

6.7. Análises U/Pb

A Geologia Isotópica evoluiu como um ramo altamente diversificado dentro das ciências geológicas, sendo capaz de contribuir significativamente na solução de uma ampla variedade de problemas (Faure, 1986). Esse ramo da geologia reúne e aplica todos os métodos e procedimentos analíticos que visam quantificações precisas de isótopos de elementos químicos, expressos geralmente na forma de razões isotópicas. As razões isotópicas são variáveis que resultam como consequência de fracionamentos isotópicos que ocorrem de forma natural, caso dos elementos H, C, O, N e S, ou são devidas à acumulação de isótopos radiogênicos ao longo do tempo, provenientes do decaimento de um radionuclídeo (isótopo radioativo). No segundo caso, que envolve isótopos de elementos com maior número de massa, que não fracionam por processos naturais, são empregados para atribuir idades de minerais e de rochas e em estudos petrogenéticos para a identificação de processos e de fontes (Rollinson, 1993).

A síntese contendo os princípios do método de datação radiométrica U/Pb é baseada em Faure (1986), Torquato & Kawashita (1996) e Carneiro, Mizusaki & Almeida (2005).

Os isótopos radioativos possuem uma proporção entre prótons e nêutrons que é responsável por originar forças de atração equivalentes às forças de repulsão. Esta equivalência entre forças faz com que o núcleo dos átomos de determinados elementos torne-se instável, podendo sofrer transformações espontâneas à procura de uma configuração interna mais estável, envolvendo a emissão de partículas e energia, processo conhecido como Radioatividade.

Ao se considerar um conjunto de átomos radioativos, não se pode prever o instante exato em que ocorrerá o decaimento destes radionuclídeos. Portanto, existirá uma fração que se desintegrará em um determinado intervalo de tempo e que será proporcional à quantidade de isótopos radioativos existentes, ao intervalo de tempo decorrido e à constante de decaimento (λ).

A constante de decaimento é única para cada átomo radioativo e ocorre a uma taxa constante ao longo do tempo geológico, sem sofrer nenhum tipo de interferência que seja externa ao núcleo.

A meia-vida ($T_{1/2}$) de um determinado isótopo-pai (radioativo) é o tempo necessário para que a metade da massa deste átomo tenha decaído para o isótopo-filho (radiogênico) e é inversamente proporcional à constante de decaimento.

O método de datação radiométrica U/Pb é baseado no decaimento radioativo do ^{238}U para ^{235}U e do ^{206}Pb para ^{205}Pb .

O urânio apresenta duas valências nas suas ligações iônicas. A valência estável é U^{+6} , que pode produzir sais de urânio e uranato, que são geralmente solúveis em condições normais. Quando está na forma de U^{+4} , resulta em sais insolúveis em condições normais. Por redução, pode-se passar de U^{+6} para U^{+4} , e inversamente U^{+4} de para U^{+6} por oxidação. Este fato é muito relevante para a geocronologia, já que zircões armazenam na sua estrutura cristalina o U^{+4} , que é passível de sofrer oxidação, tornando-se solúvel e possivelmente lixiviado por soluções aquosas e vapores.

A datação de eventos geológicos iniciou-se no início dos anos 1950 (Sato & Kawashita, 2002), quando Nier (1939, 1948), trabalhando com espectrometria de massa em isótopos de U, Th e Pb, determinou as abundâncias relativas dos isótopos de urânio.

Desde Nier (1939, 1948) até os dias de hoje, a Geocronologia evoluiu substancialmente, destacando-se os trabalhos apresentados na última década. Para Kosler *et al.* (2002), a análise dos minerais pesados constituintes de rochas sedimentares e tufáceas provou ser uma ferramenta útil para correlações

estratigráficas, especialmente em seqüências estratigráficas que não possuem marcadores bioestratigráficos, horizontes estratigráficos definidos ou diques e sills cortando essas seqüências. Segundo Nelson (2001), desde que não exista contaminação de amostras ou perturbação no sistema U-Pb, a idade de cristalização mais nova obtida em zircões detríticos de uma amostra de rocha sedimentar, proporcionará uma idade máxima para a deposição de sedimentos. As idades máximas obtidas para a deposição são comparáveis às idades mínimas obtidas através da datação de diques ou sills que cortam as seqüências estratigráficas em estudo, ou minerais metamórficos ou diagenéticos.

Particularmente importante é o estudo geocronológico de bacias sedimentares de ambientes tectônicos convergentes, adjacentes a cinturões orogênicos, as quais registram processos de tectônica e sedimentação únicos. O estudo de minerais pesados podem fornecer informação sobre as áreas-fonte, tectônica e idade de deposição dos sedimentos.

Discordâncias isotópicas encontradas neste mineral podem ser explicadas por este fato.

O urânio ocorre naturalmente na forma de três isótopos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , sendo que todos os três são radioativos. Ocorrem sempre associados ao também radioativo ^{232}Th . Outros cinco isótopos radioativos de Th ocorrem na natureza como átomos radiogênicos de meia-vida muito curta, originários de decaimentos do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . O elemento tório é monoisotópico (^{232}Th) e apresenta apenas uma valência (Th^{+4}), sendo que a maioria dos sais que forma são insolúveis em condições normais.

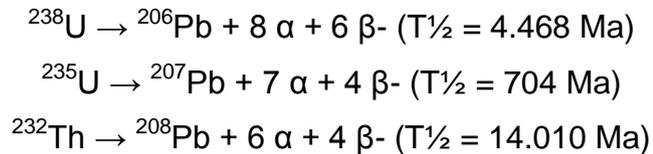
São raros os minerais que contém urânio como componente principal. Naqueles em que o U ocorre em quantidades-traço, como é o caso do zircão, que possui entre 1 e 10.000 ppm de U, torna-se viável a aplicação do método U-Pb.

O Th e U são considerados elementos com raios iônicos altos, com 1,02 Å e 0,97 Å respectivamente. Em razão destes raios iônicos altos, estes elementos não são facilmente acomodados nas estruturas cristalinas dos minerais que constituem as rochas da crosta terrestre. O Th ocorre em minerais acessórios como torianita (ThO_2) e torita (ThSiO_4), em minerais de zircônio como o zircão (ZrSiO_4) e em fosfatos como a monazita (CePO_4), onde o Th e o U aparecem substituindo o Zr na estruturas destes minerais.

Em zircões, a razão Th/Pb é baixa, da ordem de 0,4 a 0,5. A aceitação do Th e do U na estrutura do zircão é favorecida pelo fato do raio iônico do Zr+4 (0,80 Å) não

ser muito diferente dos raios do U^{+4} e do Th^{+4} . O fato da razão Th/U estar em média entre 0,4 e 0,5 se deve ao fato de que o raio iônico do urânio é cerca de 3% maior que o do tório.

As três séries naturais de decaimento do sistema de datações U, Th-Pb em função da emissão de partículas α e β podem ser resumidas da seguinte forma:



Onde α representa a partícula alfa ($\alpha = 4\text{He}$) e β representa a partícula beta.

Em estudos geocronológicos é relevante o fato de que o Pb^{+2} não é facilmente adaptável na estrutura do zircão ($\text{Zr}^{+4} = 0,80 \text{ \AA}$), devido às diferenças de cargas eletrônicas e raios iônicos. Estes fatores explicam porque o Pb original é quase ausente nos cristais de zircão. As razões do ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}$ relativas ao chumbo original (${}^{204}\text{Pb}$), que é o único isótopo não radiogênico e praticamente estável, são as mais altas nestes minerais.

O chumbo possui quatro isótopos naturais: ${}^{208}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$ e ${}^{204}\text{Pb}$. Os três primeiros são produtos do decaimento do U e Th. Apenas o ${}^{204}\text{Pb}$ não é radiogênico, e é tratado como isótopo estável de referência. A composição isotópica do Pb em minerais que contêm Pb pode ser expressa na forma da seguinte equação:

$${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Onde: ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica do chumbo no mineral ao momento da análise; $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i$ é a razão isotópica inicial de chumbo, incorporada no mineral no tempo de sua formação; ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica no momento da análise; λ é a constante de decaimento; e t é o tempo passado desde o fechamento do mineral para os isótopos de U e Pb.

Na figura 29 são ilustradas as séries de decaimento do ${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$ e ${}^{235}\text{U}$, utilizadas para a datação U/Pb. A meia-vida dos radionuclídeos principais é representada entre parênteses abaixo do símbolo do elemento. Pode-se notar que todas as três séries de decaimento possuem cadeia ramificada.

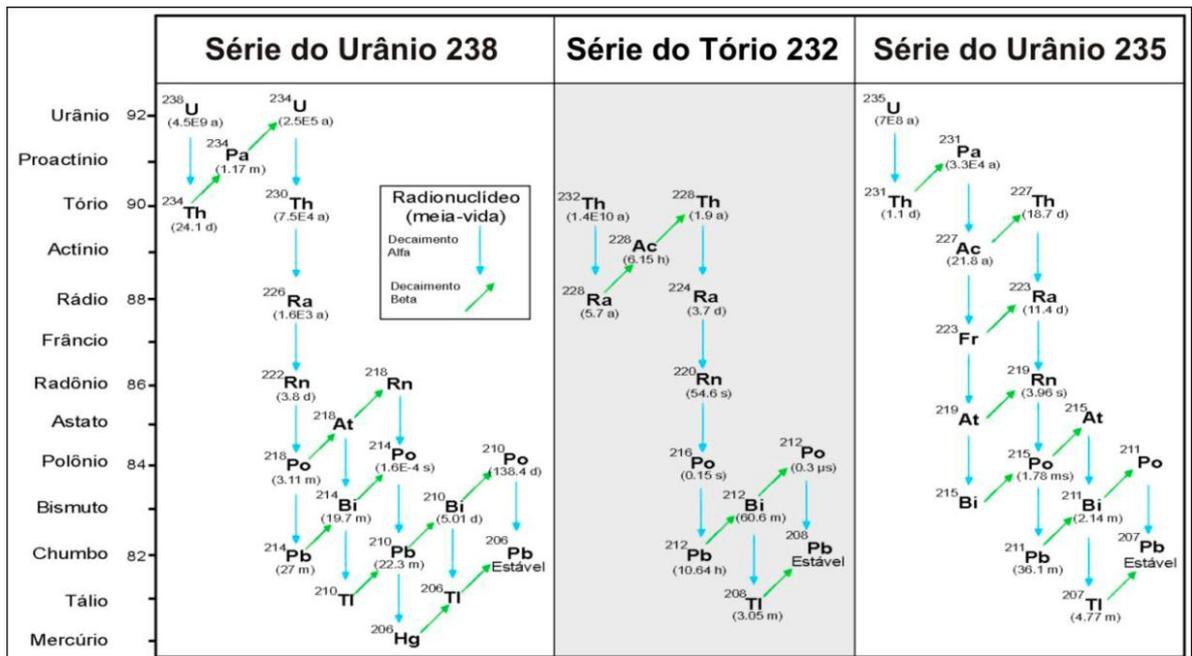


Figura 29. Séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U . Observar que todas as séries possuem ramificações, mas o elemento Pb é sempre o isótopo estável. Extraído do sítio eletrônico NuDat (Nuclear Structure and Decay Data).

O mineral zircão é um dos mais utilizados para datações radiométricas pelo fato de permitir a entrada do urânio e reter o chumbo em sua estrutura cristalina ao momento de sua cristalização, devido às cargas e raios iônicos destes elementos. Outro fator importante é que o zircão é um mineral refratário, muito resistente aos processos supergênicos, recristalizando sob temperaturas metamórficas de cerca ou superiores a 800°C , e é dissolvido pelos magmas a partir de temperaturas em torno de $750\text{-}800^{\circ}\text{C}$.

Atualmente existem diversos tipos de espectrômetros de massa utilizados na determinação de razões isotópicas U/Pb. Destaca-se o espectrômetro de massa de ionização termal (TIMS), a microsonda iônica sensível de alta resolução em massa (SHRIMP) e a sonda a laser com espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente (LA-ICP-MS). Estas duas últimas técnicas mostram alto poder de resolução, com pequenas variações de erro e diferem entre si, essencialmente, pelo tamanho da área de análise (Fig. 30).

A Geocronologia in situ do método U-Th-Pb surgiu à cerca de duas décadas atrás, com a introdução e o desenvolvimento da sonda iônica sensível de alta resolução em massa (SHRIMP). A sonda a laser com espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente (LA-ICP-MS), emergiu em 1985 e rapidamente se

tornou uma importante ferramenta analítica para a determinação de elementos-traço de amostras geológicas (Fig. 31). Logo se percebeu que as grandes variações no Pb radiogênico e nas razões isotópicas U/Pb, poderiam ser resolvidas utilizando-se a técnica de ICP-MS e que, quando acopladas a um laser, o ICP-MS poderia ser usado como uma ferramenta de datação similar à sonda iônica. Grandes avanços no método de datação U/Pb em zircões, realizados nas últimas duas décadas, permitiram avaliar a distribuição do tempo no registro geológico e as taxas de evolução dos processos geológicos com uma precisão não existente anteriormente.

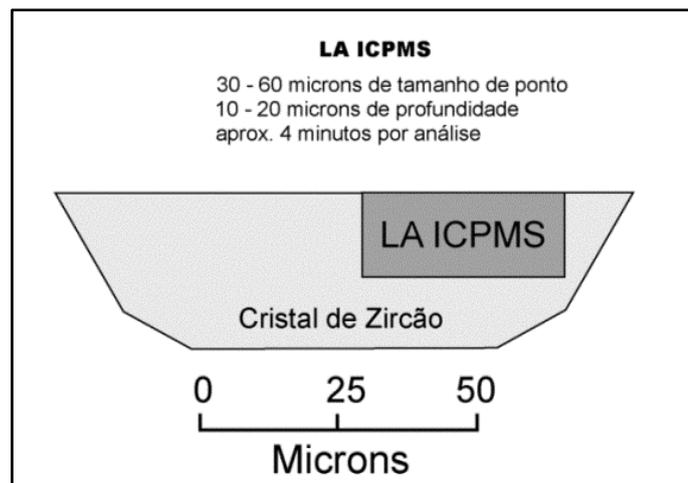


Figura 30. Ilustração das dimensões geradas pelo feixe de laser em relação ao tamanho do cristal de zircão (retirado de Kosler & Sylvester, 2003).

As vantagens do LA-ICP-MS e do SHRIMP, em relação ao sistema convencional de datação de zircão em que se usa o método químico e o TIMS, são a independência de um laboratório químico super limpo, na velocidade de obtenção de resultados e, principalmente na possibilidade de efetuar micro-análises localizadas diretamente no cristal e, portanto, na obtenção de informações adicionais de eventos geológicos impressos no zircão (Torquato & Kawashita, 1996).

Basicamente, os espectrômetros de massa possuem quatro partes principais: fonte de íons, filtro de massas, detector e sistema de vácuo.

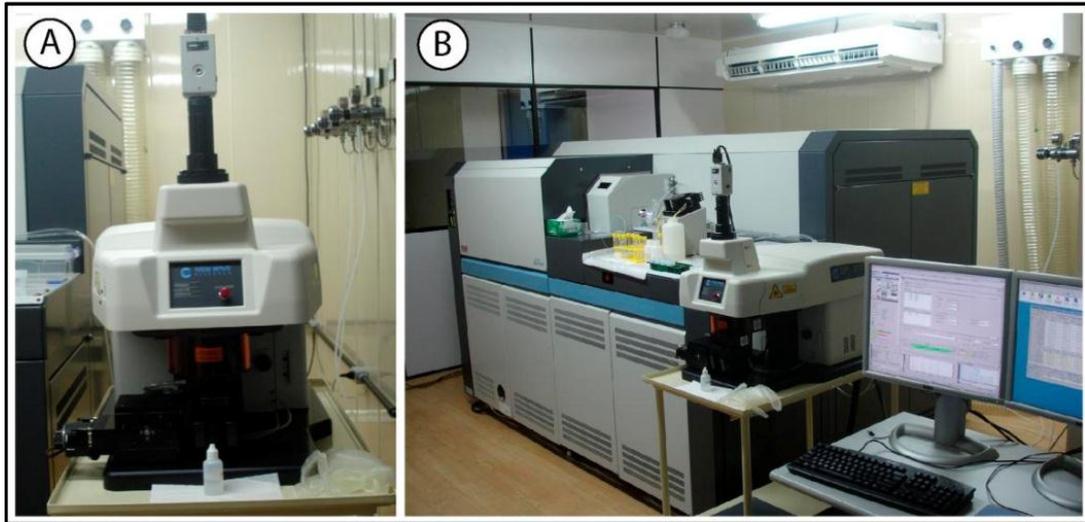


Figura 31. (A) Microsonda a laser e (B) ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

Os espectrômetros de massa operam com íons positivos ou negativos de elementos ou espécies moleculares, em um sistema de ultra alto vácuo, variando entre 10^{-7} a 10^{-9} mbar. A amostra necessariamente deve ser ionizada, pois é necessário acelerar a massa no analisador, que é responsável por fazer a deflexão de íons em função da massa, da velocidade e da intensidade de campos elétricos e/ou magnéticos. Existem várias técnicas de ionização, tais como: (i) termo-ionização (utilizada no TIMS), (ii) plasma (utilizada no LA-ICP-MS) e (iii) impacto de elétrons e impacto de íons (utilizado no SHRIMP).

A técnica de plasma acoplado indutivamente (Inductively Coupled Plasma – ICP), representado na figura 32, produz o feixe de íons com maior eficiência do que a termo-ionização, usada no TIMS. Outra vantagem do ICP com relação às outras formas de ionização é quanto ao mecanismo de introdução da amostra, que se dá através do processo clássico de nebulização ou injeção de átomos ou moléculas liberados por abrasão a laser. Nos dois casos, a introdução de amostras se dá em condições de pressão ambiental.

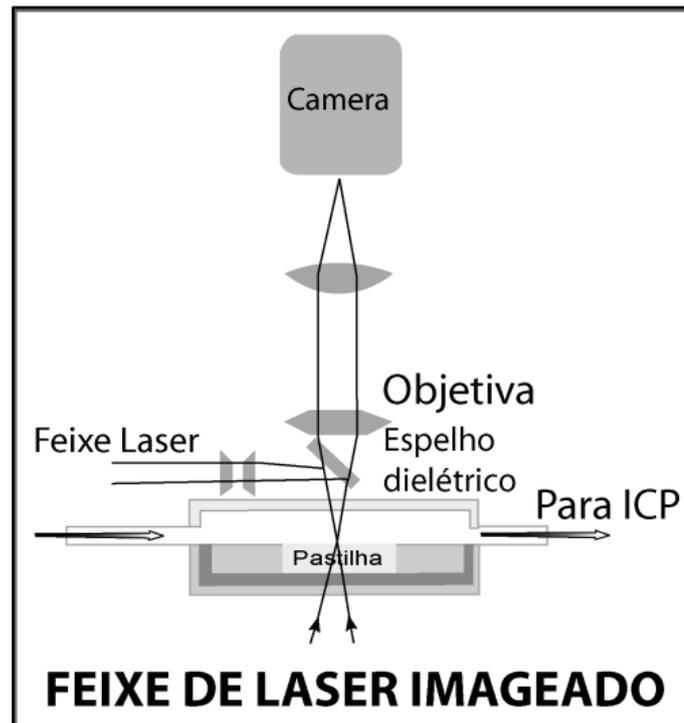


Figura 32. Ilustração do sistema de sonda a laser. O laser é convergido através de lentes para a pastilha que contém os zircões. O material produzido pela interação do laser com a amostra é então carregado por um gás até o ICP-MS (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).

Neste trabalho, será descrita somente a técnica de ionização da amostra por meio de plasma, que foi a técnica utilizada para as datações.

Um plasma é definido como o alto estado de energia de um gás no qual praticamente todos os átomos e moléculas são ionizados. O início do protoplasma se dá através de um fluxo de gás que possui elétrons livres, produzidos através de uma faísca de alta tensão, capaz de vencer a resistência dielétrica do gás. Campos elétricos e magnéticos produzidos pelo gerador de ondas de rádio frequência (RF) da ordem de 40MHz são gerados dentro de uma bobina de carga (“load coil”) são responsáveis pela sustentação do plasma. Através da aceleração de elétrons livres da periferia para uma zona interna da bobina de carga, estes campos acoplam a energia no plasma. A energia é então transferida para outra espécie de plasma por meio de colisão. O gás de argônio atinge uma temperatura de até 10000 °K na porção central do plasma para um fluxo de 0.7 litros por minuto e uma pressão de 1.25 bar. Como o plasma possui alto estado de energia, as moléculas injetadas dentro da tocha são desmembradas em seus elementos químicos constituintes que por sua vez, são ionizados. O plasma gerado em argônio flui através de três tubos

de vidro concêntricos (tocha) (Fig. 33). O tubo interno carrega o gás da amostra, o tubo médio carrega gás que tem a função de manter a tocha afastada dos tubos (para não fundir os tubos de vidro) e o tubo externo carrega gás com a função de refrigerar o sistema.

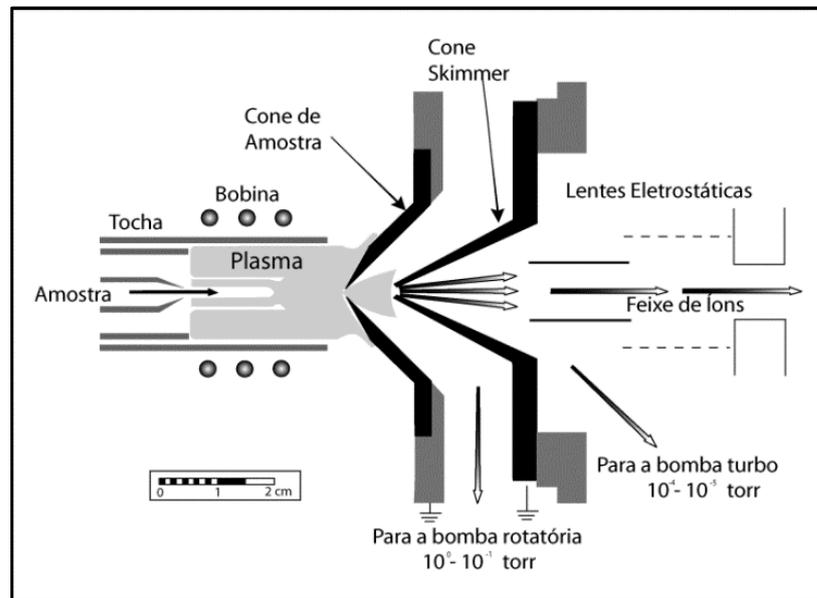


Figura 33. Representação da tocha de plasma (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).

Os íons devem passar da pressão de 1 atmosfera para o vácuo, através de bombas de vácuo extremamente eficientes. Ocorrem duas quebras na pressão do sistema: a primeira entre o cone da amostra e o cone skimmer, e a segunda após o cone skimmer. Os íons do plasma adentram o equipamento em altas velocidades através de um pequeno orifício no cone de amostra. Apenas 1% da amostra atinge o espectrômetro, os outros 99% restantes são retirados pelos dois cones.

Os íons produzidos em um ICP são extraídos para dentro de um sistema de lentes que colimam e aceleram os íons para dentro de um analisador de massas, que pode ser, na sua versão mais simples, do tipo Quadrupolo (QP) ou por tempo de voo (TOF – “time of flight”), ou, em versões com maior resolução de massas, Analisador Eletrostático (ESA) e Analisador Magnético (AM). Os íons que são defletidos duplamente no ESA e no AM obtêm uma alta resolução, capaz de diferenciar, em certos casos, alguns tipos de isóbaros. Neste trabalho, o ICP-MS utilizado é o de setor magnético (Fig. 34).

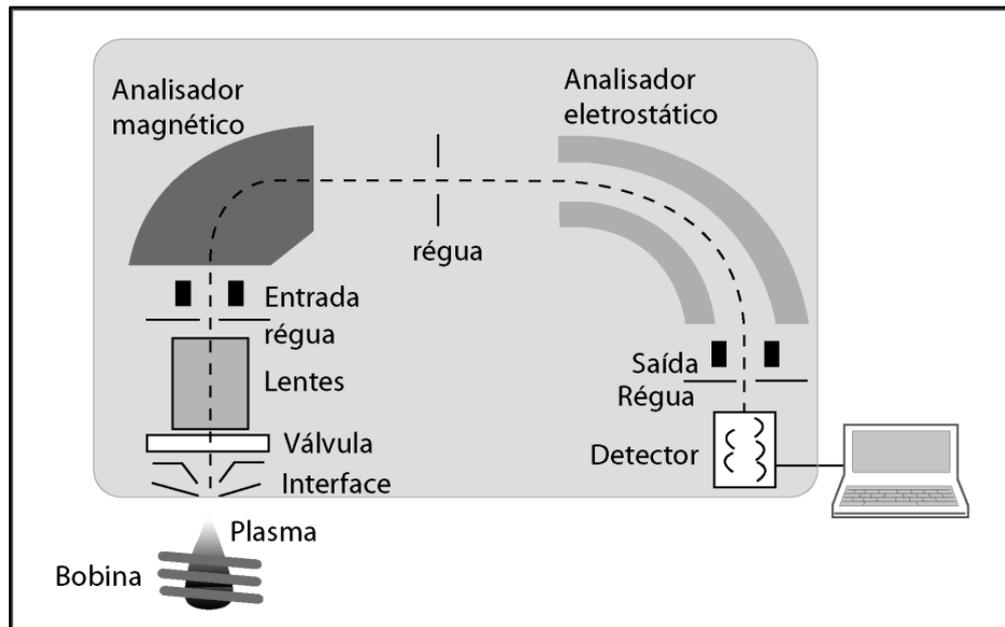


Figura 34. Esquema de funcionamento do ICP-MS de setor magnético (Retirado de Kosler & Sylvester, 2003).

No espectrômetro de massas de setor magnético, o princípio da filtragem de massa reside no fato de que os íons, que se movem por um campo magnético criado por um eletro-magneto, são deflexionados de sua trajetória retilínea. Quando os íons possuem energia cinética idêntica, a quantidade de deflexão é proporcional à intensidade do campo magnético e à massa do íon. O ICP-MS de setor magnético combina filtragem de massa magnética e aceleração de íons para extrair os isótopos desejados da fonte de ICP ao detector.

7. BIBLIOGRAFIA

ANDREIS, R. **Cuenca paleozóica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires.** In: CHEBLI, G. Y SPALLETTI, L. (Eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Buenos Aires, 1989. p. 265-298 (Serie Correlación Geológica).

ANDREIS, R.; JAPAS, S. **Cuenca de Sauce Grande-Colorado.** In: ARCHANGELSKY, S. (Ed.). *El Sistema Pérmico en la Republica Argentina y en la Republica Oriental del Uruguay*. Córdoba: Academia Nacional de Ciencias, 1996. p. 45-65.

BAHLBURG, H.; BREITKREUZ, C. Paleozoic evolution of active margin basins in the Southern Central Andes (Northwestern Argentina and Northern Chile). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 4, n. 3. P. 171 -188, 1991.

BUSBY, C.J.; INGERSOLL, R.V. **Tectonics of Sedimentary Basins**. Cambridge: Blackwell Science, 1985. 579p.

CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W., PARICA, C.A. Late Paleozoic Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb/Sr ages from Northern Patagonia. **Journal South American Earth Sciences**, v. 1, p. 137-146, 1988.

GIL, V.; CAMPO DE FERRERAS, A. El Clima en el Suroeste bonaerense. In: JORNADAS REGIONALES DE GEOGRAFÍA FÍSICA, 4., 2004, Río Gallegos, AR. **Actas...**Río Gallegos, UNPA, p. 59-65.

CALARGE, L.M.; MEUNIER, A.; FORMOSO, M.L.L. A bentonite bed in the Aceguá (RS, Brazil) and Melo (Uruguay) areas: a highly crystallized montmorillonite. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, p. 187-198, 2003.

CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P.; ALMEIDA, F.F.M. A determinação da idade das rochas. **Terrae Didactica**, v. 1, n. 1, p. 6-35, 2005.

CHEMALE JR., F. 2009. **U-Pb zircon dating with MC-ICP-MS using mixed detector configuration**. Relatório Interno, Porto Alegre, UFRGS. 36p.

CONDIE, K.C. **Plate Tectonics & Crustal Evolution**. 1989. Oxford, Pergamon Press, 476p.

DE CELLES, P.G.; GILES, K.A. Foreland Basins Systems. **Basin Research**, v. 8, p. 105-123, 1996.

DALZIEL, I.W.D., LAWVER, L.A.; MURPHY, J.B., 2000. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 178, p. 1-11.

Darwin's Beagle Diary (1831-1836). In The Complete Work of Charles Darwin. www.darwinonline.org.uk, University of Cambridge, Cambridge.

DE WIT, M.J.; MARGARET, J.; HUGH, B. **Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition ~ 150 Ma**. Witwatersrand: University of Witwatersrand, 1988. Escala 1:10.000.000.

DE WIT, M.J.; RANSOME, I.G.D. **Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa**. Balkema: Rotterdam, 1992. 280p.

DU TOIT, A.L. **A geological comparison of South America with South Africa**. Washington, Carnegie Institute, 1927. 157p.

DUARTE, L.C.; JUCHEM, P.L.; PULZ, G.M.; MARTINI DE BRUM, T.M.; CHODUR, N.; LICCARDO, A.; FISCHER, A.C.; ACAUAN, R.B. 2003. **Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros.** Pesquisas em Geociências, v. 30, n. 2, p. 3-15.

FAURE, G. **Principles of isotope geology.** Nova Iorque, John Wiley & Sons, 1986. 589p.

FORMOSO, M.L.L. 1984. **Difratometria de raios x.** In: GOMES, C.B. (Ed.). Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à Geologia. São Paulo, Edgard Blücher. p. 2-43.

FORSYTHE, R. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. **Journal of Geological Society**, v. 139, p. 671-682, 1982.

GIL, V.; CAMPO DE FERRERAS, A.M. 2006. Procesos de vertiente en el área del Abra de la Ventana, Partido de Tornquist, provincia de Buenos Aires. In... Jornadas Nacionales de Geografía Física, 6., 2006, Río Gallegos. **Actas...Río Gallegos**, UNPA, p. 59-65.

Gis Data Depot (GeoCommunity). Disponível em: < <http://data.geocomm.com/>> Acesso em: 9.jan.2009.

Global Land Cover Facility (GLCF): University of Maryland. Disponível em: <<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>> Acesso em: entre os dias 05 e 10.jan.2009.

HARRINGTON, H.J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana), Provincia de Buenos Aires. **BOLETÍN DE LA DIRECCIÓN DE MINERALOGÍA Y GEOLOGÍA.** Buenos Aires.

HARRINGTON, H.J. The Permian *Eurydesma* fauna of eastern Argentina. **Journal of Paleontology**, v. 24, p. 112-128, 1955.

HARRINGTON, H.J. **Sierras Australes de Buenos Aires.** 1980. In: LEANZA, A.F. (Ed.). Geología Regional Argentina. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, p. 967-983.

HARRINGTON, H.J. **Sierras Australes de Buenos Aires.** 1972. In: LEANZA, A.F. (Ed.). Geología Regional Argentina. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, p. 395-405.

JAPAS, M.S. **Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó, Perfil del Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. 1986.** Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Buenos Aires, BA, p. 145-154.

JAPAS, M.S. 2007 The Late Paleozoic Gondwanide Orogen: the Sierra de la Ventana transpressional Foldbelt. In: Problems in Western Gondwana Geology – South America-Africa correlations: Du Toit revisited 1. 2007. Gramado, RS. **Extend Abstracts...**Gramado, CIGO – RGEOTEC, p. 78-86.

KOSLER, J.; SYLVESTER, P. J. 2003. Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. In: Hanchair, J. M.; Hoskin, P. W. O. (Eds.). Zircon. Washington, **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, p. 143-175.

KOSLER, J.; FONNELAND, H.; SYLVESTER, P.; TUBRETT, M.; PEDERSEN, R-B. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. **Chemical Geology**, v. 182, p. 605-618, 2002.

LIMARINO, C.O.; MASSABIE, A.; ROSSELLO, E.; GAMUNDÍ, O.L.; PAGE, R.; JALFIN, G. 1999. **El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas**. In: CAMINOS, R. (Ed.). Geología Argentina. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino – Instituto de Geología y Recursos Minerales. p. 319-347.

LOCK, B.E. Flat plate subduction of the Cape Fold Belt of South Africa. **Geology**, v. 8, p. 35-39, 1980.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. Postglacial transgression in Late Paleozoic basins of western Argentina: e record of glacieustatic sea level rise. **Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology**, v. 71, p. 257-270, 1989.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. Permian plate margin volcanism in adjacent basins of west Gondwana: Age constrains and common characteristics. **South America Earth Sciences**, v. 22, p. 227-238, 2006.

MCLACHLAN, I.R.; JONKER, J.P. Tuff beds in the northwestern part of the Karoo Basin. **South African Journal of Geology**, v. 93, p. 329-228, 1990.

NELSON, D.R. An assessment of the determination of depositional ages for precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircons. **Sedimentary Geology**, v. 141-142, p. 37-60, 2001.

NIER, A.O. The isotopic constitution of radiogenetic leads and the measurement of geological time II. **Physical Review**, v. 55, p. 153-163, 1939.

NIER, A.O. Variation in the relative abundance of the isotope of common lead and the measurement of geological time III. **Physical Review**, v. 60, p. 112-116, 1984.

POWELL, C.M.A. 1993. Assembly of Gondwanaland-open forum. In: GONDWANA SYMPOSIUM, 8., 1993. **Proceedings...**Rotterdam: A.A. Balkema, 1993. p. 219-237.

RAPELA, C.W.; PANKHURST, C.M.; FANNING, C.M.; GRECCO, L.E. Basement evolution of the Sierra de La Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian rifting along the southern margin of Gondwana. **Journal of the Geological Society**, v. 160, p. 613-628, 2003.

ROLLINSON, H.R. **Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation**. Nova York, Wiley & Sons, 1993, 352p.

SATO, K.; KAWASHITA, K. Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 2, p. 57-77, 2002.

STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 26, p. 207-221, 1975.

STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I.G.; BANGERT, B.; GRILL, H. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian southern Namibia. **Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology**, v. 161, p. 127-150, 2000.

The National Map Seamless Server, United States Geological Survey (USGS).
Disponível em: <<http://seamless.usgs.gov/index.php>>
Acesso: 8 de janeiro de 2009.

TOMEZZOLI, R.N. Secciones estructurales de Las Sierras Australes de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, Buenos Aires, v. 59, p. 330-340, 2004.

TORQUATO, R.J.; KAWASHITA, K. Metodologias de datação sistema U, Th-Pb. **Revista de Geologia**, São Paulo, v. 9, p. 153-189, 1996.

TOHVER, E., CAWOOD, P.A., ROSSELLO, E.A., RICCOMINI, C., 2007. Demise of the Gondwana ice sheet in SW Gondwana: time constraints from U–Pb zircon ages. Universidad de Chile, Geosur 207, An International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere, **Abstract...**Santiago, vol. 163.

VILAS, J.F.; VALENCIO, D.A. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico Tardío-Mesozoico del centro-oeste argentino. CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, 5., 1982, Buenos Aires, BA. **Actas...**Buenos Aires, p. 743-758.

VILJOEN, J.H.A. Sedimentology of the Collingham Formation, Karoo Supergroup. **South African Journal of Geology**, v. 97, p. 167-183, 1994.

ZALBA, P.E.; MOROSI, M. 1990. Mineralogía de la bentonita pérmica de la Formación Yaguarí, Uruguay. ANNUAL MEETING IUGS-IGCP PROJECT 211 LATE PALEOZOIC OF SOUTH AMERICA, 1990. **Abstracts...**Montevideo, IUGS. p. 147-150.

ZAVALA, C.; AZÚA, G.; FREIJE, R.; PONCE, J. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 5, p. 178-185, 2000.

CAPÍTULO II: CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO

Artigo submetido para a revista Journal of South American Earth Sciences em 15 de agosto de 2012, intitulado: 'Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and its Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin'.

Carta de recebimento do artigo submetido:

De: Journal of South American Earth Sciences (santosh@cugb.edu.cn)

Para: Luciano Alessandretti (luciano.geoufrgs@gmail.com)

Data: Sexta-feira, 15 de agosto de 2012

Assunto: Submission Confirmation

Dear Geologist Luciano Alessandretti,

Your submission entitled "Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and its Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin" has been received by Journal of South American Earth Sciences.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/gr/>.

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Gondwana Research”

Artigo:

Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and its Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin

Luciano Alessandretti^{1*}, Ruy Paulo Philipp¹, Farid Chemale Jr.², Victor A. Ramos³,
Matheus Philipe Brückmann¹, Gustavo Zvirtes¹, Vinícius Matté¹

¹ *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, 91509-900, RS, Brasil*

² *Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900, DF, Brasil*

³ *Laboratorio de Tectónica Andina, CONICET, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Argentina*

*Corresponding author. Phone: +55 51 3308 7296;
E-mail: luciano.geoufrgs@gmail.com

Abstract

The Ventania Fold Belt and its associate Claromecó Foreland Basin constitute an important region to understand the processes involving tectonics, volcanism and sedimentation along the southwestern Gondwana margin. This geologic province, which crops out in the central-eastern Argentina, consists of a thick sequence of Paleozoic siliciclastic sedimentary pile with subordinate tuffs close to the top of the sequence (Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups) and igneous/metamorphic basement rocks of the Pan de Azúcar Group. The two foremost groups are composed essentially by quartzites, with subordinate metapelites and metaconglomerates. The Pillahuincó Group composes the upper portion of the basin and shows compositional, lithological and structural differences. It is constituted by arkoses and subarkoses, unconformably overlying the quartzites and associated with

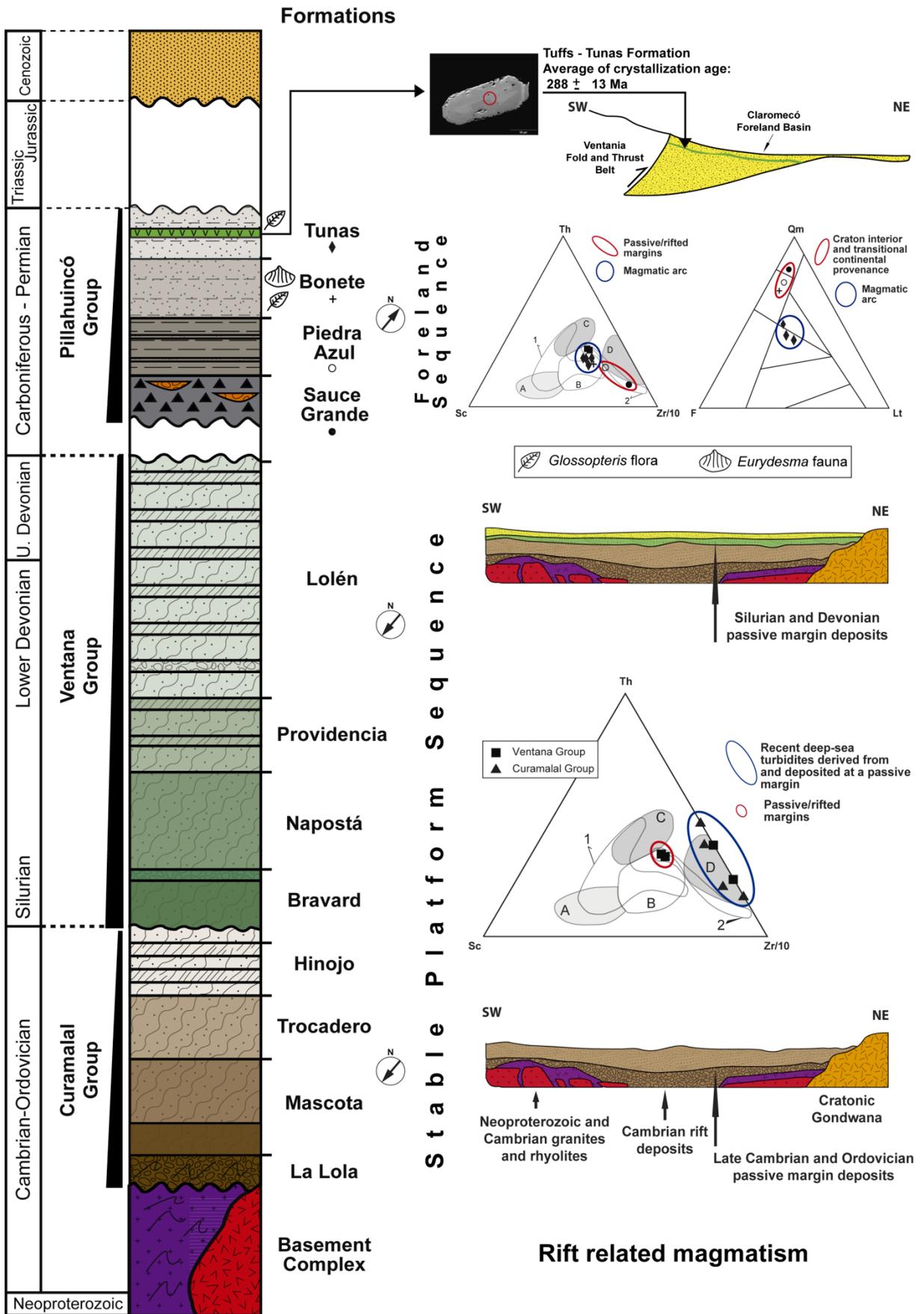
glacial and post- deposits, besides intercalating horizons of acid tuffs in the upper portion of the sequence. The petrography, as well as, major, trace and rare-earth element (REE) geochemical data for the metasedimentary and sedimentary rocks of the Ventania Fold Belt-Claromecó Basin were used to constrain their provenance and tectonic setting. On the basis of major and trace element tectonic discriminant diagrams, a passive margin setting can be inferred for the Curamalal and Ventana Groups. In the upper part of the Pillahuincó Group is observed a transition between rocks derived from and deposited at a passive margin environment to rocks with geochemical and petrographical signatures indicative at least of an active continental margin provenance. The geochemical fingerprints of the tuffs found in the Claromecó Basin associated with geochronological data indicate that the source areas for the tuffaceous horizons are the permian volcanic rocks of the Northern Patagonian Massif. These data corroborate with an explosive volcanic activity along the southern margin of Gondwana, now preserved in volcanogenic horizons with similar ages and geochemical patterns along the Claromecó, Karoo and Paraná Basins.

Keywords: Geochemistry, Provenance, Tectonic setting, Ventania Fold Belt, Claromecó Foreland Basin

Highlights:

- The Curamalal and Ventana Groups deposited at a passive margin environment.
- Upper part of the Pillahuincó Group contains geochemical and petrographical signatures of active margin.
- The age of 288 ± 13 Ma were obtained for tuffs in the upper half of the sequence.
- Regional correlation of southern margin of Gondwana is presented.

Graphical abstract



1. Introduction

Regions exhibiting the interactions between two or more continental blocks in a compressional tectonic setting are key to understand the tectonomagmatic activity, sedimentary infill, and metamorphic/deformational evolution both during and after collisional processes. In the context of their geotectonic settings, foreland systems are associated with convergent plate margins with fold-thrust (orogenic) belts forming along the edge of the overriding continent. It is generally accepted that the sediment accommodation in this type of basin only occurs due to flexural subsidence driven by the topographic load of the thrust sheets and sediment load of the foreland region (DeCelles & Giles, 1996).

The relationships between the Ventania Foldbelt, Claromecó Foreland Basin, and Somun Cura (or Northern Patagonian) Massif provide some insight into the geologic evolution of the southwest portion of the Gondwana supercontinent (Fig. 1a). The Ventania System (Ventania Fold Belt-Claromecó Basin) is located in central-east Argentina between the latitudes of 37° and 39° S and longitudes of 61° and 63° W. This system constitutes a mountain chain with a general N30-45°W direction and approximately 180 km long by 60 km wide (Fig. 1b). The rocks of the Ventania System are a thick sedimentary sequence of Paleozoic age with interbedded tuff layers in the upper portion of the basin and small exposures of the Neoproterozoic-Cambrian basement, which is comprised of mylonitic granites and rhyolites as well as a scarce occurrence of gneisses.

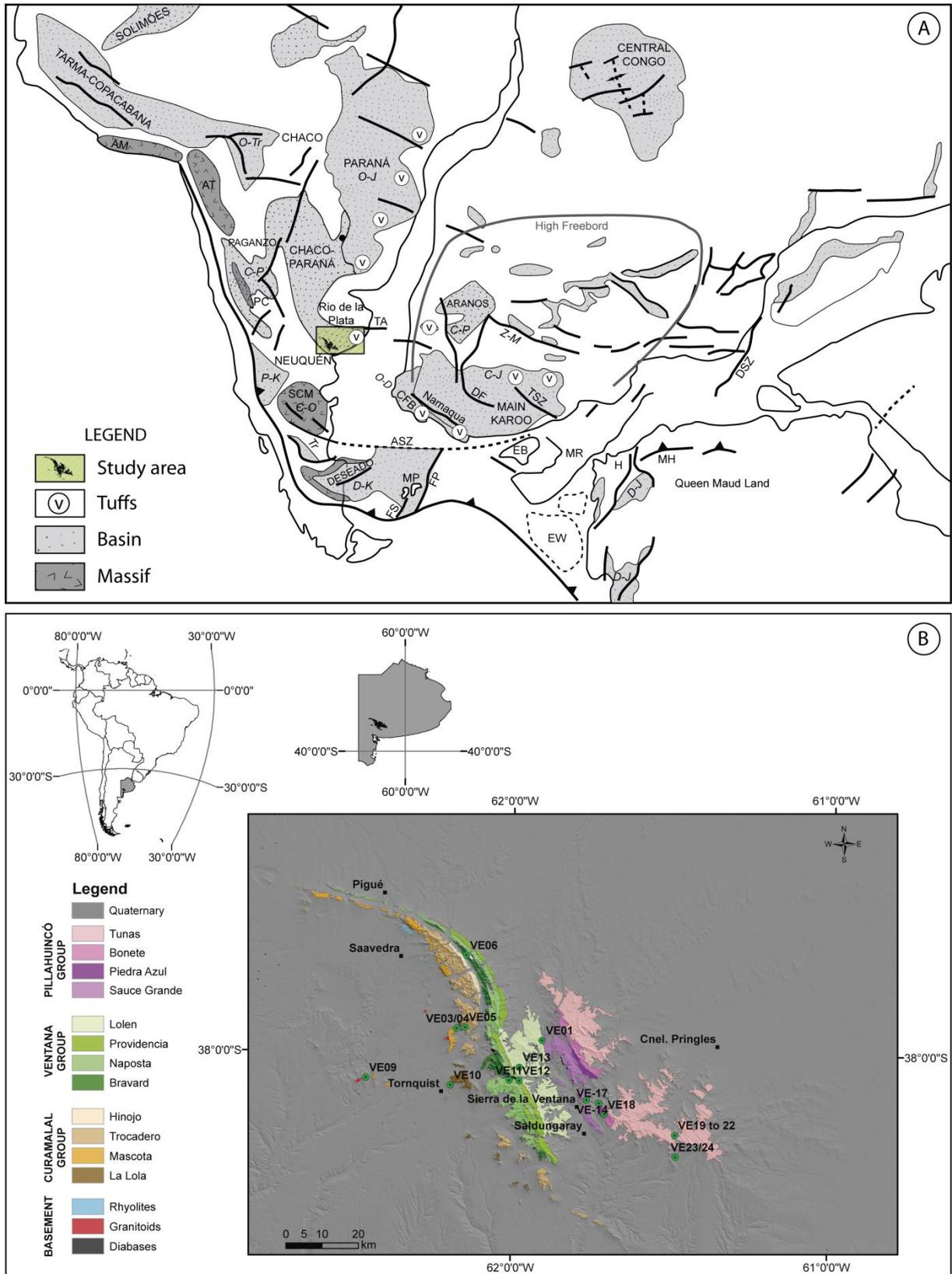


Figure 1. (A) Paleogeographic reconstruction of SW Gondwana with tuff levels in the Palaeozoic Basin modified from Tankard *et al.* (2009). The plate margin is based on accreted terranes and massifs (Ramos *et al.*, 1988) of the Neoproterozoic Patagonian basement (Pankhurst *et al.*, 2006), Proterozoic Falkland Plateau basement (Richards *et al.*, 1996), Ellsworth–Whitmore block (Curtis, 2001), and Paleozoic basins. The high-standing Precambrian basement in southern Africa,

overlain by Karoo-age strata, is surrounded by early Paleozoic basins (e.g., Central Congo, Paraná, Claromeco and Cape basins). AM, Arequipa massif; ASZ, Agulhas shear zone; AT, Antofalla massif; DF, Doringberg fault; DSZ, Davie shear zone; EB, Maurice Ewing Bank; EW, Ellsworth–Whitmore block; FP, Falkland Plateau fault; FS, Falkland Sound fault; H, Heimefront shear zone; MH, Muhlig Hofmann Mountains; MP, Malvinas Plateau; MR, Mozambique Ridge; SCM, Somun Cura Massif; PC, Precordillera terrane; SA, Sierras Australes; TA, Tandilia shear zone; TSZ, Tugela shear zone; Z–M, Zoetfontein–Melinda shear zone. Ages: E, Cambrian; O, Ordovician; D, Devonian; C, Carboniferous; P, Permian; Tr, Triassic; J, Jurassic; K, Cretaceous. (B) Generalized geological map of the Ventania Fold Belt-Claromecó Basin and adjacent areas with sample locations (modified from Harrington, 1947).

This region has been studied for the reconstruction of Gondwana since the pioneering work of Keidel (1916) who observed mutual characteristics between outcropping sequences in Argentina and South Africa. Du Toit (1927, 1937) also noted similarities between the Ventania Fold Belt and Cape Fold Belt and united the two belts in what he called the “Samfrau Geosyncline”.

The Ventana System is formed by the basal units of the Curamalal and Ventana Groups and represents a stable platformal sequence of the old passive margin in Gondwana (Ramos, 2008) and the Neopaleozoic Claromecó Basin, adjacent to the Ventania Fold Belt, which is filled with sediment from the Pillahuincó Group. A synorogenic molasse foreland sequence composed of arkoses and subarkoses of volcanic clasts from the Bonete and Tunas Formations occurs in the upper part of the Pillahuincó Group. The objectives of this contribution are to use various petrographical, geochemical and isotopic approaches to accomplish the following:

- (i) Constrain the provenance and tectonic settings of the Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups through both petrography and major, trace, and rare-earth element geochemical data.

(ii) Apply whole-rock geochemistry analysis of the tuffs to determine the possible tectonic setting and magmatic affinity of the volcanoes responsible for expelling the volcanogenic horizons.

(iii) Chronocorrelate the tuff horizons of the Tunas Formation to ash fall deposits in the Karoo and Paraná Basins using geochemical and geochronologic fingerprints.

2. Tectonic framework

Throughout most of the Paleozoic, the southern part of Gondwana underwent a geodynamic context involving subduction between its cratonic portion, which was composed of a complex framework of cratonic blocks, and the oceanic lithosphere of the *Panthalassa* Ocean. This domain of compressional stresses led to the evolution of both fold and thrust belts and the adjacent foreland basins (Milani & Ramos, 1998). Most of the modern reconstructions of Gondwana accept that its southwest margin consisted of a continuous siliciclastic passive margin that extended from the Ventania Fold Belt to the Cape Fold Belt in South Africa (Milani, 1997) (Fig. 2).

The Claromecó Basin was deposited in the foreland region of the Ventania Fold Belt as a result of thrust stacking (Ramos, 1984). Two distinct domains should be considered when analyzing the tectonics and sedimentation of southwestern Gondwana: (i) its cratonic portion, which consists of a complex mosaic of crustal blocks that were amalgamated each other until the Cambrian, and (ii) the Gondwanides, which are a wide magmatic arc that developed due to the subduction of the *Panthalassa* against cratonic Gondwana (Powell, 1993).

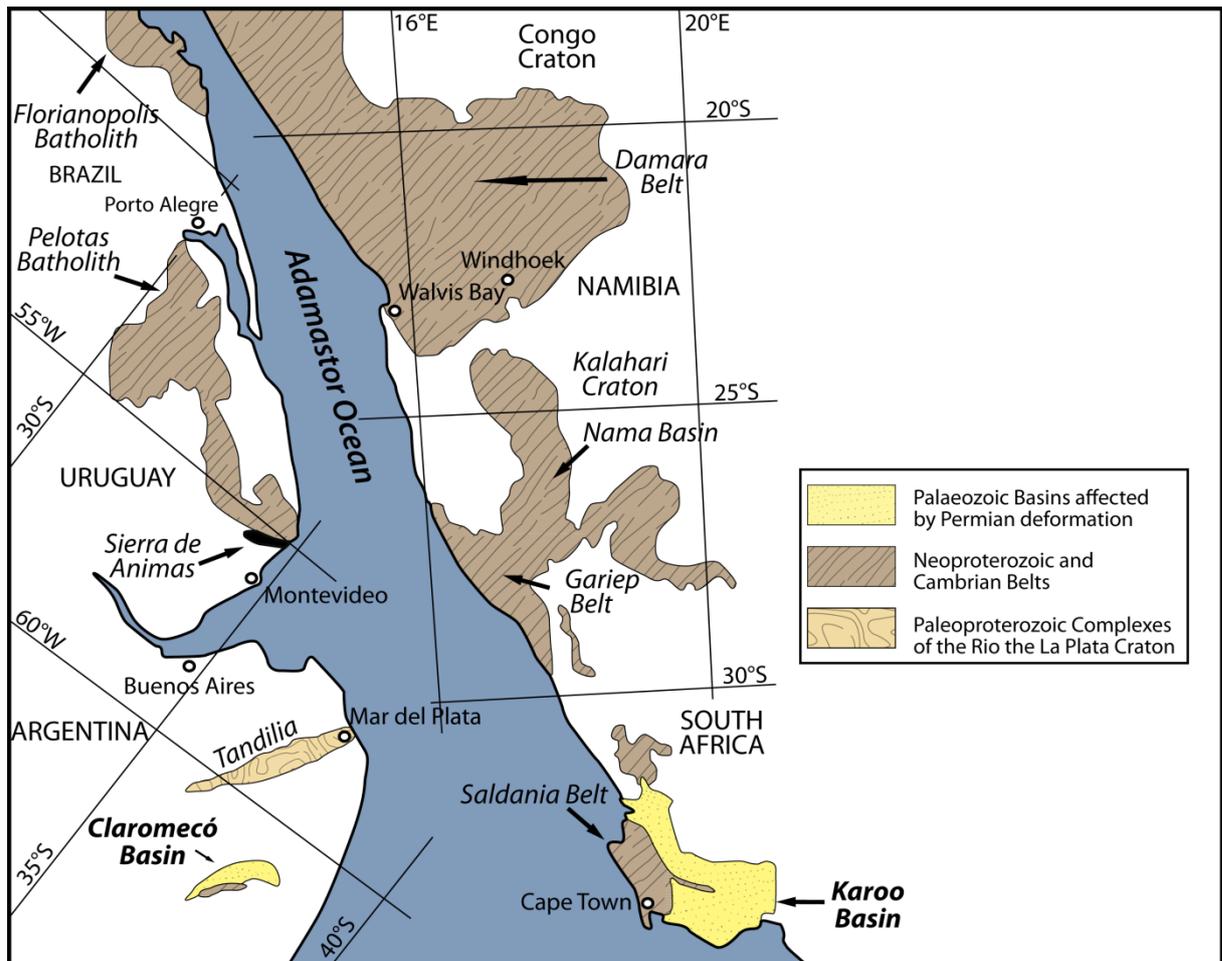


Figure 2. A reconstruction of SW Gondwana that shows the distribution of the Neoproterozoic and Cambrian orogens associated with the closure of the Adamastor ocean (modified from Da Silva et al. 2000) and Palaeozoic belts that resulted from the Permian Gondwanian deformation.

In a regional context, the Claromecó Foreland Basin, which has a NE-SW trend and is comprised of Paleozoic sediments over 10,500 meters thick in the depocenter (Fig. 1), is associated with the Ventania Foldbelt. This foreland region formed as a result of thrust stacking during the intense Permian deformation (Ramos & Kostadinoff, 2005). Small exposures of slightly deformed rocks are assigned to the Pillahuincó Group. Farther east is the Sierra Tandil, which contains rock outcrops aged between Cambrian and Ordovician. The Cretaceous Colorado Aulacogen to the south is a pre-rift sequence associated with the Sauce Grande Basin deposits. The Paleozoic rocks underlying the aulacogen were formed by the Pan de Azúcar

basement as well as the Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups and are part of the Claromecó Basin. The Northern Patagonian Massif (or Somun Cura Massif) in the southwest is composed of Eopaleozoic rocks deformed and intruded by Permian rocks (Japas, 2007). Volcanic manifestations occurred over a wide area and temporal scale during the Phanerozoic and peaked during the Permian (Llambías *et al.*, 2003). Based on radiometric data, Ramos and Ramos (1979) subdivided the Permian magmatic history along the southwestern portion of Gondwana into two different episodes: (i) Carboniferous–Early Permian and (ii) Late Permian-Triassic. Both episodes are part of the Permo-Triassic Choiyoi Magmatic Province (Kay *et al.*, 1989), which is a large silicic volcano-plutonic complex composed of a complex succession of lava flows, pyroclastic and sedimentary rocks, ignimbrites, sub-volcanic bodies and domes outcropping into central western Argentina and central Chile (Kleiman & Japas, 2009; Llambías *et al.*, 2003; Strazzere *et al.*, 2006).

3. Geology of the Ventania Fold Belt-Claromecó Basin

The Paleozoic Ventania Fold Belt is a curved fold and thrust belt (Ramos, 1984) elongated in the NW direction and associated with a prograding synorogenic edge, the Tunas Formation (López-Gamundí *et al.*, 1995) (Figs. 1b). The areas surrounding the Ventania System are composed of a plain underlain by Tertiary and Quaternary sedimentary rocks (Rapela *et al.*, 2003). Different interpretations of the structural style and evolution of the Ventania System have been proposed. The first attempts were conducted by Harrington (1947, 1970), who suggested that the structures preserved in the Paleozoic sequences of the Ventania System represent a typical example of pure folding associated with only minor faults. Cobbold *et al.* (1991) proposed a

different interpretation by suggesting the strain was generated by a transpressive regime. The Ventania Fold Belt is characterized by isoclinal folds with highly strained quartzites and vergences common to the northeast (Andreis & Japas, 1991). This deformational event occurred during the middle to late Permian and was preserved in anchizonal to greenschist metamorphic facies (Von Gosen *et al.*, 1991). Tohver *et al.* (2008) suggested an age between 260-265 Ma for this tectono-metamorphic event based on Ar-Ar dating.

3.1 Basement of the Ventania Fold Belt

The basement of the Ventania Fold Belt crops out in the western portion of the belt and contains evidence of thrusts associated with low-grade metamorphism dated between 282 and 260 Ma by K–Ar (Varela *et al.*, 1986; Buggisch, 1987). This formation is primarily composed of (1) Paleoproterozoic Agua Blanca granite; (2) Neoproterozoic to Cambrian granites such as Cerro Colorado, Pan de Azúcar-Cerro del Corral and San Mario granites; (3) subordinate bodies of Cambrian rhyolites that outcrop into La Mascota and La Ermita; and (4) small exposures of paragneisses (Rapela *et al.*, 2003). Geochronological studies conducted by Cingolani and Varela (1973) on these basement rocks indicated a range of ages from Neoproterozoic to Devonian. The U-Pb zircon ages presented by Varela and Kostadinoff (2005) and Tohver *et al.* (2012) dated the granites and rhyolites with better accuracy and precision and indicated crystallization igneous ages ranging from Paleoproterozoic to Cambrian and Permian to Triassic deformational ages (see Table 1).

3.2 Stratigraphy, Fossil Record, and Age

According to Harrington (1947, 1970), the Paleozoic Ventania System is composed of three groups named Curamalal, Ventana and Pillahuincó from the base to the top (Fig. 3). The two foremost groups are composed primarily of mature quartzites unconformably deposited onto the igneous-metamorphic basement.

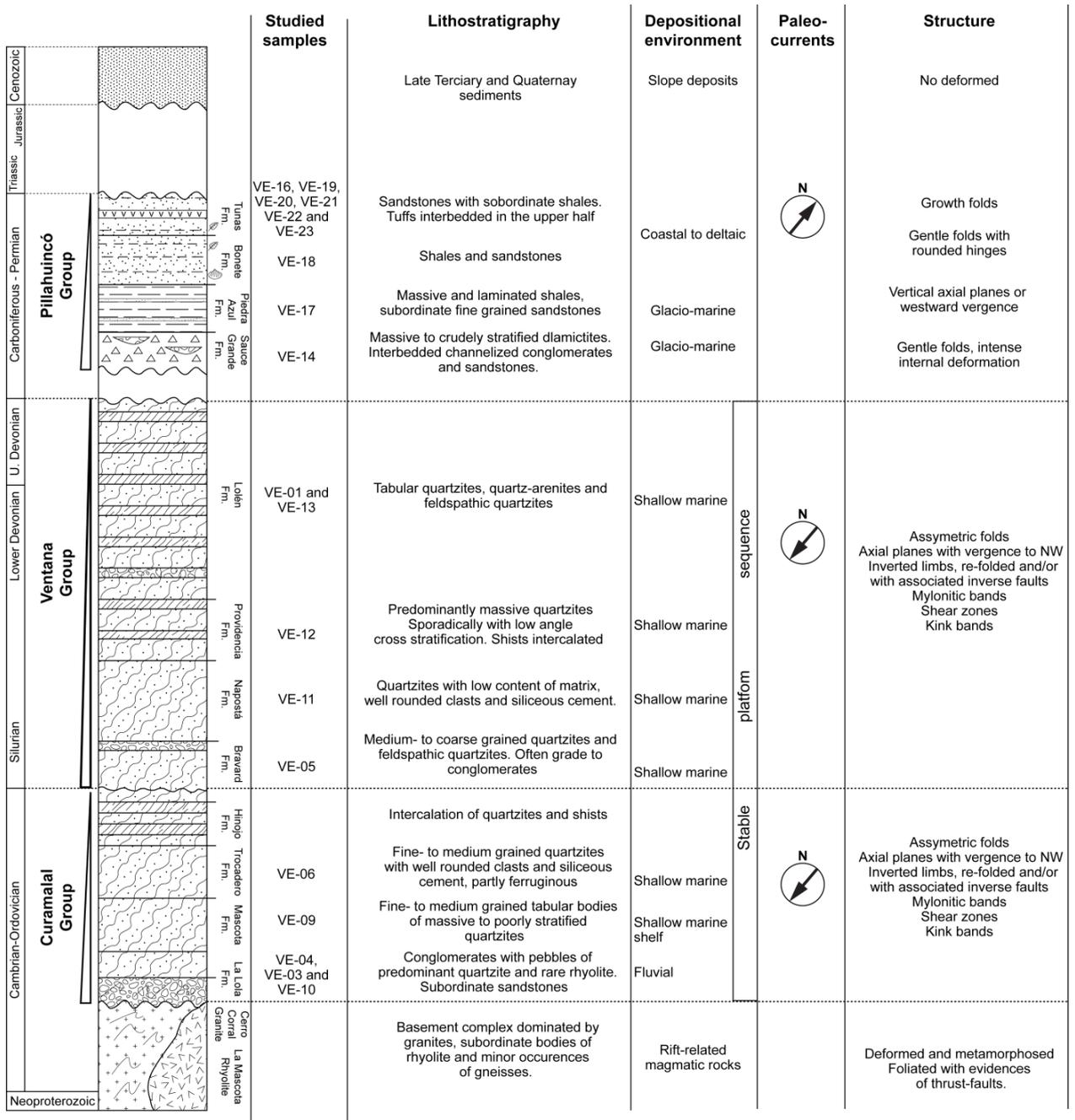


Figure 3. Simplified stratigraphic column in the Ventania System. Based on Harrington (1947), Limarino *et al.* (1999) and Rapela *et al.* (2003) with the location of the analyzed samples.

The paleocurrent patterns in these mature sequences indicate a common provenance from the northeast (López-Gamundí, 1998). Biostratigraphic control of these two groups is scarce and bracketed between the Middle-Late Cambrian and Devonian based on the well-dated basement (Rapela *et al.*, 2003) and overlying unconformity (Andreis *et al.*, 1991).

The Ventana Group (Harrington, 1947) is 1400 m thick, bracketed between the Silurian and lower Devonian, and consists primarily of mature quartzites dominated by shallow marine sedimentary rocks. According to the stratigraphic division proposed by Harrington (1947), this group is divided into following four formations (from the base to the top): Bravard, Napostá, Providencia and Lolén. Harrington (1980) attributed the group to the lower Devonian in age based on brachiopods found in the top of the Lolén Formation.

The Pillahuincó Group, which has compositional features completely distinct from those of the Curamalal and Ventana Groups, represents the top of the sedimentary pile and reaches a maximum thickness of approximately 2,800 m (López-Gamundí *et al.*, 1995). Harrington (1947) subdivided this group into the following four formations from the base to the top: Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete and Tunas. Some authors divide this sequence into two separate basins, the Silurian-Upper Devonian Ventana Basin and the Carboniferous-Permian Claromecó Basin, that culminate in the deposition of the synorogenic deposits in the Tunas Formation (Sellés-Martinez, 2001). The three foremost formations share a common provenance, were derived from an area located northeast and have a

glacio-marine sedimentary evolution (Sauce Grande Formation) followed by transgression as represented by sedimentation in an open platformal marine environment (López-Gamundí *et al.*, 1998). Different source areas for the Tunas Formation have already been inferred as evidenced by both the dominant paleocurrents from the SW and detritic modes characterized by moderate to low percentages of quartz and abundant metamorphic/volcanic lithic fragments. Andreis *et al.* (1987) described the Sauce Grande Formation as being composed of diamictites (74%), sandstones (24%) and pelites (2%). Sedimentological studies interpret most of the diamictites as having a marine origin, most likely rain-out tills, with variable participation from gravity flows (Harrington, 1980; Andreis, 1984). The fossil record is limited to the poorly preserved remains of bivalves (*Astartella pusila*) (Harrington 1947, 1972). The Piedra Azul Formation outcrops into transitional contact with the Sauce Grande Formation, reaches a thickness of approximately 300 m, and consists of primarily pelites and scarce fine-grained sandstones (Harrington, 1947). According to López-Gamundí (1989) and Andreis & Japas (1991), the Piedra Azul Formation was deposited in a marine environment after the disintegration of the Gondwana Ice Sheet (GIS). The sedimentation would have occurred within a transgressive context, which favors the deposition of fine-grained sediments. The Bonete Formation rests conformably on the post-glacial deposits of the Piedra Azul Formation and has abundant *Glossopteris* flora and *Eurysdesma* fauna fossils. Such fauna provides an excellent fossil guide that correlates Gondwana

to the Lower Permian and can also be found in the Permian deposits of the Karoo and Paraná Basins.

The Tunas Formation is a synorogenic clastic wedge (López-Gamundí, 1995, 2006; Ramos, 2008) located east of the thrust front. This formation consists of immature sandstones with subordinate shales with significantly smaller portions of ash-fall tuffs in the upper half of the sequence. The Tunas Formation possesses significantly changed compositional, structural and textural features relative to the other formations of the Pillahuincó Group.

The compositional and textural immaturity combines with the presence of quartz, plagioclase and K-feldspar crystalclasts with subordinate muscovite and calcite grains as well as metamorphic and volcanic clasts to suggest that this formation had different source-areas beyond the juvenile nature of the deposition. Sediment transport patterns in the Tunas Formation have been previously studied by means of paleocurrent and sedimentary petrography (Iguíñez *et al.*, 1988). The authors indicated a dominant sediment transportation direction from the Ventania Fold Belt located to the southwest.

4. Methods and Material

For the provenance studies with petrography and whole-rock geochemistry, we selected seventeen fresh representative surface samples from the primary depositional units of the Ventana System. Of this set, five samples were from the Pillahuincó Group (VE-03, VE-04, VE-06, VE-09 and VE-10), five from the Ventana Group (VE-01, VE-05,

VE-11, VE-12 and VE-13) and seven from the Pillahuincó Group (VE-14, VE-16, VE-17, VE-18, VE-22, VE-23 and VE-24) (Table 2).

The sandstone detrital modes of the Pillahuincó Group (VE-14, VE-16, VE-17, VE-18, VE-23 and VE-24) were determined using the Gazzi-Dickinson point-counting method to better determine the mineralogic/lithologic composition of the source areas independent of the grain size (Table 3). Each sample had 300 points per section submitted at spacing of 0.5 mm.

Samples from the Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups were crushed, milled, and split into fractions for whole rock geochemistry. Samples from the Curamalal and Ventana Groups were not subjected to the Gazzi-Dickinson point-counting method due to their high degree of recrystallization. We preferred to use geochemical approaches to assess the possible sources and tectonic environments of these rocks. Provenance analyses using geochemical diagrams employing major and trace elements, the latter being more appropriate because they are less mobile, were obtained.

Three samples (VE-19) were crushed, milled, and split into fractions for the whole rock analyses, which were carried out at the Acme Active Laboratories (Canada). For the isotopic analyses, one tuff sample (VE-19) was crushed, milled, sieved, and washed to remove any very fine materials (clay and silt sizes). The sieved samples were then treated with a hand magnet and isodynamic Frantz magnetic separator ($\sim 1.5 \text{ \AA}$) to concentrate the non-magnetic fractions. Zircons were concentrated and isolated using standard heavy liquid techniques and were hand-picked under a binocular microscope, mounted onto

double-sided tape and cast in epoxy rounds. Grain cross sections were exposed via polishing for SEM imaging and dating. All of these analyses were performed at the Isotope Geology Laboratory of the University of Brasília. The U-Pb analytical methods and data treatment can be found elsewhere (Chemale et al., 2011).

The depositional age of the tuffs was constrained by U-Pb dating of the volcanic zircon grains (sample VE-19) using LA-ICPMS. The tectonomagmatic affinity of the tuffs was accessed via petrography and whole-rock geochemical analyses. The spatial location and stratigraphic position of the samples are presented in Figs. 1 and 3, while the geochemical and isotope data are in Tables 4 and 5.

5. Petrography

The Curamalal and Ventana Groups are essentially composed of quartzites with blastopsamitic textures characterized by medium-grained quartz sand. The matrix that developed from the metamorphic recrystallization of the quartz surrounding the porphyroclasts constitutes an equigranular interlobate granoblastic texture. The primary clastic quartzite texture for the Curamalal and Ventana Groups (exemplified here by photomicrographs from the Trocadero and Bravard Formations) had been greatly transformed by microfracturing in the ridge clasts, pressure solution processes and recrystallization (Figs. 4 and 5). However, the sedimentary structures were still preserved. Such processes created an abundant secondary matrix (pseudo matrix) in these rocks that makes them unsuitable for provenance analysis based on their framework modes. The quartzites had foliated to a schistose

structure as characterized by the orientation of the muscovite and quartz porphyroclast stretching.

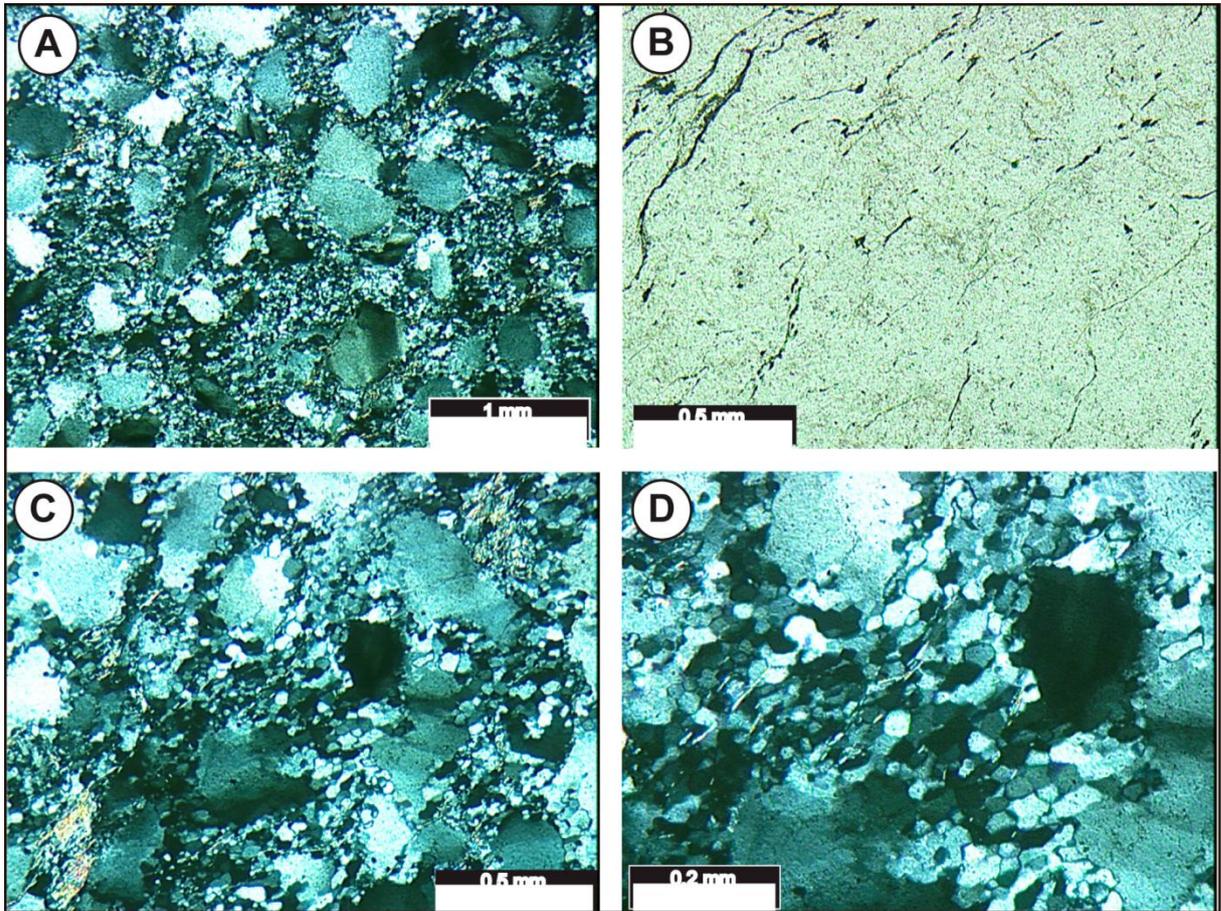


Figure 4. Primary petrographic features of the Trocadero Formation quartzites. (A) Blastopsamitic texture characterized by the presence of 50 to 70 % of medium sand-size quartz porphyroclasts, (B) Plane-polarized light from the metamorphic foliation marked by the orientation of the muscovite. (C) Details of the relationship between porphyroclasts and the recrystallized matrix. (D) Fine grained polygonal equigranular granoblastic texture of the matrix.

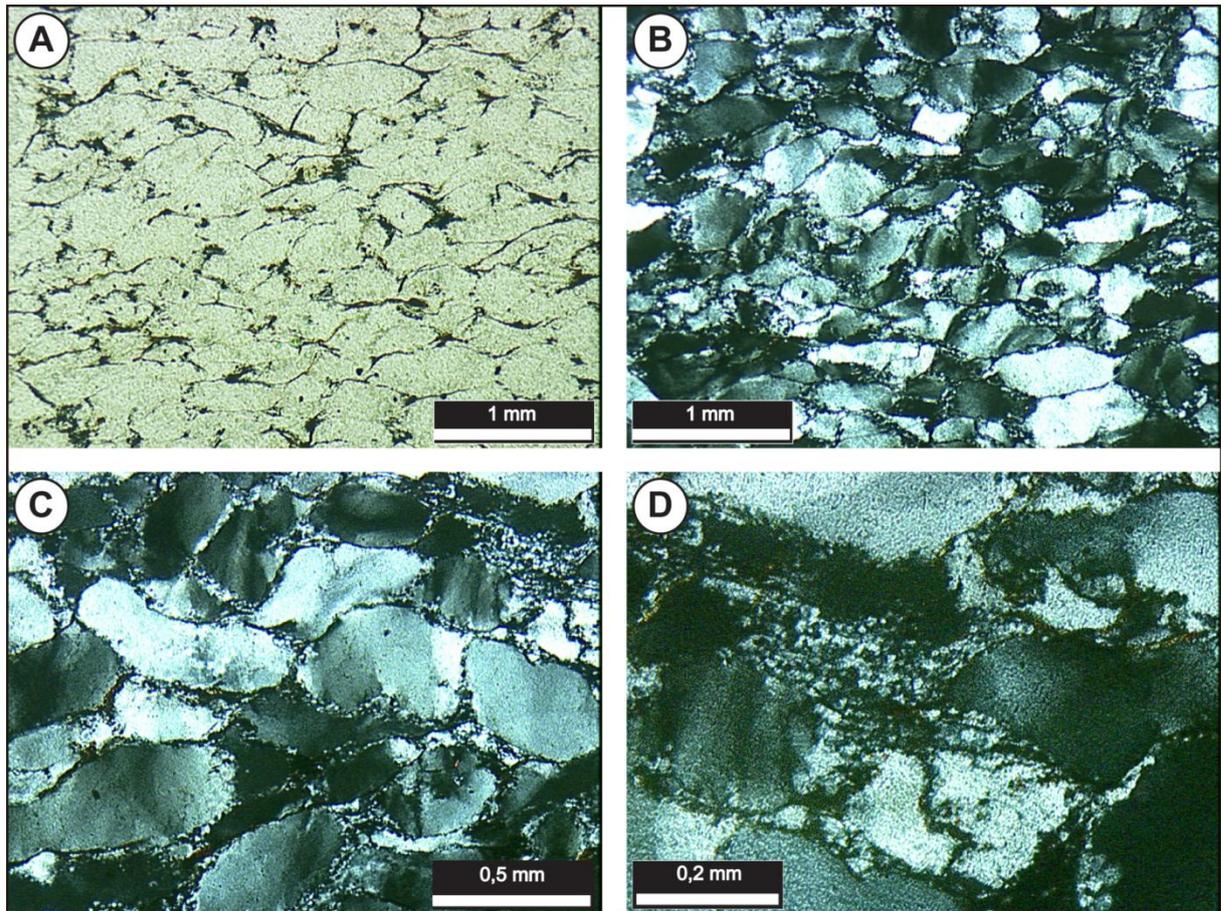


Figure 5. Primary petrographic features of quartzites from the Bravard Formation. (A) Blastopsamitic texture characterized by the presence of 80 to 85% deformed fine- to medium-grained quartz porphyroclasts with metamorphic foliation marked by the lamellae muscovite orientation, (B) Same thin-section in the cross-polarized light, (C) Details of the stretched quartz porphyroclasts and its relationship with the recrystallized matrix, (D) Detail of the very fine grained polygonal equigranular granoblastic texture in the matrix.

5.1 Curamalal Group

The quartzites have a foliated to schistose structure as characterized by the orientation of muscovite lamellae (lepidoblastic texture) and stretched quartz porphyroclasts. A blastopsamitic texture is characterized by the presence of 50 to 70% medium-grained quartz porphyroclasts that evolve into a thin, quartz-rich matrix with restricted occurrences of muscovite and opaque minerals. The grain size selection is elevated, and the porphyroclasts show little variation in size. These quartz porphyroclasts are subangular to subrounded and are

slightly deformed and stretched. The matrix is fully recrystallized, generating a polygonal equigranular granoblastic texture (Fig. 4).

5.2 Ventana Group

The quartzites have a schistose to mylonitic structure as characterized by the muscovite orientation and quartz porphyroclast stretching. The blastopsamitic primary texture is given by the presence of 85 to 90% medium-grained quartz porphyroclasts which evolved into a fine-grained, quartz-rich matrix with restricted occurrence of muscovite (Fig. 5). The quartz grains are moderately sorted with subangular to subrounded shapes and generally little deformed. The porphyroclasts are stretched in high-deformation areas and showed strong undulatory extinction. Recrystallization occurs locally along subgrain boundaries. Matrix content is low (<5%) and fully recrystallized, which generates a fine- to medium-grained polygonal equigranular granoblastic arrangement. The lepidoblastic texture is evidenced by the orientation of muscovite lamellae.

5.3 Pillahuincó Group

The petrographic characteristics of the analyzed samples from the Pillahuincó Group are presented below and in both figure 6 and tables 2 and 3.

5.3.1 Sauce Grande Formation

The Sauce Grande Formation consists of diamictites, conglomerates, quartzites, sandstones and mudstones. The analyzed

sample (VE-14) was taken from a fine-grained quartzitic lens interbedded with a succession of diamictites. The blastopsamitic texture is characterized by the presence of 70 to 75% fine-grained quartz porphyroclasts. The quartz grains are moderately sorted with subangular to subrounded shapes. The sample can be compositionally described as a quartz arenite using Folks's (1980) terminology. The detrital mode of this sample has yielded a composition of Q=80.4%, F=12.8%, L=12.9%. When plotted using Dickinson *et al.* (1983) ternary discriminatory diagrams, both this sample and those studied by Andeis & Cladera (1992) and López-Gamundí *et al.* (1995) (Fig. 6) fall into the cratonic provenance field.

5.3.2 Piedra Azul Formation

The studied sample (VE-17) is a fine-grained quartz-sandstone based on Folk's terminology (1970). The sample is well sorted with massive structure. The clasts are matrix-supported with a low degree of compactation and low sphericity. The percentage of matrix is elevated, between 20 and 25%, and is composed of muscovite and quartz. A composition of Q=73.7%, F=19.3%, L=7.1% was obtained for this sample, which indicates a cratonic provenance according to Dickinson *et al.* (1983) (Fig. 6).

5.3.3 Bonete Formation

Sample VE-18 is a fine-grained quartz-sandstone according to Folk's terminology (1970). The dominant clasts are quartz with a subordinated portion of plagioclase and muscovite in the arkosean

patterns. The clasts are generally matrix-supported with a low degree of compaction, angular shape, low sphericity and moderate sorting. The percentage of the matrix is elevated, between 10 and 20%, and it is composed of chlorite, muscovite and quartz. The sandstones are poorly sorted with massive structure with a significant lithoclast content consisting of fine- to coarse-grained quartz and plagioclases with predominantly angular shapes and low sphericity. The lithoclastic fine-grained quartzites, mylonitic metaquartz-arenites, metapelites and limestones are supported by a fine matrix with a low degree of compaction. The detrital mode of this sample revealed a composition of Q=71.9%, F=21.2%, and L=6.8%, which indicates a cratonic provenance (Fig. 6).

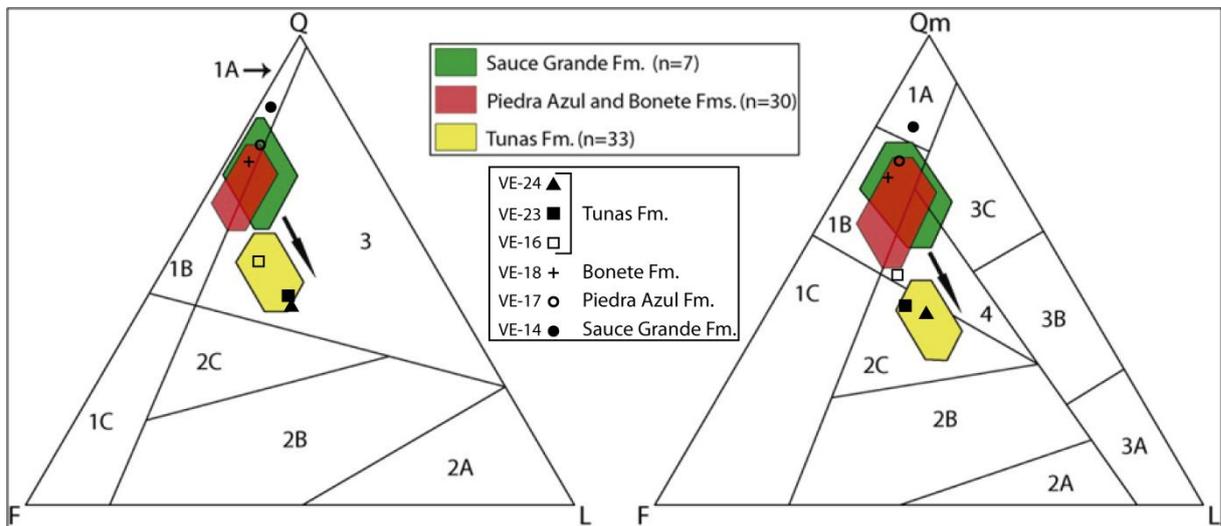


Figure 6. QFL and QmFLt provenance diagrams from Dickinson (1985) for the Pillahuincó Group rocks. Fields from López-Gamundí (1995) and symbols from this work. The provenance fields and subdivisions are as follows: 1, continental block; 1A, craton interior; 1B, transitional continental; 1C, basement uplift; 2, magmatic arc; 2A, undissected; 2B, transitional; 2C, dissected; 3, recycled orogen; 3A, lithic; 3B, transitional; 3C, quartzose; 4, mixed. The Sauce Grande, Piedra Azul and Bonete Formations all have similar compositions in contrast to the quartz-poor Tunas sandstones.

5.3.4 Tunas Formation

5.3.4.1 Sandstones

Both the field aspect and microscopic features of sandstone from the Tunas Formation were entirely distinctive from those of the other, lower formations (Fig. 8). The arenites are arkosean and subarkosean sandstones with massive structure. The sandstone thin-sections in this formation show petrographic features entirely distinctive from the lower formations. The arenites are arkosean and subarkosean sandstones with massive structure and fine to medium-grains that generally contain a significant lithoclast percentage. The degree of selection is low with lithoclasts varying from fine to coarse-grained quartz and plagioclase. The matrix is composed of quartz, muscovite and chlorite. The quartz and plagioclase clasts have angular forms, low sphericity and a low degree of selection. The clasts are generally supported by the matrix and the degree of compression is low. Lithoclasts of fine-grained quartzites, quartz-mylonites, pelites and limestones were identified. The lithoclasts have elongate shape with angular boundaries, low sphericity and millimetric dimensions. Based on their mineralogical content, the analyzed samples (VE-16, VE-23 and VE-24) were classified as feldspathic arenites according to Folk's terminology (1970). The ternary QFL diagram from Dickinson *et al.* (1983) plots the samples exclusively in the recycled orogeny field. In the QmFLt diagram, samples VE-23 and VE-24 fall within the magmatic arc provenance field, while sample VE-16 plots in the mixed provenance field (Fig. 6).

5.3.4.2 Tuffs from the Tunas Formation

Two types of tuffaceous sediments were identified in the upper portion of the Tunas Formation (Fig. 7a) by Iñiguez et al. (1988) based on their grain size: (i) sand-sized tuffs and ignimbrites with vitroclasts and fragments of vitric tuffs immersed in a smectitic matrix and (ii) finer-grained tuffs consisting of scarce fine-grained vitroclasts sands dispersed in a smectitic “groundmass” (Fig 7b, 7c and 7c).

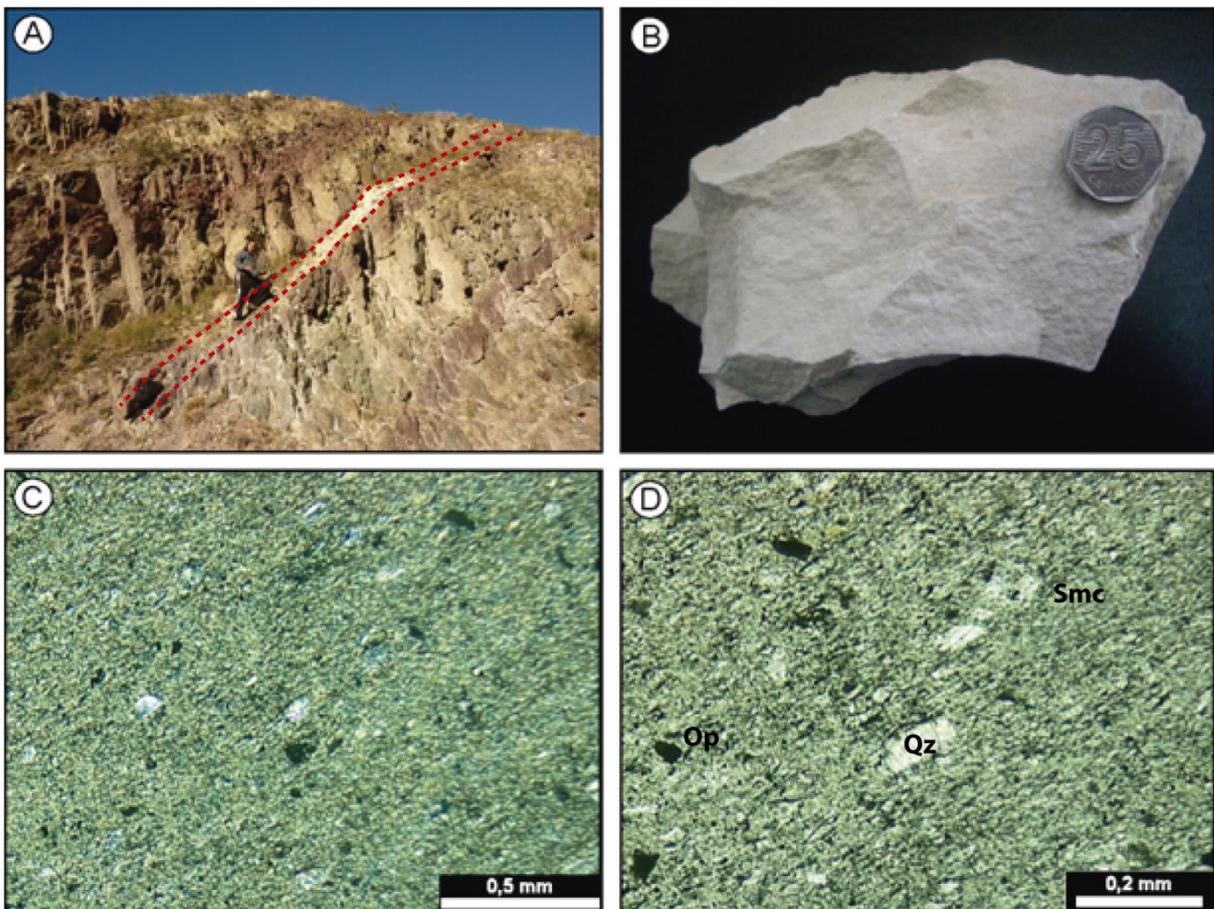


Figure 7. (A) Exposure of tuffs intercalated with sandstones and mudstones from the Tunas Formation in the location of Abra del Despeñadero. (B) Hand specimen showing the homogeneous appearance of the tuffs. (C) and (D) Photomicrographs of both in plane and cross-polarized light showing the scarce, very fine-grained vitroclasts imbedded in a smectitic-rich matrix. Op.: opaque minerals, Smc: smectite, Qz: quartz

The tuffs studied here are of the second type, which are classified by Iñiguez *et al.* (1988) and others as volcanic ash deposited in a subaqueous environment. These tuffs are commonly off-white in

color, very fine grained (< 2 mm) and massive to thinly cross-bedded with a unit thickness range between 0.4 and 1.2 m in the studied area. Thin section petrography reveals that the studied tuffs are matrix-supported and consist of scarce amounts of fine-grained crystaloclasts of quartz and plagioclase.

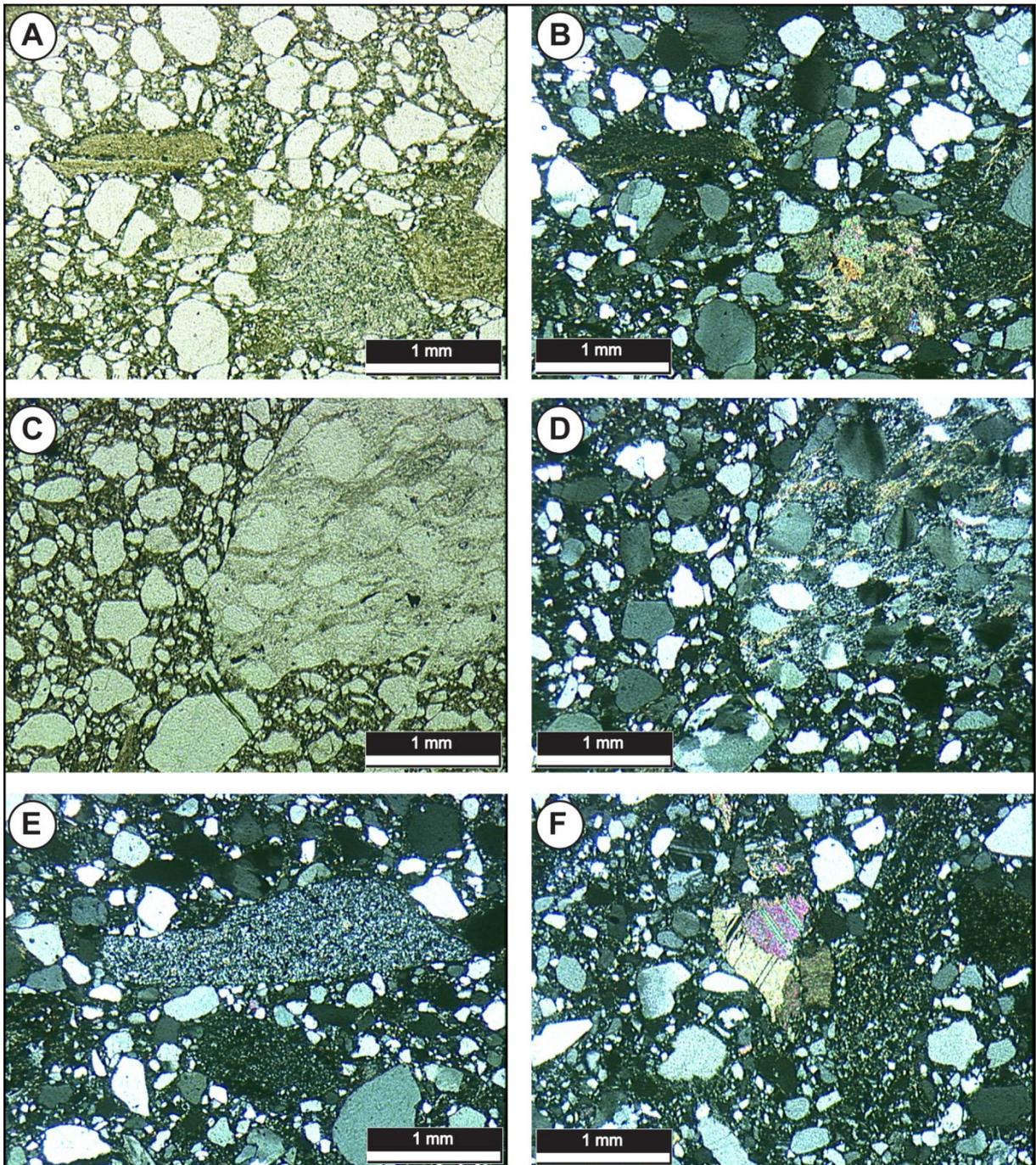


Figure 8. Primary petrographic features of the Tunas Formation sandstones. (A) Sublithic sandstone with massive structure and psammitic texture characterized by the presence of angular quartz grains supported by a thin matrix rich in quartz and

mica (B) The previous thin-section in plane-polarized light. (C) Detail of quartzite with a protomylonitic texture. (D) The previous thin-section in cross-polarized light. (E) Detail of angular fine-grained quartzite clasts. (F) Detail of angular, fine-grained quartzite and limestone clasts.

6. Geochemistry

One of the objectives of this contribution was to characterize the provenance area of the studied samples using geochemical data.

Fifteen (15) metasedimentary/sedimentary rocks for the Ventania Fold Belt-Claromecó and three (3) sample from tuffs in the Tunas Formation were analyzed for major, minor, trace and REE. Mobile elements such as Si, Na, K, Ca, Mg and Fe are more vulnerable to remobilization during weathering, erosion, transport, deposition, diagenetic processes and metamorphism. Despite all of the obstacles when working with the geochemistry of sedimentary and metasedimentary rocks, discriminant diagrams using major oxides to differentiate source areas were successfully created. The analytical data from the major oxides samples analyzed are given in the Table 4. The chemical composition of clastic sedimentary rocks is a function with complex variable interactions that primarily depends on the nature of the source area(s), type of active weathering on these rocks and subsequent diagenetic processes (McLennan, 1993). Taylor and McLennan (1985), Bhatia and Crook (1986) and McLennan et al. (2003) considered the trace elements to be relatively immobile. Elements such as Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Sc, Cr, Ni, V, Co, Th and rare-earth elements can be observed as indicators of sedimentary provenance. McLennan (1993) showed that geochemical approaches are more appropriate than petrographic techniques when working with metasedimentary rocks because the

metasedimentary rocks have substantial pseudo-matrices. This work excels in geochemistry because the two foremost groups are essentially composed of quartzitic rocks, whereas the final group only shows incipient metamorphism with no evidence of hydrothermal alterations or weathering.

6. 1 Metasedimentary and sedimentary units

6.1.1 Major element geochemistry

The metasedimentary and sedimentary rocks of the Ventania System possess a variable SiO_2 content (70.6-98.6%) that is higher than average for the Upper Continental Crust, 66%, according to Taylor and McLennan (1985) (Fig. 9a).

The increased Al, Fe, K, and Na content in the analyzed samples from the Lolén Formation (VE-01 and VE-13, both metapelites) most likely represented a higher muscovite and albite content relative to the Bravard (VE-06), Napostá and Lolén samples (all quartzites). The depletion of Na_2O in the Curamalal and Ventana Group can be attributed to the small quantities of Na-rich plagioclase present as shown by the petrographical data.

The analyzed rocks from the Pillahuincó Group presented homogeneous SiO_2 values (approximately 75% with one sample showing 87.5%). The Al_2O_3 (5.0-13.0%), Fe_2O_3 (1.6-4.8), CaO (0.4-3.6%), Na_2O (1.1-3.8%) K_2O (1.4-2.0%) and TiO_2 (0.3-0.6%) contents were higher than for the Curamalal and Ventana Group rocks. The elevated CaO content with respect to the other groups is most likely

caused by the carbonate lithoclasts observed in these rocks and plagioclase detrital grains. In this group, the increased Al, Fe, Ca, Na and K content and decreased SiO₂ content agree with the decreased quartz, plagioclase and silt.

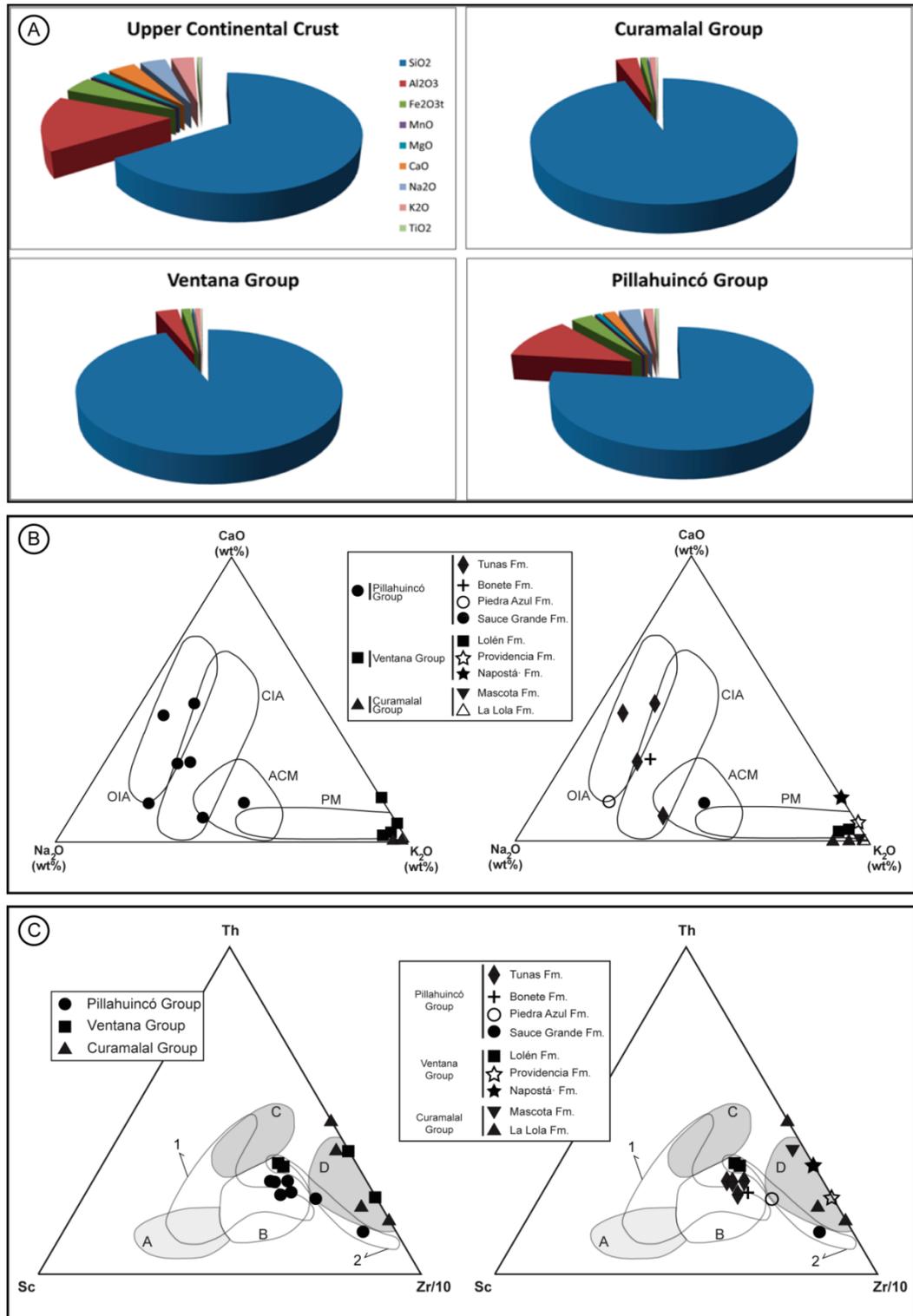


Figure 9. (A) Representation in pie diagrams for the average composition of the Upper Continental Crust, Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups. Note the strong similarity between the average compositions of the Curamalal and Ventana Groups and the Upper Continental Crust and the Pillahuincó Group. (B) Data from the Curamalal, Pillahuincó and Ventana Grupos from the ternary $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ plot based on Toulkeridis (1999). OIA = oceanic island arc, CIA = continental island arc, ACM = active continental margin, PM = passive continental margin. (C) Sc-Th-Zr/10 diagram from Bhatia and Crook (1986) and Bahlburg (1998). A: oceanic island arc; B: continental island arc; C: active continental margin; D: passive/rifted margins; (1) recent deep-sea turbidites derived from and deposited on the continental arc margin; (2) recent deep-sea turbidites derived from and deposited on the passive margin (data from Bahlburg, 1998).

Provenance analyses can be obtained using the $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ binary diagram of Roser and Korsch (1986) (Fig. 10). Here, the Curamalal and Ventana Group samples plot in the passive margin field. The $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios from the Pillahuincó Group approach 0.5 and reflect nearly equal plagioclase and feldspar content in the active continental margin with the exception of one sample from the upper portion of the Tunas Formation, which is attributed to magmatic arc provenance.

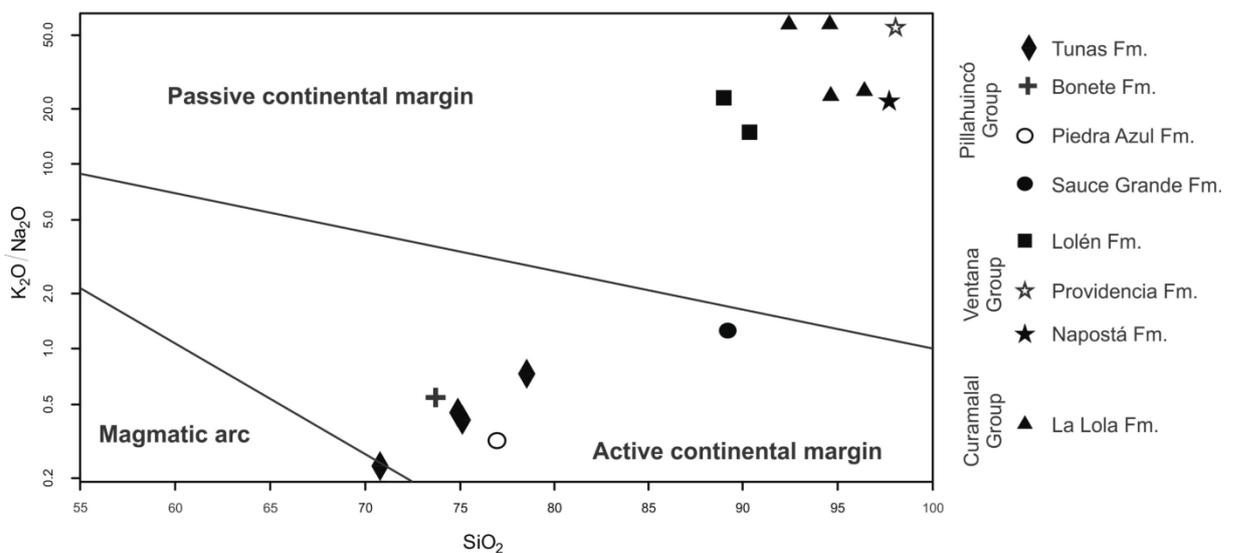


Figure 10. Data from the Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups in the binary $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ plot of Roser and Korsch (1986).

Provenance analyses can also be obtained using the CaO-Na₂O-K₂O triangle diagrams proposed by Bhatia (1983) and modified by Toulkeridis et al. (1999). The samples of the Curamalal and Ventana Groups plotted in the passive margin field, and transitions from the passive margin to the arc setting are visible in the Pillahuincó Group (Fig. 9b and c).

6.1.2 Trace element geochemistry

The sedimentary provenance studies are more robust when using immobile element ratios because these ratios are not vulnerable to post and pre-depositional processes (McLennan et al., 1993). According to Taylor & McLennan (1995), the Th/Sc ratio is a good indicator for differentiating mafic vs. felsic sources. Sediments derived from mafic and ultramafic sources in the Upper Continental Crust have ratios below 0.6. Felsic sources lead to detritus with a ratio equal to or greater than 0.79 (McLennan et al., 1990). The Zr/Sc ratio is a robust marker of zircon enrichment because of the high Zr concentration in zircon, whereas Sc preserves the provenance signature. The use of Zr/Sc and Th/Sc ratios is important for quantifying the degree of sedimentary recycling because the Zr concentration is directly related to the zircon content of the sediments and indicates the degree of recycling.

The Th/Sc ratios in the Curamalal Group range between 3.95 and 11.8 with two samples from the La Lola Formation (VE-03 and VE-04) with Sc content below 1 ppm. The Th/Sc ratios of the samples from the La Lola (VE-10) and Mascota (VE-09) Formations are 11.8 and

3.95, respectively; these values are both above 0.79, which indicates a felsic source similar to the Upper Continental Crust.

For the Ventana Group, samples VE-01 and VE-13 (Lolén Formation) show a fairly constant Th/Sc ratio of approximately 1.66, which is above the average for the Upper Continental Crust. The studied samples from the Naposta (VE-11) and Providencia (VE-12) Formations showed values below the detection limit of 1 ppm.

Due to the lithological and structural differences between the Sauce Grande-Piedra Azul and Bonete-Tunas Formations, the data for the Pillahuincó Group were interpreted separately. The sample representing the Bonete Formation in this work was collected from an outcrop with the same paleocurrent patterns found in the Tunas Formation to the northeast, which explains their separation into two distinct groups. The Th/Sc ratios of the Sauce Grande and Piedra Azul Formations are quite similar, 1.42 and 1.45, respectively. The ratios for the Bonete and Tunas Formations vary between 0.98 and 1.38. All of these values are above the Upper Continental Crust average and are indicative of felsic source areas. The Zr/Sc ratios for all of the samples from the Pillahuincó Group were low and varied between 0.01 and 0.05, which indicates a low grade of sedimentary recycling. No sample had a ratio below 0.6, which indicates that the source areas are not constituted by mafic/ultramafic rocks. The low Sc content was also indicative that no mafic/ultramafic rocks were involved in the source areas.

In the Sc-Th-Zr/10 diagram from Bathia and Crook (1986), the Curamalal and Ventana Groups are assigned to a passive margin

environment. A change between the Pillahuincó Group rocks derived from and deposited at a passive margin setting and those with a continental arc (of an active continental margin) provenance was observed (Fig. 9c).

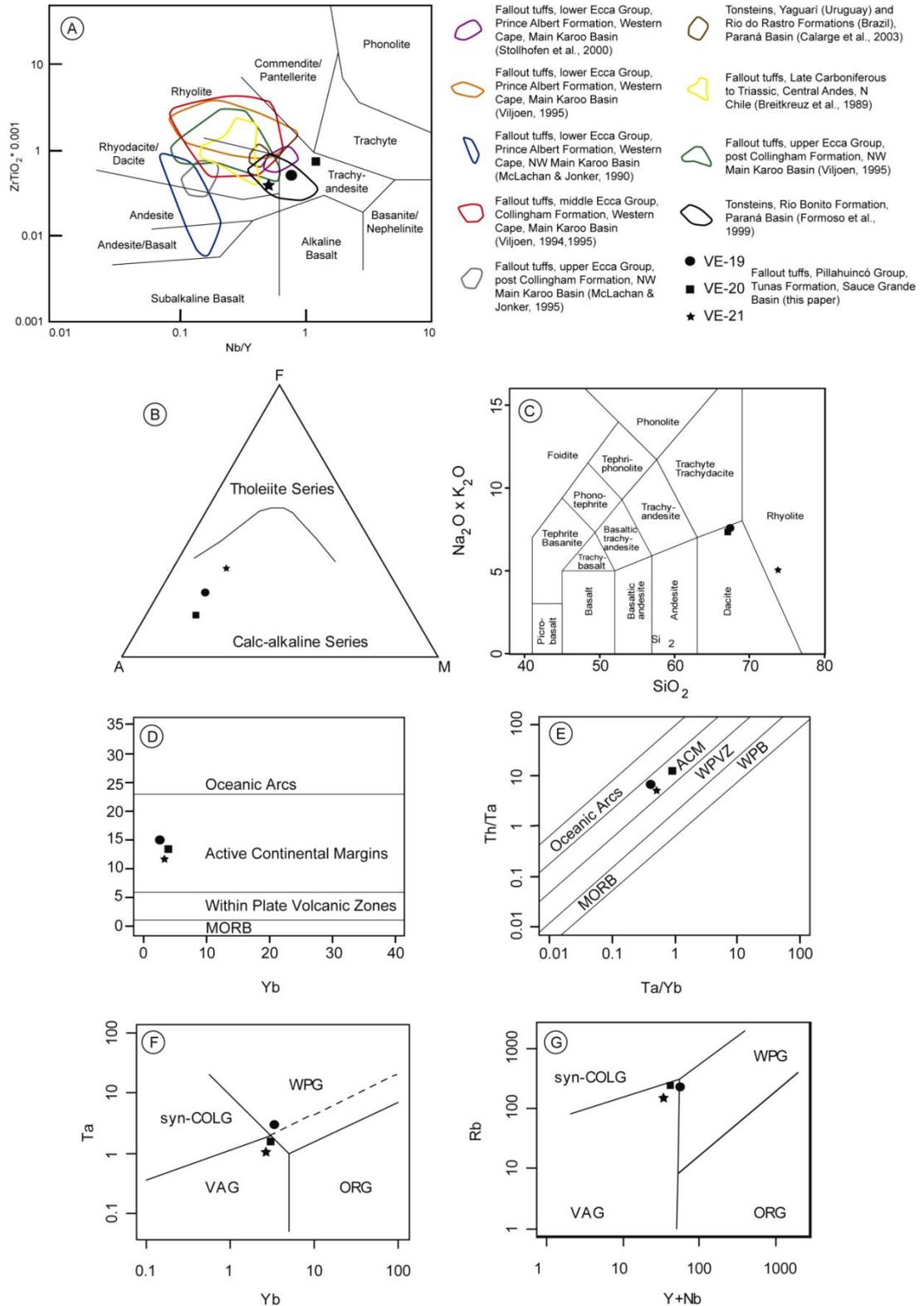


Figure 11: (A) $ZrTiO_2 \times Nb/Y$ diagram of Winchester & Floyd (1977) for tuffs from the Tunas Formation and main Karoo, Paraná and Central Andes of northern Chile. (B) Samples from the Tunas Formation in a Jensen (1976) diagram and (C) Irvine and Baragar (1971) discriminant diagram. (D) and (E) $Th/Ta \times Ta/Yb$ and $Th/Ta \times Yb$ diagrams (after Pearce, 1983) for tuff rocks. All samples have clearly active continental margin affinities. Tuffs from the Tunas Formation in (F) Rb versus Y+Nb and (G) Ta versus Yb discriminant diagrams from Pearce et al. (1984). VAG — volcanic arc granite; ORG—oceanic ridge granite; WPG—within-plate granite; syn-COLG—syn-collisional granite.

6.2 Tuffs from the Tunas Formation

Tuff horizons are ideal stratigraphic markers because, as the products of fallen volcanic ashes, they are widely distributed over large areas in a short period of geologic time. The geochemical and geochronological correlations between tuffs in the Tunas Formation of the Claromecó Basin and similar chronocorrelated units in the Paraná and Karoo Basins provide a good understanding of the volcanic activity and sedimentation along the southwestern margin of the Gondwana supercontinent during the Permian.

Whole-rock major, minor, trace and rare-earth element data and X-ray diffraction analysis were evaluated to characterize the tuffs from the Tunas Formation. Geochemical data from the three tuff samples from the Tunas Formation plotted in a $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ discrimination diagram by Winchester & Floyd (1977) indicated that the source magma had a trachyandesitic composition (Fig. 11a). This conclusion is supported by the occurrence of quartz, plagioclase and pyroxene as fragmented phenocrysts in the tuffs.

When plotted on the $Na_2O + K_2O \times SiO_2$ (TAS) discrimination diagram by Le Bas *et al.* (1986), the tuffs demonstrated a dacitic to

rhyolitic composition with a SiO₂ content ranging from 66 wt.% to 74 wt.% (Fig. 11c). They are high K and follow a calc-alkaline trend.

From the LREE enrichment in the REE elements patterns, depletion of Ti and P, and the tectonic discrimination diagram of Pearce *et al.* (1984), we concluded that the tuffs in the Tunas Formation were derived from a calc-alkaline continental-arc setting (Fig. 12b). These analyses also possessed negative Eu anomalies indicative of calc-alkaline magmas (Pearce *et al.*, 1995) in which Eu was retained by the source feldspar during partial melting or was removed by fractional crystallization of the plagioclase (Fig. 12a).

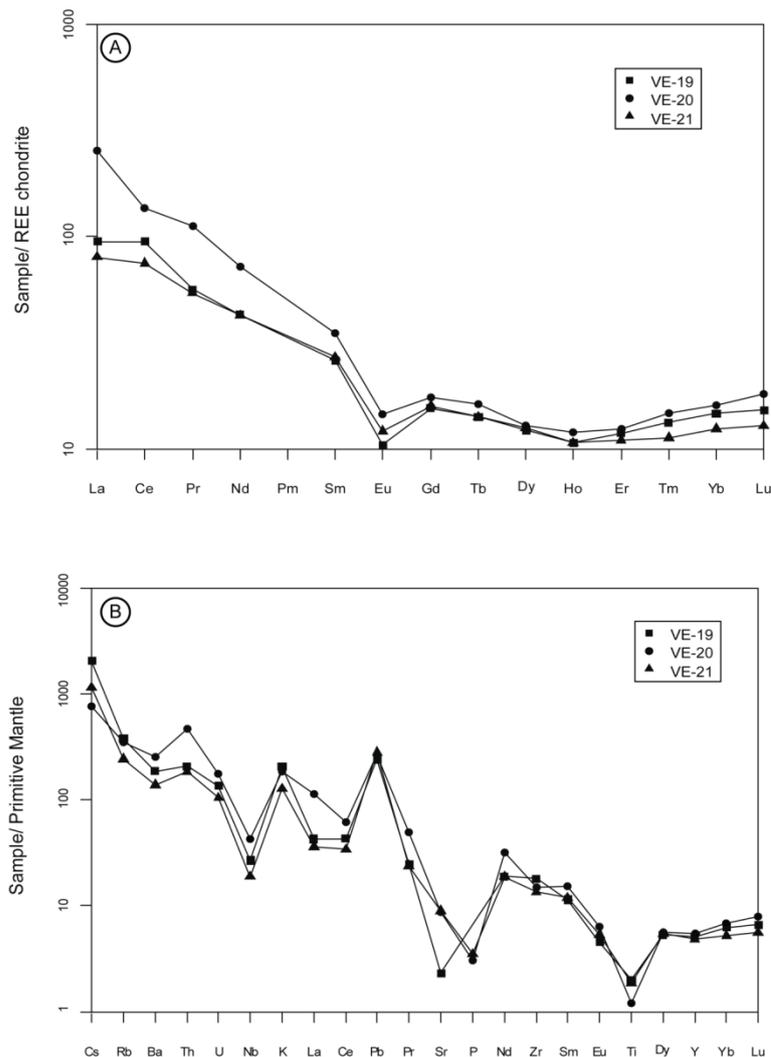


Figure 12. (A) Normalized plot for rare earth elements in Chondrite for tuff samples from the Tunas Formation. Chondrite normalization values are from Boynton (1984). (B) Primitive mantle normalized rare earth element plot for tuff samples from the Tunas Formation. Primitive mantle normalization values are from Sun and McDonough (1989).

7. U-Pb isotopic data

One sample from the tuffs of the Tunas Formation (VE-19, see location in Fig. 1a and b) was analyzed by U-Pb zircon geochronology using LA-MC-ICP-MS at the Isotopic Geology Laboratory of the University of Brasilia, Brazil. The samples were collected from the same outcrop (38°12'40.6" S and 61°29'04.7" W), separated by a vertical distance of 10 meters. The depositional time interval of the sandstone in the upper half of the Tunas Formation was constrained by U-Pb dating of volcanic zircons from two tuff layers to obtain the depositional age. The sample is a vitric tuff interbedded with sandstones and pelites from the top of the Tunas Formation. The tuff layers have decimetric thicknesses, tabular geometries and foliated structures. Of a total of nine (9) zircon crystals from sample VE-19, six (6) had ages between 292 ± 16 Ma and 283 ± 16 Ma, two (2) were between 313 ± 14 and 309 ± 13 and one was 513 ± 21 Ma (table 5). The error in the obtained ages was uncommonly large due to the small size of the dated zircons and the small amount of ^{206}Pb and ^{207}Pb . The six younger zircons gave an average crystallization age of 288 ± 13 Ma for sample VE-19 (95% confidence limits; MSWD=0.012) (Fig. 13), whereas the two youngest zircons yielded an age of 283 Ma.

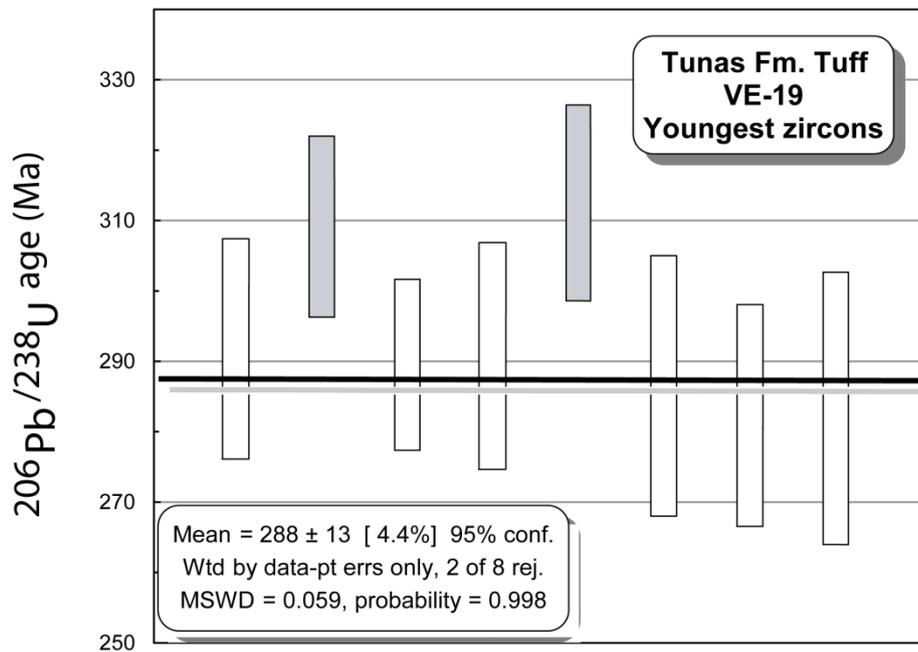


Figure 13. U-Pb in situ zircon age for sample VE-19 obtained by LA-MC-ICPMS.

8. Discussion

Integrating the geological, paleontological, sedimentological, and structural data with the petrographical, geochemical and geochronological data presented here provides some insight into the provenance, volcanic record and tectonic setting of the Ventana System. It is also possible to link the extensive 'Choiyoi' volcanism along the southwestern margin of Gondwana to the volcanogenic horizons of the Karoo, Paraná and Sauce Grande Basins through geochemical and geochronological means.

The use of whole-rock geochemistry is restricted for sedimentary and metasedimentary rocks. This approach yielded good results for the rocks studied here and demonstrated that it can be a good provenance

indicator and discriminate tectonic environments in some cases especially when diagenetic and metamorphic process are not as active.

The geochemical and petrographical data from the Curamalal and Ventana Groups indicated the rocks were derived from and deposited at a passive margin setting. Both major and trace elements revealed satisfactory results when employed in tectonic and provenance discriminant diagrams, clearly attributing the Curamalal and Ventana Groups to the passive margin field. This agrees with previous studies focused on petrographical (Andreis and Japas, 1991; López-Gamundí et al., 1995), sedimentological, stratigraphical (Harrington, 1947, 1970; Buggish, 1987; Zavala et al., 2000) and structural (Von Gosen et al., 1990; Cobbold et al., 1991) approaches. The diagrams for the Pillahuincó Group employing major elements as their discriminants indicate these rocks are composed of sediments derived from rocks with signatures typical of active continental margins. Using immobile elements causes a transition from rocks derived from and deposited at a passive margin (Sauce Grande and Piedra Azul Formations) to those derived from an arc magmatic setting (Bonete and Tunas Formations), which may record the passage from passive to active margin. Both major and trace data for the Bonete and Tunas Formations show very strong and consistent signatures from at least the magmatic sources most likely related to continental arc volcanism. The data obtained for the Pillahuincó Group is also concordant with previous research that demonstrated a change in the direction of transport in the upper half of this group (Andreis and Cladera, 1992; López-Gamundí and Rossello, 1995).

When the average chemical composition of the Curamalal, Ventana and Pillahuincó Groups are compared with each other and the average composition of the Upper Continental Crust, a clearly compositional similarity between the first two groups is revealed. On the other hand, the Pillahuincó Group has an average composition very similar to the Upper Continental Crust, supporting the origin of the detrital rocks of this group from different source areas.

In an attempt to prove the reliability of the geochemical data used in this study of provenance, six representative samples of the Pillahuincó Group were subjected to the Gazzi-Dickinson point-count method. Our detrital modes from the Sauce Grande-Piedra Azul-Bonete succession indicate a cratonic provenance, as do the results obtained by Andreis and Cladera (1992) and López-Gamundí *et al.* (1995). The potential provenance terrane for this sequence is the Sierras Tandilia, a cratonic complex located in the northeast. The sandstone detrital modes of the Tunas Formation showed an important change in the transport direction of the basin with a clear affinity to the magmatic arc field, which was confirmed by the polarity change in the paleocurrent patterns, low quartz content and abundance of lithic fragments. Both the geochemical and petrographical data of this study converged into a common conclusion and proving that, in some cases, geochemical approaches can be employed with petrographical studies.

Evidence of explosive acidic volcanism in the south of the Paleozoic Gondwana basins has been reported especially during Permian times (Bangert *et al.*, 1999; Stollhofen *et al.*, 2000; Guerra-

Sommer et al., 2005; Rocha-Campos et al., 2006, 2008; López-Gamundí, 2006, among others).

Magmatic activity in SW region of Gondwana was distributed on large areal and temporal scale in the Permian-Carboniferous (Llambías, 1999). Two main magmatic episodes are recognized: (i) one during the Cisuratina and Guadalupian epochs from 299 to 260 Ma that is accepted as the most expressive and (ii) one during the Lower Triassic from 251 to 245. This magmatism is part of the Choiyoi Magmatic Province and is predominantly characterized by acid rocks (Kay et al., 1989). The first episode occurred in northern Patagônia and is represented by granitoid bodies and cogenetic extrusive manifestations. These rocks have calc-alkaline geochemistry signatures that evolved from a peraluminous, peralkaline magma into the younger magma (López-Gamundí, 2006).

Geochemical data for the tuffs from the Tunas Formation point to volcanic activity derived from a calc-alkaline continental-arc setting. The analyzed samples were plotted in the geotectonic discrimination diagram by Pearce et al. (1984) in the VAG to WPG fields, which may be related to the observed change in the geotectonic setting of the Choiyoi Igneous Province (CIP) from the volcanic arc to within the plate extension (Kleiman and Japas, 2009; Rocha-Campos *et al.*, 2010).

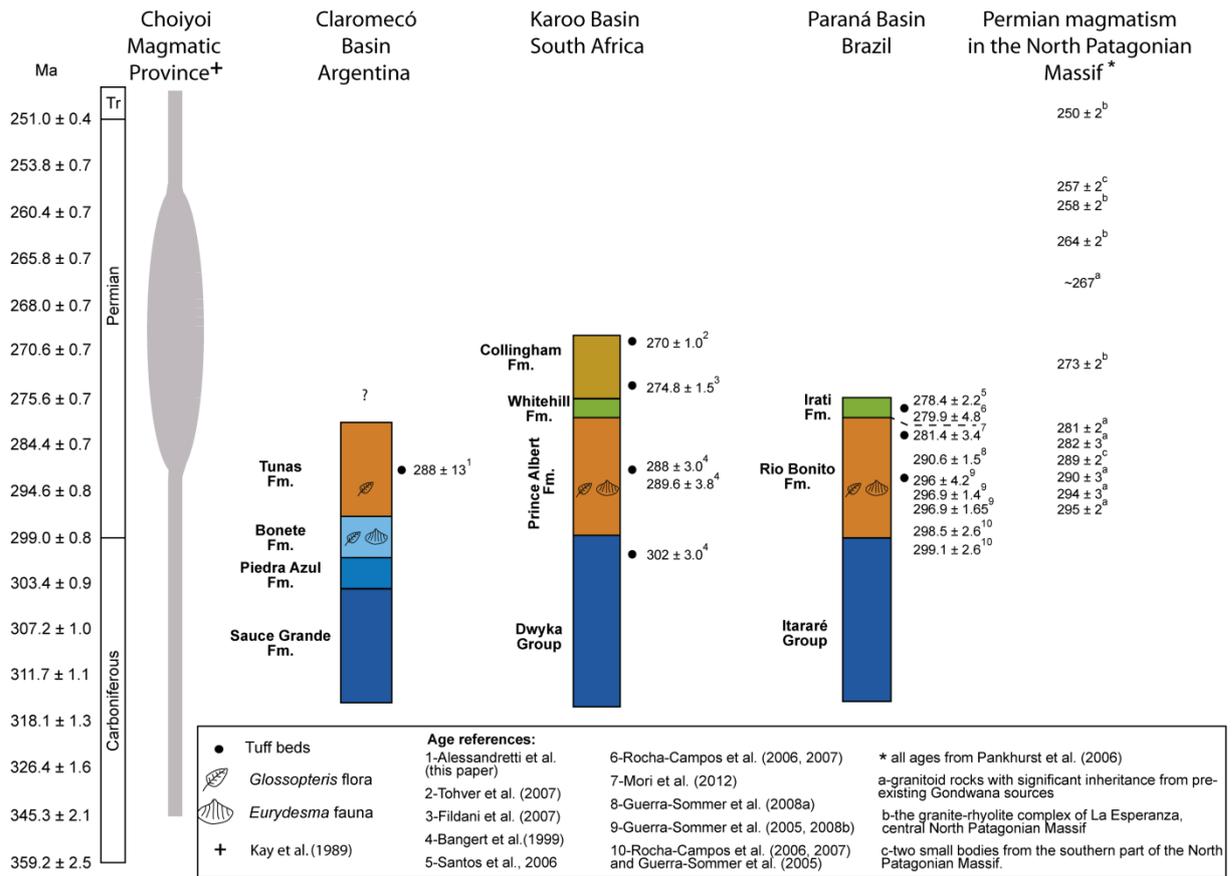


Figure 14. Stratigraphic correlation between the Claromecó, Karoo and Paraná Basins showing the occurrence of tuffaceous intervals and their contemporaneity with peak magmatic activity in the Choiyoi Magmatic Province.

The U-Pb zircon age of 288 ± 13 Ma for tuffs from the Tunas Formation is in the range indicated by fallen volcanogenic material present in the Paraná and Karoo Basins. The present age is close to that obtained by Tohver et al. (2008) for tuffs from the Tunas Fm., 282.4 ± 2.8 Ma (U-Pb zircon SHRIMP age). These ages are also similar to those for the Choiyoi Igneous Province from eastern Chile/western Argentina and the North Patagonian Massif. The link between the geochemical and geochronological data for tuffaceous horizons and knowledge of the stratigraphic record of the Gondwana basins offers a robust tool for understanding the widespread volcanism and

sedimentation that occurred during the Permian along the southwest of Gondwana.

9. Conclusions

Based on the petrographical and geochemical data presented here, the Curamalal and Ventana Groups consist of rocks derived from and deposited in a passive margin environment, whereas the Pillahuincó Group lithological types show a transition from rocks derived from and deposited in a passive margin setting (Sauce Grande and Piedra Azul Formations) to rocks derived from magmatic arc sources (Bonete and Tunas Formations). These data corroborate previous investigations showing a polarity change in the transport direction for the upper portion of the basin and therefore a change in the source-area(s) (Andreis and Japas, 1991; López Gamundí et al., 1995; López Gamundí and Rossello, 1998; Ramos, 2008).

Geochemical analysis revealed that the volcanoes responsible for expelling the tuff outcrops in the Tunas Formation were located in a calc-alkaline continental-arc setting and had a rhyodacitic to dacitic composition. The tuffs had settled in a body of water. This affirmation is based on the presence of smectite in the samples and interpreted as the result of altered volcanic material being deposited under subaqueous conditions.

The youngest dated zircon in the tuffs from the Tunas Formation had an age of 288 ± 13 Ma, which was interpreted as the depositional age of the stratigraphic unit.

A possible source for the tuffs of the Tunas Formation is the Somun Cura Massif in the Argentinean Northern Patagonian Massif, where the Permian granitoids and consanguineous extrusions related to the Choiyoi Magmatic Province were largely preserved. This assertion is grounded in both the geochemical and geochronological data from rock outcroppings in the two regions. Another possible source region for the volcanogenic horizons are the rocks associated to Choiyoi Magmatic Province that outcrop with a N-S trend on the border of Argentina and Chile between the latitudes 23° S and 42° S. The lower section of this volcanic sequence was related to the calc-alkaline arc sequences located in a syntectonic transpressional environment (Kleiman and Japas, 2009). The combined geochemical fingerprints of the tuffs found in the Tunas Formation and geochronological data strongly indicate that the source area for the tuffaceous horizons is the Choiyoi Magmatic Province. The geographical proximity of the units provides further evidence.

All of the information presented herein about the tuffs is consistent with the presence of an intense explosive acidic volcanism in the southern margin of Gondwana that was responsible for expelling huge amounts of volcanic ash and is now preserved in the chronocorrelated layers of Paraná, Karoo, and Sauce Grande Basins.

10. Acknowledgements

This study was supported by research grants awarded by the “Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento De Pessoal de Nível Superior” (CAPES, Brazil).

We would like to thank Felipe Guadagnin for thoughtful and constructive reviews. We thank also Márcia Correa Machado and Maximiliano Naipauer for helping with the analytical procedures. This work constitutes part of the Master Thesis of the first author at the “Programa de Pós-graduação em Geociências” of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

11. References

- Andreis, R.R., Japas, M.S., 1991. Cuenca de Sauce Grande y Colorado. In: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. 12° International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy and Geology. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 45-64.
- Andreis, R.R., Archangelsky, S., González, C.R., López Gamundi, O., Sabbatini, N., Aceñolaza, G., Azcuy, C.L., Cortiñas, J., Cuerda, A., Cúneo, R., 1987. Cuenca Tepuel – Genoa. In: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Publicación Especial, 169–196.
- Archangelsky, S., Cúneo, R., 1984. Zonación de1 Pérmico continental argentino sobre la base de sus plantas fósiles. Memorias, III Congreso Latinoamericano de Paleontología, México, 143-153.
- Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publication, 142, 127-142.

Bangert, B., Stolhofen, H., Lorenz, V., Armstrong, R.I., 1999. The geochronology and significance of ash fall tuffs in the glacial, Carboniferous–Permian Dwyka Group of Namibia and South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 29, 33–49.

Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace elements characteristics of greywacke and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution Mineralogy and Petrology* 92, 181-193.

Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91, 611–627.

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63–114.

Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes of the Province of Buenos Aires, Argentina and implications in Gondwana correlations. *Zentralblatt Mineralogie Geologie Paläontologie* 1, 819–837.

Calarge, L.M., Meunier, A., Formoso, M.L.L. 2003. A bentonite bed in Aceguá (RS, Brazil) and Melo (Uruguay) areas: a highly crystallized montmorillonite. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 187–198.

Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Berttotti, A.L. 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research* 186, 117-126

Cingolani, C., Varela, R., 1973. Examen geocronológico por el método rubidioestroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. 5º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 1, 349–371.

Cobbold, P., Gapais, D., Rossello, E., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13, 743–758.

Crook, K.A.W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 19, 304–310.

Curtis, M.L., 2001. Tectonic history of the Ellsworth Mountains, west Antarctica: reconciling a Gondwana enigma. *Geological Society of America Bulletin* 113, 939–958.

DeCelles, P., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 102-123.

De Wit, M., Armstrong, R., Bowring, S., Alexander, J., Branch, T., Decker, J., Ghosh, J., Moore, S., Lindeque, A., Stankiewicz, J., Rakatolosofo, N., 2007. Chrono-, chemical-, seismic-, electrical- and tectono-stratigraphy across parts of the Cape Fold Belt – Karoo Basin of South Africa: new foundations for correlations across the South Atlantic. In: 1º Workshop: Problems in Western Gondwana Geology (Gramado), Extended Abstracts, Porto Alegre, 34–41.

De Wit, M., 1977. The evolution of the Scotia Arc as a Key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics* 37 (1–3), 53–81.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 333–361.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 222–235.

Du Toit, A., 1927. *A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. Cowper Reed*. Carnegie Institute of Washington, Washington, Publication 381, 158 p.

Du Toit, A.L., 1937. *Our wandering continents*. London, Oliver and Boyd, 366 p.

Fildani A., Drinkwater N.J., Weislogel A., McHargue T., Hodgson D.M., Flint S.S., 2007. Age controls on the Tanqua and Laingsburg deep-water systems: new insights on the evolution and sedimentary fill of the Karoo basin, South Africa: *Journal of Sedimentary Research*, 77, 901–908.

Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*, 2nd Edition, Hemphill's Publishing Company, Austin, 182 p.

Formoso, M.L.L., Calarge, L.M., Garcia, A.J.V., Alves, D.B., Gomes, M.B., Misusaki, A.M., 1997. Permian tonsteins from the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. 11th Clay Conference, Ottawa: Proceedings, 613–621.

Von Gosen, W., Buggisch, W., 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina): an outline. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I(5/6)*, Stuttgart, pp. 947–958.

Von Gosen, W., Buggisch, W., Erlangen, Dimieri, L. V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province / Argentina). *Geologische Rundschau* 79, 797-821.

Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Mendonça Filho, J.G., 2008a. U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of southern Paraná Basin (Brazil): a new geological approach. *Gondwana Research* 14, 474–482.

Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Formoso, M.L.L., Basei, M.A.S., Barbosa, E.G., Simas, M.W., 2008b. Geochronological data from Faxinal coal succession in southern Brazil. Preliminary approach combining radiometric U/Pb age and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 246–256.

Guerra-Sommer, M., Santos, J.O.S., Cazzulo-Klepzig, M., Hartmann, L.A., Menegat, R., McNaughton, N.J., 2006. The geochronological significance of tonstein in coal-bearing strata from the southern Paraná Basin. 5th South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay, 2006, 254–257.

- Harrington, H.J. 1980., Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. In: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Volume 2. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 967–983.
- Harrington, H. J. 1970., Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. Asociación Geológica Argentina Revista, XXV: 151-181.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las hojas geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 61.
- Iñíguez, A.M., Andreis, R.R., Zalba, A.A., 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, República Argentina. II Jornadas Geológicas Bonaerenses, Bahía Blanca. Actas, 383–395.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- Japas, M.S., 2007. The Late Paleozoic Gondwanide Orogen: the Sierra de la Ventana Transpressional Foldbelt. In: 1º Workshop: Problems in Western Gondwana Geology (Gramado), Extended Abstracts, Porto Alegre, 78-85.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America: *Geology* 17, 324–328.

Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* v. XI(3), p. 1-78.

Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 283–299.

Le Bas, M.J, Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram; *J. Petrol.* 27, 745–750.

Limarino, C.O., Massabie, A., Rossello E., López-Gamundí, O., Page R., Jalfin G., 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina: Servicio Geológico Minero Argentino*, 29, 319-347

Llambías, E.J., Quenardelle, S., Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 243–257.

López-Gamundi, O.R., 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constrains and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 227–238.

López-Gamundi, O.R., Rosselo, E.A., 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande Basin–Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo Basin–Cape Foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau* 86, 819–834.

López Gamundi, O.R., Conaghan, P., Rossello, E.A., Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Varisican foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2), 129–142.

López-Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C. McA., 1994. Southern South America. In: Veevers, J.J., McA. Powell, C. (Eds.), *Permian-Triassic Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*, Geological Society of America Memoir, 184, 281–330.

López-Gamundí, O.R., 1989. Postglacial transgressions in Late Paleozoic basins of western Argentina: a record of glacieustatic sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 71, 257-270.

Ludwig, K.R., 2001. Using Isoplot/Ex (version 2.4). A Geochronological Toolkit for Microsoft: Berkeley Geochronology Center, Special Publications, vol. 1, p. 54.

McLachlan, I.R., Jonker, J.P., 1990. Tuff beds in the northwestern part of the Karoo basin. *South African Journal of Geology* 93, 329–338.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015-2050.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America, Special Papers 285, 21–40.

McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., McDaniel, D.K., 2003. The role of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D.R. (Ed.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geological Association of Canada Geo Text, vol. 4, pp. 7-38.

Milani, E.J., De Wit, M.J., 2008. Correlations between the classic Parana and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. 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, Special Publications, London, 294, 319–342.

Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 473-484.

Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255 p.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76, 235–257.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.

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

Powell, C.M.A., 1993. Assembly of Gondwanaland -open fórum. In: *Gondwana Eight, Proceedings...* Balkema, p. 219-237.

Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continente adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26, 235-251.

Ramos, V.A., Kostadinoff, J., 2005. La cuenca de Claromecó. In: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.), *Geología y recursos minerales*

de la Provincia de Buenos Aires. 16^o Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 473–480.

Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic–Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11 (3), 168–174.

Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortez, J., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentina–Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855–880.

Ramos, V.A., 1986. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society South Africa*, 87(2), 169–179.

Ramos, V.A., Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M.A., 1984. Chilenia: un terreno aloctono en la evolución paleozóica de los Andes centrales. In: Congreso Geológico Argentino, 9. Buenos Aires, Actas... Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, v. 2:84-106.

Ramos, E.D., Ramos, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina, 8th Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 771–786.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Grecco, L.E., 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 613–628.

Rapela, C.W., Kostadinoff, J., 2005. El basamento de Sierra de la Ventana: historia tectonomagmática. In: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.), Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. 16^o Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 69–84.

Richards, P.C., Gatliff, R.W., Quinn, M.F., Williamson, J.P., Fannin, N.G.T., 1996. The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf. In: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Breakup. Geological Society, London, Special Publication, 108, 105–128.

Ramos, E.D., Ramos, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino Actas, 1, 771–786.

Rocha-Campos, A.C., Basei, A.C., Nutman, M.A.S., Santos, P.R., 2006. SHRIMP U–Pb zircon geochronological calibration of the Late Paleozoic supersequence, Paraná Basin, Brazil. 5th South American Symposium on Isotope Geology, April 2006, Punta del Este, Uruguay, Abstract 322.

Rocha-Campos, A.C., Basei, A.C., Nutman, M.A.S., Santos, P.R., Shrimp U-Pb zircon ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brasil. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 4., 2007, Armação de Búzios. Boletim de Resumos. Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2007. p. 33.

Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008. Late Paleozoic glacial deposits

of Brazil: Paraná Basin. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper*, 441, 97–114.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94, 635–650.

Santos, R.V., Sousa, P., Alvarenga, C.J.S., de Dantas, E.L., Pimentel, M., de Oliveira, C.G., de Araújo, L.M., 2006. SHRIMP U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* 9, 456–463.

Sellés-Martínez, J., 2001. The geology of Ventania (Buenos Aires Province, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 27, 43.69.

Silva L.C. da, Gresse P., Scheepers R.P., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2000. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *J. Africa Earth Sci.*, 30, 795-815.

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.

Stolhofen, H., Stanistreet, I.G., Bangert, B., Grill, H., 2000. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous–Permian southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 127–150.

Strazzere, L., Gregori, D., Dristas, J.A., 2006. Genetic evolution of Permian–Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata.; Mendoza Precordillera, Argentina. *Gondwana Research* 9, 485–499.

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*. Geological Society of London Special Publication 42, 313–345.

Tankard, A., Welsink, H., Aukes, P., Newton, R., Stettler, E., 2009. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1379–1412.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *Continental crust: its composition and evolution. An Examination of Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 312 pp.

Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A., Jourdan, F., 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21, 994–1005.

Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (1), 117–129.

Toulkeridis, T., Clauer, N., Kröner, A., Reimer, T., Todt, W., 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology* 124, 113-129.

Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F. Macambira, M.B., Armstrong, R., 2010. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100, 571-589

Varela, R., Basei, M., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C.R., 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile* 32 (2), 167–187.

Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C., 1986. Estructuras de la Sierra Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40, 254–261.

Veevers, J.J., Powell, C. McA., Collinson. J., López-Gamundi, O.R., 1994. Synthesis. In: Veevers, J.J. and Powell, C.McA. (Eds.), *Permian–Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, *Memoir* 184, 331–353.

Viljoen, J.H.A., 1995. Piroklastiese afsettings van perm-ouder-dom in die hoofkarookom. Ph.D. Thesis, Stellenbosch University, South Africa, 248 p.

Youden, W.J., 1951. *Statistical Methods for Chemists*. Wiley, New York.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Rydley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*, vol. 7. *Reviews in Economic Geology*, 1–35.

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

Winter, H. de la R., 1984. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins. *Transactions of Geological Society South Africa*, 87, 169-179.

Winter, H. de la R., 1986. Reply to discussion. *Transactions of Geological Society South Africa*, 88, 184-185.

Tables:

Stratigraphic unit	U-Pb SHRIMP age (Ma) igneous crystallization	K-Ar age (Ma) Deformation
La Mascota Rhyolite		221-249 ^b
López Lecube		227-240 ^b
La Ermita Rhyolite	509 ± 5.3 ^a to 517 ± 7 ^b	
San Mario Granite	524 ± 2.3 ^a	
Cerro Colorado Granite	524 ± 4 ^b to 531.1 ± 4.1 ^a	240 ± 12 ^b
Los Chilenos Granite	533 ± 12 ^b	
Cerro Corral Granite	581 ± 5 ^b to 607 ± 5.3 ^a	
Pan de Azúcar Diabase	581 ± 8 ^b	
Agua Blanca Granite	2128 ± 17 ^b	

Table 1. Ages (in Ma) for the basement rocks in the Ventania Fold Belt. a) Varela and Kostadinoff (2005); b) Tohver et al. (2012)

Sample	Structure and texture	Mineral assemblage	Lithology	Formation	Latitude	Longitude
VE-01	fine to medium grained, shistosity foliation, lepidoblastic, granoblastic	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	Lolén	37°58'18.7"	61°54'19.8"
VE-03	quartzite lens in a matrix supported polimitic metaconglomerate	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	La Lola	37°56'43.7"	62°10'41.7"
VE-04	quartzite lens in a matrix supported polimitic metaconglomerate	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	La Lola	37°56'43.7"	62°10'41.7"
VE-05	fine grained, shistosity foliation, lepidoblastic, granoblastic	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	Trocadero	37°56'22.1"	62°09'37.8"
VE-06	fine grained, shistosity foliation, lepidoblastic, granoblastic	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	Bravard	37°45'36.9"	62°08'35.4"
VE-09	fine grained, shistosity foliation, lepidoblastic, granoblastic	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	Mascota	38°04'06.5"	62°27'38.7"
VE-10	medium grained, shistosity foliation	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	La Lola	38°05'15.6"	62°11'45.3"
VE-11	medium grained, tabular beds often with cross bedded stratification	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	Napostá	38°04'22.7"	62°00'35.6"
VE-12	medium grained, shistosity foliation, lepidoblastic, tabular beds	Qz+Mus+KF+PI+Acs	Quartzite	Providencia	36°04'27.4"	61°58'50.4"
VE-13	fine grained, shistosity foliation, lepidoblastic	Qz+Mus+PI+Acs	Schist	Lolén	36°04'26.6"	61°58'43.8"
VE-14	microconglomeratic quartzite lens in metaconglomerate, cross bedded	Qz+Mus+Acs	Quartzite	Sauce Grande	38°07'37.6"	61°45'58.6"
VE-15	quartzite lens in metaconglomerate, cross bedded	Qz+Mus+Acs	Quartzite	Grande	38°07'37.6"	61°45'58.6"
VE-16	cross bedded stratification, ripple marks	Qz+PI+KF+Mus+L+Acs	Sandstone	Tunas	38°03'30.9"	61°42'18.3"
VE-17	very fine-grained, cross bedded stratification	Qz+PI+KF+L+Acs	Sandstone	Piedra Azul	38°07'39.3"	61°43'37.8"
VE-18	medium grained arkosean sandstone, laminated	Qz+PI+KF+Mus+L+Acs	Sandstone	Bonete	38°09'20.7"	61°42'29.0"
VE-19	very fine grained, scarce vitroclasts imbedded in a smectitic matrix	Smt+Qz+PI	Tuff	Tunas	38°12'40.6"	61°29'04.7"
VE-20	very fine grained, scarce vitroclasts imbedded in a smectitic matrix	Smt+Qz+PI	Tuff	Tunas	38°12'39.2"	61°29'03.9"
VE-21	very fine grained, scarce vitroclasts imbedded in a smectitic matrix	Smt+Qz+PI	Tuff	Tunas	38°12'39.2"	61°29'03.9"
VE-22	medium grained, tabular beds with cross-bedded stratification	Qz+PI+KF+Mus+L+Acs	Sandstone	Tunas	38°12'39.2"	61°29'03.9"
VE-23	medium grained, tabular beds with cross-bedded stratification	Qz+PI+KF+Mus+L+Acs	Sandstone	Tunas	38°15'39.3"	61°21'31.4"
VE-24	medium grained, tabular beds with cross-bedded stratification	Qz+PI+KF+Mus+L+Acs	Sandstone	Tunas	38°15'39.3"	61°21'31.4"

Table 2. Geographical, lithological, mineralogical and structural information for the analyzed samples.

Sample/Formation	Location coordinates		Qm	Qp	K	P	Ls	Lm	QFL (%)			QmFLt (%)		
									Q	F	L	Qm	F	Lt
VE-24/Tunas	38°15'39.3"	61°21'31.4"	40.6	2.0	9.8	20.6	9.2	17.8	42.6	30.4	27	40.6	30.4	29
VE-23/Tunas	38°15'39.3"	61°21'31.4"	42.6	0.9	10.4	23.4	8.5	14.3	43.5	33.8	22.8	42.6	33.8	23.7
VE-16/Tunas	38°03'30.9"	61°42'18.3"	48.5	3.4	12.3	19.8	6.4	9.7	51.9	32.1	16.1	48.5	32.1	19.5
VE-18/Bonete	38°09'20.7"	61°42'29.0"	71.9	2.4	9.1	12.1	1.2	3.2	74.3	21.2	4.4	71.9	21.2	6.8
VE-17/Piedra Azul	38°07'39.3"	61°43'37.8"	73.7	2.5	8.1	11.2	2.1	2.5	76.2	19.3	4.6	73.7	19.3	7.1
VE-14/Sauce Grande	38°07'37.6"	61°45'58.6"	80.4	3.9	4.5	8.3	0.9	2.1	84.3	12.8	3	80.4	12.8	6.9

Table 3. Detrital modes from the analyzed samples of the Pillahuincó Group. Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; K = K-feldspar; P = plagioclase; Ls = sedimentary lithic fragments; Lm = metamorphic lithic fragments; M = matrix; F = K + P; L = Ls + Lm; Lt = Qp + Ls + Lm.

	VE-03	VE-04	VE-09	VE-10	VE-01	VE-13	VE-11	VE-12	VE-14	VE-23	VE-24	VE-16	VE-17	VE-18	VE-22	VE-19	VE-20	VE-21
	Curamalal Group				Ventana Group			Pillahuincó Group					Tuffs					
SiO ₂	94,55	92,97	92,51	90,02	86,86	85,18	98,61	96,07	87,53	71,88	74,55	72,71	72,81	70,63	66,64	67,16	66,94	73,46
Al ₂ O ₃	2,17	3,66	3,55	3,20	5,20	5,87	1,11	0,75	4,98	12,72	11,02	12,31	11,93	13,00	12,89	19,29	20,65	14,31
Fe ₂ O _{3t}	0,37	0,30	0,23	2,56	1,79	2,66	0,10	0,81	1,59	3,22	2,80	3,47	2,68	3,64	4,81	3,24	1,82	3,60
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,04	0,02	0,04	0,02	0,07	0,02	0,05	0,10	0,04	0,05	0,07
MgO	0,07	0,05	0,16	0,06	0,30	0,21	0,02	0,02	0,56	0,50	0,83	0,47	0,57	1,13	1,21	1,81	1,67	1,67
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,02	0,41	1,90	0,48	3,65	0,79	1,94	3,42	0,40	1,19	1,30
Na ₂ O	0,03	0,05	0,02	0,02	0,12	0,07	0,00	0,00	1,19	3,54	2,96	2,75	3,86	3,35	3,60	0,75	1,19	0,86
K ₂ O	0,70	1,11	1,08	1,16	1,66	1,48	0,28	0,11	1,40	1,45	2,06	1,15	1,14	1,68	0,64	6,82	6,12	4,17
TiO ₂	0,06	0,05	0,21	0,27	0,17	0,22	0,03	0,12	0,34	0,41	0,25	0,41	0,65	0,53	0,64	0,47	0,29	0,44
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,07	0,10	0,08	0,07	0,18	0,08	0,11		0,07	0,08
Sc	0,00	0,00	0,99	1,97	2,96	3,94	0,00	0,00	3,96	6,85	4,88	7,88	9,79	8,83	8,78	8,35	4,19	8,28
Be	0,00	0,00	0,99	0,99	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	2,94	0,98	1,97	1,96	1,96	1,95	3,13	4,19	3,10
V	0,00	0,00	0,00	11,84	18,75	37,41	0,00	7,97	23,78	44,05	38,10	63,05	65,56	69,68	92,73	62,62	49,19	55,87
Ba	89,10	150,63	134,50	156,93	204,32	173,26	58,90	73,71	421,17	326,00	3152,48	186,20	201,58	435,76	100,54	1429,91	1945,78	1052,14
Sr	4,16	14,37	19,48	20,83	11,84	19,69	5,99	7,97	60,45	138,72	286,92	314,28	155,59	209,05	314,30	53,23	202,01	203,81
Y	5,84	11,89	11,27	18,85	8,88	18,70	2,99	6,97	16,45	23,10	12,31	23,64	30,34	23,55	20,50	25,05	27,21	23,79
Zr	74,35	93,25	180,59	281,10	66,13	95,49	32,94	109,57	354,87	125,90	120,84	155,66	370,87	220,83	183,51	220,23	184,22	162,42
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	29,36	29,44	29,28			
Co	0,00	0,00	0,00	2,66	1,97	2,95	0,00	1,00	2,58	5,97	4,30	3,94	2,94	6,87	10,74	6,26	2,09	7,24
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Cu	4,36	3,96	3,56	3,55	0,00	0,00	0,00	0,00	5,95	8,81	6,74	9,85	0,00	0,00	19,52	31,31	20,93	20,69
Zn	7,92	5,95	5,93	12,83	0,00	0,00	0,00	0,00	20,81	43,08	32,24	39,41	39,14	49,07	97,61	73,06	62,80	72,42
Ga	2,67	3,37	3,66	3,65	4,94	6,89	1,00	1,00	4,76	13,90	10,26	11,82	11,74	14,72	14,64	22,96	23,03	17,59
Ge	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	1,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	1,97	1,96	1,96	1,95			1,03
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,09	4,80	2,05	15,76	10,76	0,00	5,86		7,33	5,17
Rb	21,98	33,89	67,05	44,81	56,26	73,83	9,98	4,98	41,42	69,21	74,64	55,17	47,95	60,85	21,47	264,06	243,88	166,56
Nb	1,19	6,24	8,60	12,53	2,96	4,92	0,00	1,99	5,75	9,40	6,25	8,87	12,72	9,81	13,67	20,87	33,49	14,48

Mo	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,78	0,00	0,00			
In	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Sn	0,00	0,00	0,99	0,99	0,99	0,98	0,00	0,00	0,00	1,96	1,95	2,96	2,94	2,94	3,90	5,22	5,23	4,14
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00		0,63	
Cs	0,50	0,89	3,56	1,09	2,57	3,54	0,00	0,00	0,79	2,64	1,56	2,56	2,35	2,45	1,17	17,74	6,70	9,83
La	6,34	10,21	23,83	17,47	17,37	12,70	3,99	8,37	9,41	31,91	16,90	34,38	33,37	34,74	31,04	32,04	86,04	26,79
Ce	14,06	19,82	53,70	40,96	29,91	24,51	8,49	18,33	21,11	52,18	41,42	58,62	69,97	65,76	61,59	83,60	120,37	65,38
Pr	1,50	2,47	5,48	4,17	3,90	2,87	0,98	2,09	2,69	7,63	4,19	7,61	8,50	7,90	7,13	7,48	14,86	7,12
Nd	5,45	9,81	19,98	14,61	15,00	10,73	3,89	8,37	11,10	29,27	15,73	29,16	33,27	30,62	27,53	27,97	47,52	27,52
Sm	1,15	1,63	3,10	2,97	2,86	2,56	0,90	1,79	2,61	5,14	2,81	5,71	7,14	5,99	5,27	5,53	7,43	5,69
Eu	0,23	0,23	0,44	0,55	0,56	0,52	0,13	0,20	0,51	1,22	0,83	1,13	1,37	1,25	1,21	0,83	1,16	0,96
Gd	1,02	1,65	2,38	2,88	2,07	3,15	0,70	1,29	2,53	4,78	2,57	4,53	5,87	4,71	4,20	4,38	4,92	4,45
Tb	0,19	0,30	0,35	0,51	0,30	0,59	0,10	0,20	0,45	0,73	0,40	0,79	0,98	0,79	0,68	0,73	0,84	0,72
Dy	1,13	1,93	2,10	3,28	1,58	3,74	0,70	1,20	2,75	4,21	2,19	4,04	5,58	4,32	3,81	4,28	4,50	4,35
Ho	0,21	0,40	0,40	0,64	0,30	0,69	0,10	0,20	0,58	0,81	0,43	0,79	1,08	0,79	0,68	0,83	0,94	0,83
Er	0,63	1,20	1,18	1,85	0,89	1,97	0,40	0,70	1,75	2,30	1,25	2,17	3,23	2,45	2,15	2,71	2,83	2,48
Tm	0,09	0,20	0,17	0,30	0,14	0,30	0,06	0,12	0,26	0,33	0,20	0,34	0,52	0,40	0,33	0,47	0,52	0,39
Yb	0,55	1,41	1,20	2,08	0,89	1,97	0,40	0,80	1,81	2,25	1,32	2,36	3,52	2,55	2,25	3,34	3,66	2,79
Lu	0,08	0,21	0,17	0,31	0,14	0,32	0,05	0,11	0,27	0,34	0,21	0,36	0,57	0,41	0,36	0,53	0,64	0,44
Hf	1,88	2,68	4,75	6,61	1,78	2,46	0,90	2,69	9,02	3,43	3,13	4,24	10,08	6,08	4,78	6,68	6,18	4,76
Ta	0,10	0,59	0,79	0,79	0,30	0,49	0,00	0,20	0,50	0,59	0,49	0,89	1,08	0,88	0,98	1,67	3,35	1,14
W	1,19	0,59	2,47	1,18	0,00	0,00	0,00	0,00	2,18	3,52	3,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tl	0,10	0,00	0,00	0,00	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,20	0,20	0,00	1,36	1,15	0,83
Pb	6,24	1,68	3,46	30,00	9,87	10,83	0,00	9,96	10,21	3,92	6,74	38,42	13,70	14,72	68,33	18,79	20,93	21,73
Bi	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00	1,15	0,84	0,62
Th	1,49	8,23	11,67	7,80	4,94	6,60	2,00	3,39	5,75	7,73	6,74	9,26	13,90	10,31	8,69	19,31	43,96	16,97
U	0,50	1,39	0,79	3,26	0,89	1,87	0,30	0,60	1,09	2,55	3,03	1,87	4,40	3,04	1,95	3,13	4,08	2,38

Table 4. Chemical compositions of the analyzed samples from the Ventania System.

Spot	f206	Pb	Th	U	Isotopic ratios			Rho	Ages			Disc.	Best estimated age	
					$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			%
VE-19														
069-E1	0.0005	9	125	162	0.78	0.332±6.47	0.0463±5.37	0.83	0.0521±3.62	292±16	292±19	290±10	-1	292±31
072-E2	0.0007	23	620	332	1.88	0.366±5.01	0.0491±4.16	0.83	0.0540±2.79	309±13	317±16	373±10	17	309±25
073-E5	0.0002	21	329	390	0.85	0.336±4.70	0.046±4.29	0.91	0.0526±1.92	292±13	295±14	314±6	7	292±25
074-E6	0.0004	11	135	206	0.66	0.341±5.75	0.046±4.89	0.85	0.0530±3.02	294±14	298±17	329±10	11	294±28
075-E9	0.0013	21	532	307	1.75	0.372±7.04	0.049±4.45	0.63	0.0544±5.45	313±14	322±23	388±21	19	313±27
076-11	0.0008	7	75	137	0.55	0.338±8.01	0.046±6.58	0.82	0.0530±4.58	292±19	296±24	329±15	11	292±38
077-14	0.0010	16	383	288	1.34	0.336±5.57	0.046±4.52	0.81	0.0528±3.26	291±13	295±16	320±10	9	291±26
078-16	0.0082	6	77	107	0.73	0.333±12.83	0.045±5.60	0.44	0.0527±11.55	290±16	292±38	316±36	8	290±32
079-21	0.0010	23	95	261	0.37	0.658±4.77	0.082±4.10	0.86	0.0576±2.43	513±21	514±24	517±13	1	513±41

Table 5. U-Pb zircon data from the Claromecó Basin's tuff. Data were obtained by LA-MC-ICP-MS.

CAPÍTULO III

1. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dos dados geológicos, estratigráficos, estruturais e petrográficos com os novos dados geoquímicos e petrográficos aqui apresentados mostrou-se eficaz na determinação da proveniência e ambiente tectônico dos Grupos Curamalal, Ventana e Pillahuincó. Através da integração de dados geoquímicos e geocronológicos, foi possível correlacionar os tufos presentes na Formação Tunas da Bacia Claromecó com aqueles presentes nas Bacias do Karoo e do Paraná, possibilitando um melhor entendimento acerca dos horizontes vulcanogênicos presentes nas diferentes bacias do sudoeste do Gondwana.

A utilização de diagramas geoquímicos discriminantes de proveniência e ambiente tectônico mostrou-se satisfatória para as rochas metassedimentares dos Grupos Curamalal e Ventana, indicando rochas derivadas e depositadas em ambiente de margem passiva. No Grupo Pillahuincó, através de abordagens petrográficas e geoquímicas, uma transição de rochas depositadas em ambiente de margem passiva com proveniência cratônica (Formações Sauce Grande, Piedra Azul e Bonete) para ambiente de antepaís com proveniência de arco magmático (Formação Tunas) foi observada. A possível área-fonte para a sucessão Sauce Grande-Piedra Azul-Bonete é o Maciço Tandilia, localizado a nordeste do Sistema Ventana.

As idades U-Pb de zircões vulcânicos presentes nos tufos da Formação Tunas indicam idade deposicional máxima de 288 ± 13 Ma (Sakmariano), idade esta correlacionável com horizontes vulcanogênicos das Bacias do Karoo e Paraná. O intervalo de tempo de deposição dos tufos intercalados entre os arenitos e pelitos concorda muito bem com o conteúdo fossilífero dos últimos que, Ruiz & Bianco (1985) preservam fósseis da flora *Glossopteris*, atribuídos ao Permiano inferior.

2. BIBLIOGRAFIA

Ruíz, T.; Blanco, T.M., 1985. Presencia de restos de Lycopsidas arborescentes en Las Mostazas, Paleozoico Superior de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Actas...I Jornadas Geológicas Bonaerenses, Bahia Blanca*, 935-937.