



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**“Petrogênese dos migmatitos e leucogranitos da serra de Molinos, Salta, NW da Argentina: Considerações com base na geocronologia U-Pb *in situ* (ICP-MS) em zircão, Isótopos Nd-Sr e Modelagem Geoquímica”**

**Autor:**

**ALFONSO M. SOLA**

**Orientadores**

**Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel (UNB-Brasília-Brasil)**

**Prof. Dr. Raúl Becchio (UNSa-Salta-Argentina)**

**BRASÍLIA – DF  
DEZEMBRO DE 2009**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**“Petrogênese dos migmatitos e leucogranitos da serra de Molinos, Salta, NW da Argentina: Considerações com base na geocronologia U-Pb *in situ* (ICP-MS) em zircão, Isótopos Nd-Sr e Modelagem Geoquímica”**

**Autor:**

**ALFONSO M. SOLA**

**Banca examinadora:**

**Examinador externo: Valdecir Janasi (USP)**

**Orientador: Marcio Martins Pimentel (UnB)**

**Examinador interno: Bernhard Buhn (UnB)**

**BRASÍLIA – DF  
DEZEMBRO DE 2009**

## AGRADECIMENTOS

- Aos meus orientadores, Márcio e Tato, pela confiança e pela ajuda. Espero continuar trabalhando junto vocês e continuar aprendendo de vocês.
- Aos membros da banca Valdecir Janasi (USP), Marcio Martin Pimentel (UnB) e Benhard Buhn (UnB) pelas valiosas contribuições e sugestões realizadas.
- À minha Família; minha mãe Adriana, meu pai Tristán, meus irmãos Melina, Eva e Nicolas sem esquecer minha querida sobrinha Grisel, pelo apoio e por estarem sempre presentes em todas as minhas decisões.
- Quero agradecer especialmente aos colegas Raúl Chocobar e José Maria Viramonte, pela ajuda nos trabalhos de campo, os papos de geologia e o mais importante a sua amizade. Muito obrigado!
- A todos os meus amigos da geologia, em especial os colegas e amigos que fiz aqui em Brasília: Elisa, Jonas, Lobinho, Leandro, Giana, Lara, Ricardo, Claudio, Bruno, Tabajarah... todos, toda a galera da Geo! Não acaba nunca!
- Aos amigos da argentina Natalia, Silvina, Gabi, Corina e Brenda obrigado por tudo o que fizeram por mim, desde o momento em que eu cheguei me senti como em casa com vocês.
- A todos os professores do IG-UnB por tudo que me ensinaram, em especial aos profs Nilson, Elton, Massimo, Bernhard.
- Aos amigos que conheci em Brasília: Anita, Ana Rosa, Marú, Valdir, Bárbara, Marcelo e Mónica, pela a sua amizade incondicional e os bons momentos.
- A todos os amigos do Laboratório de Geocronologia, que me receberam de braços abertos: Bárbara, Jeanne, Jaqueline, Joseneusa, Sérgio, Cristiano, Lygia, Mariana, Karin, Danielle, João, Denílson, Márcio, Alcino e Anderson.
- Aos funcionários do IG: Francisca Freitas; Maristela Menezes; Luzilene Ramos; Sebastião de Souza Filho, o Vascaíno; Rômulo Franco; Dione Souza; Côrrea.

Os resultados obtidos nesta dissertação são referentes às rochas migmatíticas e granitóides da Serra de Molinos, na transição das províncias geológicas de Cordilheira Oriental e Serras Pampeanas. Os mesmos são apresentados em forma de dois artigos (Capítulo II e III).

O Capítulo II inclui o primeiro dos artigos intitulado: **“Granitogênese no extremo norte da serra de Molinos, Província de Salta. Leucogranito Pumayaco. Anatexia durante o ciclo orogênico Famatiniano”**. No mesmo é definido o corpo principal da Serra de Molinos (Pluton Pumayaco), assim como também são apresentadas relações de campo, petrografia e dados referentes a litogeoquímica. Um mapeio de detalhe do corpo granítico foi levado a cabo com separação de diferentes fácies, as quais foram definidas com base na petrografia e na litogeoquímica. Determinou-se a idade de cristalização de um leucosoma (U-Pb zircão) e, portanto a idade do evento anatóxico que teria dado origem aos granitos. Por último se realizam algumas considerações sobre a origem crustal dessas rochas. Este artigo foi submetido e aceito pela *Revista da Associação Geológica Argentina (RAGA), Vol. Especial: “Magmatismo dos Andes Centrais”*.

O Capítulo III compõe-se do segundo artigo intitulado: **“Petrogenesis of Leucogranites and Migmatites of the Molinos range, Salta, NW Argentina: insights from in situ U-Pb (ICP-MS) zircon geochronology, Nd-Sr isotopes and Geochemical Modelling”**. É apresentado um estudo de petrogênese mais abrangente das rochas metassedimentares, migmatitos e granitoides, acrescentando observações de campo, petrografia, litogeoquímica, análises de proveniência e dados isotópicos Sr-Nd. A modelagem geoquímica dos leucosomas é utilizada como ferramenta para estudar os fenômenos que ocorrem durante a fusão parcial e os efeitos na química dos magmas graníticos gerados. Os resultados poderão ser extrapolados e comparados com outras áreas do noroeste argentino com características similares e que carecem de estudos petrológicos específicos.



## **CAPÍTULO I**

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVO GERAL	2
3. HIPOTESE DE TRABALHO	2
4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
5. CONTEXTO GEOLOGICO	4
6. GLOSSÁRIO	7

## **CAPÍTULO II** 10

### **“Granitogênese no extremo norte da serra de Molinos, Província de Salta. Leucogranito Pumayaco. Anatexia durante o ciclo orogênico Famatiniano”.**

<i>Resumo</i>	10
Introdução	13
Procedimentos analíticos	14
Contexto Geológico	15
Geologia Local	18
Unidade metamórfica Molinos	19
Rochas metamórficas de muito baixo grau (Puncoviscana)	19
Rochas Metamórficas de baixo grau	20
Rochas metamórficas de alto grau	20
Unidade ígnea Molinos	
Pegmatitos	24
Diques aplíticos	24
Trondjhemito Molinos	26
Granito La Angostura	26

LEUCOGRANITO PUMAYACO	26
Estrutura interna	27
Petrografia	27
Geoquímica	29
Geocronologia	33
Discussão e Considerações Genéticas	35
Considerações para a área de estudo	
Conclusões	39
Agradecimentos	40
Referências	41

### **CAPÍTULO III** 44

**“Petrogenesis of Leucogranites and Migmatites of the Molinos range,  
Salta, NW Argentina: insights from in situ U-Pb (ICP-MS) zircon  
geochronology, Nd-Sr isotopes and Geochemical Modelling”**

*Abstract*

1. Introduction	46
2. Geologic Framework	48
3. Analytical Procedures	52
4. Description of Molinos Igneous and Metamorphic units	53
4.1 <i>Field relationships</i>	53
4.2 <i>Petrography of migmatites and granites</i>	58
5. Geochemistry	60
5.1 <i>Low grade metasediments</i>	60
5.2 <i>Migmatites</i>	62
5.3 <i>Granites</i>	63

6. Geochronology	65
<i>6.1 In-situ U-Pb Geochronology</i>	65
<i>6.2 Sr-Nd isotopic data</i>	67
7. Geochemical modelling of leucosomes	71
8. Geological implications and conclusions	74
<i>8.1 Petrogénese</i>	74
<i>8.2 Geodynamic constraints</i>	75
<i>Acknowledgements</i>	
9. References	76
10. Appendix	83
Table 1	84
Table 2	87
Table 3	89
Table 4	90
Table 5	92
Table 6	93
<b>CAPÍTULO IV</b>	94
<b>CONCLUSÕES GERAIS</b>	91
<b>ANEXO: Balanço de massas</b>	96-99

# ÍNDICE DE FIGURAS

## Capítulo I

**Figura 1.** Early Paleozoic geological provinces in southern Andes, uplifted by back-thrusting during Miocene “flat-slab” Nazca plate subduction (Rapela *et al.*, 1998b). Main “Sierras” in this segment are: A=Ancasti; C=Capillitas; Co=Córdoba; F=Famatina; L=San Luis; M=Maz; N=Norte de Córdoba; PP=Pié de Palo; PC=Precordillera; Q=Quilmes; R=Llanos de La Rioja y Chepes; U=Umango; V= Velasco; VF=Valle Fértil. (Tomado de Rapela et al., 2001).....6

**Figura 2.** Map of the major Upper Precambrian- Early Paleozoic units in the NW Argentina with distribution of magmatic metamorphic belts (Tomado de Toselli et al., 2002).....7

## Capítulo II

**Figura 1.** Mapa regional simplificado dos Vales Calchaquíes, Noroeste da Argentina. Modificado de Hongn e Riller 2007.....16

**Figura 2.** Mapa do extremo norte da serra de Molinos. Modificado de Chocobar (2005, inédito).....19

**Figura 3.** Mapa de detalhe do pluton Pumayaco. Modificado de Sola. (2007, inédito).....21

**Figura 4.** Aspecto e relações de campo de unidades metamórficas e ígneas no extremo norte da serra de Molinos A) Formação Puncoviscana (Aceñolaza et al., 1976). Intercalação de metapelitos e metagrauvas intensamente dobrada. A espessura dos bancos varia de 1 a 50 centímetros B) Migmatito diatexito com estrutura *schlieren*. Pode-se observar a grande proporção de leucosoma em relação ao melanosoma e feições de fluxo magmático definido pela orientação preferencial da biotita. C) Contato concordante entre o granito e o encaixante de alto grau. Note-se a foliação magmática paralela ao contato definida pelo alinhamento de enclaves provenientes do encaixante. D) Pegmatito deformado em estado sólido (*boudinage*). A rocha encaixante é um xisto moteado. Dimensão da lapicera: 15 cm E) Diques e pegmatitos concordantes e discordantes em relação à estrutura do encaixante. Encosta oriental da serra.....23

**Figura 5.** Microfotografias das principais relações entre fases minerais e fábricas. A) Cristais esqueléticos de muscovita com inclusões de sillimanita (fibrolita). Nicoles cruzados (2.5X) B) Agregados fibrolíticos de sillimanita, granada zonada e cristais de cordierita em desequilíbrio (pinitizados). Nicoles paralelos (2.5X). C) Detalhe da zonação em granadas de um dique leucocrático. Os cristais de turmalina são de uma cor verde intensa. D) Sillimanita acicular crescendo a partir de cristais de plagioclásio (oligoclasa). Abajo a la derecha, exoluções vermiculares de cuarzo no contato entre feldspatos. Nicols cruzados (2.5X). E) Fábrica magmática definida por cristais laminares de biotita e apatita. Note-se que os cristais de sillimanita seguem os planos da clivagem dos feldspatos e também apresentam a mesma orientação. Nicoles paralelos (2.5X). F) Fábrica mineral subsólida (horizontal) definida por filetes fibrosos de

sillimanita (linhas ponteadas). O quartzo e o K-feldspato encontram-se recristalizados em forma dinâmica.....25

**Tabela 1.** Geoquímica de elementos maiores e traços. Leucogranito Pumayaco.....29

**Figura 6.** Diagramas de classificação geoquímica. A) Diagrama A/CNK - A/NK (Shand, 1943). B) Diagrama TAS (Middlemost, 1994). C) Diagrama de classificação PQ para rochas plutônicas (Debon and Le Fort, 1983). D) Diagrama A-B (modificado por Villaseca et al. 1998) l-P=low peraluminous; m-P=moderately peraluminous; h-P=highly peraluminous; f-P=felsic peraluminous; metaluminous.....30

**Figura 7.** Diagramas de variação de elementos maiores vs. MgO.....31

**Figura 8.** Diagramas de variação de elementos traço vs. MgO.....33

**Fig. 9.** Diagrama de Concórdia (canto superior direito) e diagrama Tera-Wasserburg para a amostra MO106 correspondente a um leucosoma num migmatito metatexito próximo ao pluton Pumayaco. As elipses de erro correspondem a  $2\sigma$ .....34

**Tabela 2.** Dados U-Pb Laser Ablation ICP-MS multicoletor. Amostra MO106 Leucosoma em migmatito metatexito.....35

### **Capítulo III**

**Figure 1.** Geological map showing the distribution of Paleozoic magmatism and metamorphic rocks. Puncoviscana Formation, the principal Paleozoic Mountain Ranges and the Early Paleozoic Mobile Belt. Exposure of Paleozoic granitoid plutons and their crystallization ages. Methods used to determine the crystallization ages of minerals are as follows: (1)U-Pb monazite (Lork et al., 1989) and Lork and Bahlburg, 1993. (2) U-Pb monazite and titanite (Büttner et al., 2005), (3)Rb-Sr whole rock (Garcia and Rossello, 1984), (4) U-Pb (Haschke et al., 2005), (5) U-Pb zircon (Viramonte et al., 2007), (6) U-Pb zircon (Dominguez et al., 2006).....47

**Figura 2.** Geological map from Molinos igneous/metamorphic complex.....49

**Figura 3.** Photographs illustrating field aspect of Molinos migmatites. A) Stromatic metatexite. Note the well preservation of pre-migmatization structure and the intense folding. Part of the paleosome are also preserved B) Primary Diatexite. The neosome is pervasively distributed and the pre-partial-melting structures are absent. The rock has a mesocratic aspect and looks like dark granitoid rocks. C) Schollen migmatite. In this migmatite the migmatic layering is well defined and big part of the paleosome is associated. D) Schllieren migmatite. This migmatite consist of a large proportion of leucosome with mafic schllieren defining a flow pattern.....54

**Figura 4.** Photographs illustrating field relationships of the granite–migmatite area. A) Leucosome in stromatic metatexite. The neosome is paralell to the layering and consist of two parts: a white leucosome of trondjemitic composition and a dark biotitic melanosome. B) Coarse grained leucosomes located at the hinges of folds. C) Net-structured migmatite. The leucosomes are located at dilatant structures almost

perpendicular to the migmatite layering. D) Outcrop view of migmatite-granite relationships. The granite sheets are oriented parallel to the axial plane of folding. E) Residual migmatite. This rock consists mainly of Crd + Bt + Qtz and K feldspar. The cordierite displays intense pinnitization.....55

**Figura 5.** Photomicrograph of migmatites and granites. A) Leucosome vein in stromatic metatexite showing the relation with the melanosome. B) Cross polarized light. C) Residual schist. Poikiloblasts of K-Feldspar and cordierite have rounded inclusions of Qtz, Bt and Sill. The inferred melt producing reaction is:  $Bt + Als + Qtz = melt + Crd + K\text{-Feldspar}$ . D) Residual schist displaying granolepidoblastic texture. The main fabric is defined by preferred orientation of Bt and Sil. E) garnet-sillimanite bearing leucogranite. The garnet is very small and present zonation. The sillimanite forms mats of fibrolite as in host sillimanite schists. F) Fibrolite in a sillimanite schist from host rock. The biotite defines the main fabric and wraps around the fibrolitic aggregate. Field of view corresponds to 5 mm.....58

**Figura 6.** Harker diagrams for metasediments, migmatites and granites.....61

**Figura 7.** Diagrams illustrating aspects of the chemical compositions of Molinos rocks. A) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971). B)  $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$  (molecular ratio A/NK) vs  $Al_2O_3 / Na_2O + CaO + Na_2O + K_2O$  (A/CNK). C) Geotectonic classification (Pearce, 1984): VAG=volcanic arc granites; COLG=collisional granites; WPG=within plate granites. D)  $FeO + MgO + TiO_2$  vs Zr diagram.....62

**Figura 8.** Chondrite-normalized REE pattern of metasediments, migmatites, leucosomes, leucogranites, pegmatite and trondjemites of Cachi Fm (Taken from Mendez, 2006). Normalization factors from Boynton (1984).....64

**Figura 9.**  $K_2O$  vs  $FeO + MgO$  diagram. This graphic shows influence of restite in magmas compositions and evolution for trondjemitic and granitic magmas.....65

**Figura 10.** Backscatter electron image of diatexite zircons dated by ICP-MS, sample MO 102/08. For descriptions see the main text.....66

**Figura 11.** Concordia diagram (Tera-Wasserburg) for zircons from a diatexite migmatite; ellipses depict 2s errors.....66

**Figura 12.** Concordia diagram for zircons from a trondjemite and from a leucosome of a metatexite (Samples MO 45 and MO106/08 respectively); ellipses depict 2s errors.....67

**Figura 13.** Age distribution for inherited zircons in the migmatites and low grade sediments compared with zircon ages from Puncoviscana sequence (Adamset al., 2008). Note the agreement in age distribution between the inheritance in migmatites, the low grade rocks and detrital zircons of Puncoviscana Formation (Rancagua and Río Choromoro localities).....68

<b>Figura 14.</b> Initial Sr and Nd isotope ratios of rocks from Molinos complex. The pattern area represent the average for Ordovician rocks between 21 and 27°S (see Franz et al., 2006).....	69
<b>Figura 15.</b> A) Positive correlation between $\epsilon_{Nd}$ and Na/K ratio in granitic facies of trondjhemitic tendency. B) Effects of fractionating Sm/Nd ratio in melt on calculated TDM for Molinos Anatectic Granites. The horizontally shaded area indicates the range of model Nd ages obtained from metasedimentary protoliths.	
<b>Figura 16.</b> Sm-Nd isotopic ratios of cogenetic samples. The reference line represents roughly the time at which the isotopic system suffered fractionation.....	71
<b>Figura 17.</b> Geochemical modelling for leucosomes from Molinos migmatites.....	72
<b>Figura 18.</b> Compositional ranges of experimentally generated melts (grey areas; from Patiño Douce and Harris, 1998) compared with Molinos granitoids and trondjhemites. Samples of Cachi Formation (L1-1-07, L1-1-15, L1-1-14) are from Mendez et al., (2006).....	73
<b>Appendix</b> .....	83
<b>Table 1.</b> Major element (in wt%) and trace element (in ppm) composition of metasediments, migmatites and granitoid rocks from Molinos range. LOI: Loss on ignition; n/d: below limit of detection.....	84
<b>Table 2.</b> U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO10208 Diatexite.....	87
<b>Table 3.</b> U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO45 Trondjhemite.....	89
<b>Table 4.</b> U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO0609 Low grade metasediment.....	90
<b>Table 5.</b> U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO 106/08 Leucosome (metatexite).....	92
<b>Table 6.</b> Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data for Molinos Complex rocks.....	93

## 1. INTRODUÇÃO

No presente trabalho foram investigados a petrogênese e o significado tectônico das rochas metamórficas e granitóides que constituem as unidades do embasamento ígneo/metamórfico da serra de Molinos, província de Salta, NW Argentina. A área localiza-se na transição das províncias geológicas da Cordilheira Oriental e das Serras Pampeanas. Estas províncias geológicas são chaves para entender a evolução das unidades do embasamento Precambriano-Paleozóico da região do Vale Calchaquí assim como também a reconstrução tectônica da margem ocidental de Gondwana durante o início do Paleozóico. As unidades geológicas compreendem principalmente de uma seqüência turbidítica interpretada como representante da Formação Puncoviscana e seu provável equivalente metamórfico de alto grau (xistos, gnaisses e migmatitos) da Formação La Paya (Aceñolaza et al. 1976; Büttner et al., 2005). Corpos de leucogranitos estão alojados de forma concordante nestas rochas de alto grau metamórfico. Pegmatitos com turmalina e granada e diques aplíticos afloram de forma generalizada. Em conjunto essas rochas ígneas e metamórficas constituem o Complexo ígneo/metamórfico de Molinos.

Vários modelos geodinâmicos têm sido propostos para tentar explicar o significado tectônico destes complexos metamórficos na margem ocidental de Gondwana. Dois modelos contrastantes com diferenças internas são sugeridos: (i) amalgamação de um terreno alóctone, durante o Neoproterozóico ou no Eopaleozóico (Ramos, 1999; Bahlburg and Hervé, 1997; Ramos, 2008) e (ii) o desenvolvimento de faixas móveis de longa duração em orógenos similares ao andino e unidades litotectônicas autóctones (Aceñolaza et al. 2000; Lucassen et al., 2000; Viramonte JM. et al., 2007; Fig. 1). Sob um regime claramente convergente ter-se-ia gerado fusão de porções da crosta entre os 500 a 440 Ma, evidenciada pela presença de rochas granitóides associadas com complexos metamórficos HTLP (“high temperature low pressure”), que representam uma grande anomalia térmica com direção N-S. Em consequência uma parte da Fm Puncoviscana atingiu condições metamórficas de anfíbolito alto e granulito (e.g. Serras de Quilmes, para o sul da área) antes de dar início à fusão parcial. A fusão parcial pode gerar corpos granitóides que variam em escala desde leucossomas em migmatitos até grandes corpos plutônicos. A anatexia pode ocorrer num número de diferentes formas que depende grandemente da mineralogia original da fonte e da atividade de fluidos durante o pico metamórfico (síntese em Stevens and Clemens, 1993 and Clemens and Droop, 1998). Os migmatitos, dessa forma, simbolizam a conexão entre o



metamorfismo de alto grau e a geração de corpos plutônicos maiores. É por isso que a anatexia tem sido considerada como um dos mecanismos principais promovendo o retrabalhamento e diferenciação geoquímica da crosta continental andina (Becchio et al., 1999, Lucassen et al., 2000). Alguns dos temas a serem discutidos no presente estudo estão relacionados aos mecanismos de fusão parcial, como também o vínculo entre migmatitos e granitos. O foco do nosso trabalho é descrever a associação entre os metasedimentos da Formação Puncoviscana, xistos, migmatitos e granitos desde o ponto de vista da petrogênese utilizando como ferramentas informação de campo, petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e de razões isotópicas Sr-Nd.

## **2. OBJETIVO GERAL**

O objetivo geral consiste em desenvolver uma investigação que integre observações de campo, petrografia, modelagem geoquímica, como também estudos geocronológicos e dados isotópicos Sr-Nd para avançar no conhecimento dos processos que controlaram a evolução e origem dos sistemas graníticos no embasamento paleozóico do Noroeste da Argentina.

## **3. HIPÓTESE DE TRABALHO**

A hipótese de trabalho baseia-se na idéia do desenvolvimento de uma faixa móvel (Fig. 1) aonde ocorreram eventos magmáticos, metamórficos e de deformação com caráter contínuo e progressivo. Estes processos ocorreram num contexto geodinâmico de margem continental ativa de longa duração, durante o Precambriano Superior – Paleozóico Inferior. Em ambiente de arco magmático “Tipo Andino”, ligado aos processos de subducção desenvolvidos provavelmente no Cambriano e no Ordoviciano, ter-se-iam originado eventos metamórficos e magmáticos que afetaram a borda sul - ocidental de Gondwana nas latitudes dos Andes Centrais. O magmatismo granítico teria sua fonte na fusão parcial em níveis médios e superiores da crosta continental em condições de HTLP. A seqüência metassedimentar da Formação Puncoviscana é proposta como protólito original do qual derivaram os fundidos que deram origem aos leucogranitos. Dentro desse esquema de anatexia, a evolução dos magmas estaria controlada principalmente por 1) a separação fundido - resíduo (*restite unmixing*) 2) diferenciação por cristalização fracionada. No presente trabalho são apresentados dados de campo, petrografia e geoquímica de elementos maiores e traços para as rochas que compõem o Complexo ígneo/metamórfico Molinos, assim como dados geocronológicos

de unidades migmatíticas relacionadas (U-Pb em zircões). Igualmente, considerações sobre a petrogênese e hipótese sobre a evolução do embasamento ígneo – metamórfico na área de Molinos são apresentadas. A identificação das diferentes unidades e ordenamento temporal dos eventos superpostos nesta escala de trabalho permitirá extrapolar os resultados para outras áreas ao longo do limite Puna – Cordilheira Oriental, aonde processos de anatexia relacionados com a gênese de magmas graníticos são observados.

#### **4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A serra de Molinos está localizada no departamento de Molinos, ao sul da província de Salta, no setor norte dos Vales Calchaquíes. Forma parte da unidade morfoestrutural Cordilheira Oriental e pertence a uma série de cadeias montanhosas orientadas sub-meridionalmente e separadas por profundos vales longitudinais. Este conjunto é parte do setor ocidental das serras de Salta, conformadas por quatro cordões: o mais ocidental ao oeste do rio Luracatao, com cumes máximos próximos aos 5.000 msnm. O segundo entre os rios Luracatao e Calchaquí, de maiores elevações, é representado pelos Nevados de Cachi de até 6.300 msnm. O terceiro entre os rios Calchaquí e a Quebrada de Santa Rosa, representado pelo cerro Negro de 3.640 msnm. O último cordão montanhoso, ao leste da Quebrada de Santa Rosa, culmina no cerro Abra Blanca de 3.670 msnm. A serra está delimitada aproximadamente pelos meridianos 66° 19' y 66° 14' longitude oeste e pelos paralelos 25° 31' e 25° 28' de latitude sul.

Desde a cidade de Salta acede-se à área, para o sul, pela rodovia nac. N°68 até a localidade de El Carril, desde ali para o oeste pela rodovia prov. N°33, passando pela localidade de Chicoana antes de ingressar na “Cuesta del Obispo”. A rodovia prov. N°33 continua até a localidade de Payogasta, a partir da qual se pode aceder para o Sul pela rodovia nac. N°40 que passa pelos povoados de Cachi, Rancagua e Seclantás antes de chegar à cidade de Molinos, localizada no setor norte da serra homônima.

Desde Catamarca e para o norte acede-se por meio da rodovia nac. N° 40, passando pela localidade de Santa María antes de ingressar na província de Salta. Nela e até chegar a Molinos encontram-se as cidades de Tolombón, Cafayate, Animaná, São Carlos e Angastaco. Molinos está localizado uns 80 km ao norte da cidade de Cafayate.

## 5. CONTEXTO GEOLOGICO

A transição entre a Cordilheira Oriental e as Serras Pampeanas é caracterizada pela presença de cadeias montanhosas com orientação N-S na região centro e noroeste da Argentina entre os 24°-34°S e os 64°-68°W. Geologicamente consistem de sedimentos, filitos, xistos, gnaisses, migmatitos e raramente rochas metabásicas. As rochas meta-sedimentares têm sido tradicionalmente incluídas na seqüência Puncoviscana, de idade Neoproterozóica-Eopaleozóica (Turner, 1960). A Formação Puncoviscana é uma seqüência turbidítica siliciclástica (Aceñolaza et al., 1988; Jezek, 1990; Omarini et al., 1999) depositada numa das maiores bacias sedimentares da América do Sul com cerca de 1000 Km de comprimento Norte - Sul e 250 Km de largura Este - Oeste. Essa seqüência foi dobrada intensamente e afetada por um metamorfismo de baixo grau durante o início do período Cambriano (Aceñolaza et al., 2000). Na orogenia Famatiniana (~490 to 435 Ma) tais rochas foram metamorfasadas em filitos, xistos, gnaisses e migmatitos (Rossi et al., 1992; Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000; Büttner et al., 2005). Portanto, a borda ocidental do Gondwana parece ter sido afetada por sucessivos eventos de metamorfismo de médio a alto grau (Lucassen and Becchio, 2003).

A orogenia Famatiniana no noroeste da Argentina é marcada por importante magmatismo granítico que foi subdividido por Toselli (2002) em quatro cinturões maiores (Fig. 2): (1) Cinturão Ocidental (2) Cinturão Famatiniano (3) Cinturão central (4) Cinturão Oriental. No cinturão central os granitóides formam um cinturão N-S exposto entre a Puna e a Cordilheira Oriental constituindo a chamada “Faixa eruptiva da Puna Oriental” (Méndez et al., 1973) que tem sido objeto de um grande número de estudos para entender sua origem e significado tectônico (e.g. Rapela et al., 1992; Toselli et al., 2002; Fernandez et al., 2008). O cinturão oriental inclui granitos e trondjhemitos da Cordilheira Oriental, Cumbres Calchaquíes e Quilmes, Serras de: Aconquija, Ancasti e Ambato. Na região, os plutons da Formação Cachi (Turner, 1961) estão intrudidos nos metasedimentos da Formação Puncoviscana ou nos equivalentes de alto grau metamórfico de Formação La Paya (Aceñolaza et al., 1975). Estes plutons, incluindo os granitos da Serra de Molinos, apresentam caráter peraluminoso cálcio-alcalino (~15% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> at 70% SiO<sub>2</sub>). Alguns autores (e.g. Galliski, 1983) subdividem este granitóides em dois grupos: (i) o primeiro engloba, do norte para o sul, os plutons de Cerro Bayo, Las Palomas, Águas Calientes, Três Tetras, Peñas Blancas, El Morado, Cachi, Libertador, El Brealito e La Angostura; estes plutons são trondjhemitos

peraluminosos com plagioclásio, biotita, muscovita, epidoto, apatita, zircão e titanita.

(ii) o segundo grupo abrange granitos e trondjhemitos com plagioclásio, microclina, biotita, muscovita, turmalina, granada, cordierita e sillimanita, e está representado pelos plutons: Vallecito, La Paya, Lãs Cabritas, El Alto, El Hueco e Inca. Os granitos dos dois grupos intrudem principalmente xistos e migmatitos com sillimanita, cordierita. Embora os conteúdos de elementos-traço sejam similares tanto nos granitos como nos trondjhemitos, diferenças na composição de elementos maiores e a falta de informação isotópica têm motivado incertezas à origem dos magmas originais. Como resultado, Galliski and Miller (1989) e Mendez et al. (2006) propõem uma fonte metabásica (anfíbolito) para os trondjhemitos e uma fonte supracrustal metassedimentar para os granitos. O alojamento dos plutons ocorreu principalmente entre os 480 e 460 Ma sendo contemporâneo com o pico metamórfico e zonas de cisalhamento N-S e NW-SE (Hongn et al. 1996, 1999; Hongn and Becchio 1999). Não obstante, as relações temporais entre magmatismo, metamorfismo e deformação não são bem conhecidas (Hongn et al. 1996, 1999; Hongn and Becchio 1999, Wegmann et al., 2008). Recentemente Wegmann et al. (2008) sugeriram que o desenvolvimento das zonas de cisalhamento como as de Água Rosada, são 20-30 milhões de anos mais jovens que as idades de cristalização dos plutons. Estes autores reportam idades de isócronas minerais Rb-Sr (mica branca e K-feldspato) de  $437 \pm 4$  Ma e  $428 \pm 5$  Ma para milonitos dessa zona, localizada 25 Km para o sul da área de estudo. Os autores mencionados interpretam que a deformação dúctil foi contemporânea com o magmatismo e persistiu posteriormente sob condições P-T de sub-xisto verde. Os migmatitos proporcionaram idades em monazita de 467 Ma (Lork and Balhburg 1993), para o norte da área de estudo e 470 Ma (também sob monazita) nas Serras de Quilmes (Büttner et al., 2005).

O contexto estrutural nas rochas do embasamento dos Vales Calchaquíes é complexo e resulta da superposição de vários eventos deformacionais Neoproterozóicos – Eopaleozóicos (Mon and Hongn 1996). O primeiro evento, afeta sobretudo metassedimentos de baixo grau baseado na informação regional para as unidades Neoproterozóicas – Eopaleozóicas (Hongn and Seggiaro 2001; Büttner et al. 2005). O segundo e o terceiro evento se dão durante o Paleozóico inferior: (i) O mais velho aos 480-460 Ma, contemporâneo com o alojamento de vários plutons ao longo do limite Puna – Cordilheira Oriental, (ii) O mais novo esta relacionado com o evento deformacional Oclóyico na base do Siluriano (~460 - 440 Ma; Turner and Méndez,

1975, Bahlburg 1990; Mon and Hongn, 1991). Reativações Cratácicas e Cenozóicas obliteram estruturas velhas com falhamento intenso.

O núcleo da Serra de Molinos consiste principalmente de sillimanita-cordierita xistos, mica xistos, rochas calci-silicáticas e migmatitos intrudidos por leucogranitos. Ocasionalmente, corpos irregulares de anfibolito estão associados com a seqüência metassedimentar. A foliação principal é aproximadamente N-S e sub-vertical. Pegmatitos e diques de aplitos com turmalina/granada são concordantes ou cortam a foliação principal. Esse núcleo de alto grau está em contato tectônico com a Fm. Puncoviscana para o nordeste e com filitos de baixo grau para o oeste da serra.

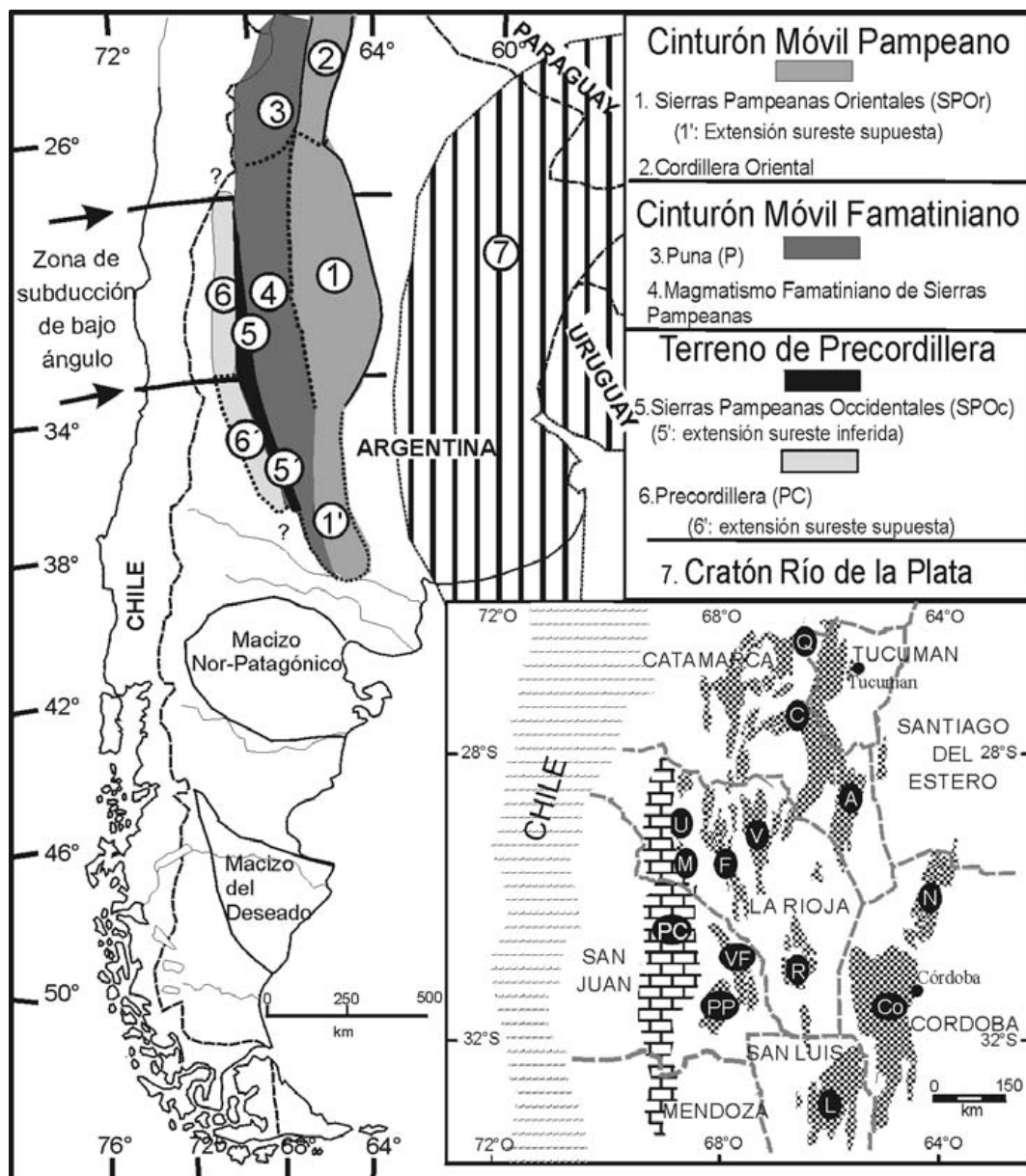


Fig. 1. Early Paleozoic geological provinces in southern Andes, uplifted by back-thrusting during Miocene “flat-slab” Nazca plate subduction (Rapela *et al.*, 1998b). Main “Sierras” in this segment are: A= Ancasti; C = Capillitas; Co = Córdoba; F = Famatina; L = San Luis; M = Maz; N = Norte de Córdoba; PP = Pié de Palo; PC = Precordillera; Q = Quilmes; R = Llanos de La Rioja y Chepes; U = Umango; V = Velasco; VF = Valle Fértil. (Tomado de Rapela *et al.*, 2001)

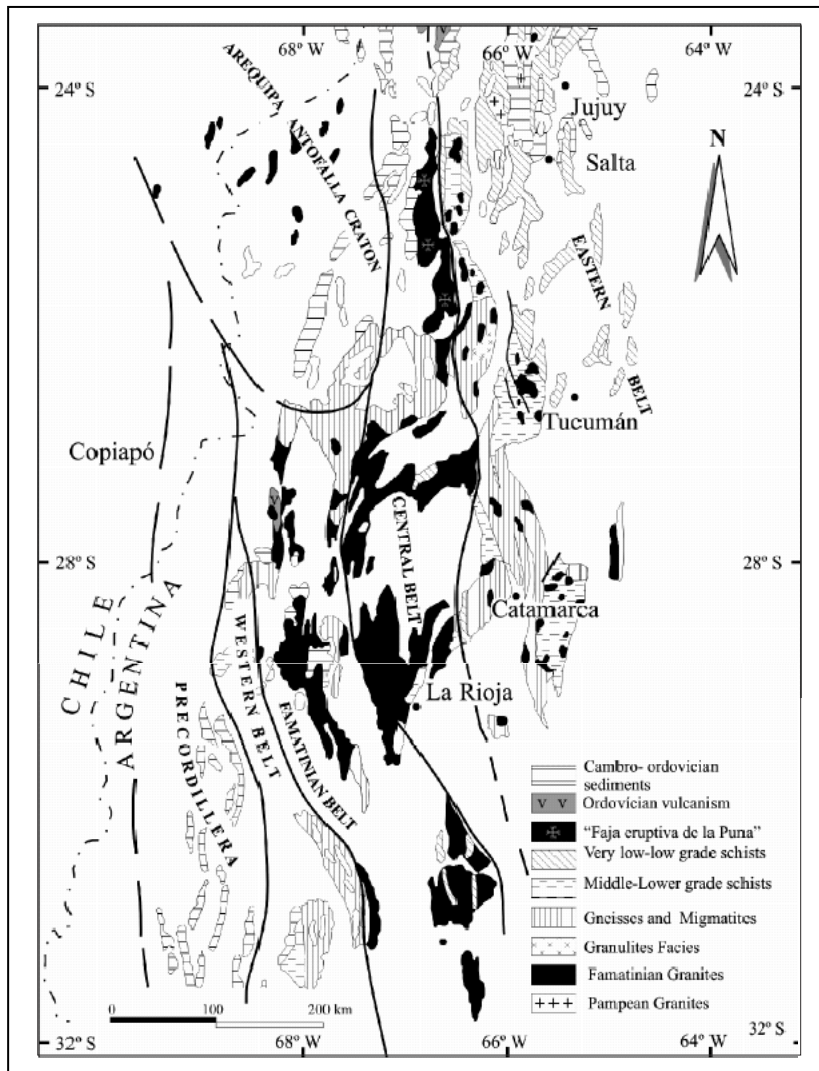


Fig. 2 Map of the major Upper Precambrian- Early Paleozoic units in the NW Argentina with distribution of magmatic metamorphic belts (Tomado de Toselli et al., 2002).

## 6. GLOSSÁRIO

### **Anatexia:**

Um termo geral para descrever a fusão parcial da crosta continental sem uma referência específica na taxa de fusão parcial; portanto *anatexia* é aplicado para todos os estados, desde fusão incipiente até fusão completa. A anatexia é geralmente acompanhada de deformação o que permite a ação de diversos processos como: segregação, migração, cristalização fracionada e fluxo magmático.

**Diatexito:** Migmatito no qual o neossoma é dominante e o fundido (leucosoma) foi pervasivamente distribuído. As estruturas prévias da fusão parcial estão ausentes e são comumente substituídas por estruturas sin-anatécicas de fluxo.

### ***Dilatant structures* (estruturas dilatantes):**

Estão presentes em migmatitos onde a fusão ocorreu sob condições de stress diferencial.

São sítios favoráveis para a segregação das porções moveis de um migmatito, como por exemplo: *interboudin partitions ou shear bands*. Os constituintes moveis quartzofeldspáticos migram desde sítios de maior pressão para sítios onde a pressão é menor enquanto o migmatito é deformado, dessa forma a localização do leucosoma é controlada pela distribuição de estruturas dilatantes.

***In situ leucosome:***

O produto da cristalização de fundido anatéxico ou uma parte do fundido anatéxico que tem se separado do resíduo, mas que continua no lugar de formação.

***In source leucosome:***

O produto da cristalização de fundido anatéxico ou uma parte do fundido anatéxico que tem migrado fora do local de formação, mas ainda continua nos confins da rocha fonte ou protólito.

**Metatexia:**

Fusão parcial ou anatexia parcial de uma rocha, separando-se um material fundido de composição granítica (neossoma ou leucossoma) de um resto ou restito escuro (paleossoma ou melanossoma) com minerais máficos que não sofreram fusão.

**Metatexito** [*Sin.* migmatito heterogêneo]:

Rocha que é heterogênea na escala de afloramento na qual as estruturas previas à migmatização estão conservadas no paleossoma e possivelmente no melanossoma.

**Melanossoma:**

A parte escura do neossoma de um migmatito que é rica em minerais escuros como biotita, granada, cordierita, opx, cpx, hornblenda, etc. O melanossoma é uma fração sólida do resíduo deixado depois que uma parte do fundido ou todo o fundido foi extraído.

**Neosome** (Português: neossoma):

A parte neoformada ou reconstituída de um migmatito pela fusão parcial. O neossoma pode ou não ter sofrido segregação, na qual a parte fundida e o resíduo sólido são separados.

**Paleossoma:**

É definido como a porção num migmatito que não pertence ao neossoma, que não foi afetado pela fusão parcial e aonde as estruturas previas a fusão parcial foram conservadas.

**Protólito** [grego: *proto*=primeiro/anterior; *litos*=rocha]:

A rocha a partir da qual tem se formado o neossoma num migmatito.

**Schliere:** (singular de *schlieren*)

Camada fina composta por minerais planares alinhados num diatexito. Comumente são compostos por biotita, mas exemplos ricos em sillimanita, hornblenda, Opx ou plagioclásio podem ocorrer.

***Schlieric migmatites:***

Diatexito caracterizado pela presença de schlieren e algumas placas de material do paleossoma. Há separação bem nítida de faixas claras e escuras. Para sua formação, houve maior mobilidade mecânica dos componentes.

***Schollen migmatite ou migmatito em placas: (sin. raft migmatite)***

É composta por blocos isolados de paleossoma mergulhados no neossoma. Essas placas podem apresentar comumente sinais de rotação ou cisalhamento.

***Stromatic migmatite (estromatita ou acamadada):***

Uma variedade de migmatito metatexito no qual o neossoma (leucossoma e melanossoma) ou simplesmente o leucossoma ocorre como bandas lateralmente contínuas e paralelas orientadas segundo bandejamento composicional (e.g. *bedding*) ou foliação. Os migmatitos estromatitos são comuns em ambientes com deformação como zonas de cisalhamento, além não são restritos aos mesmos.

***Resisters:***

Rochas tipicamente competentes no paleossoma que são especialmente resistentes as mudanças micro-estruturais causadas pela fusão. Quartzitos, calci-silicatos e rochas máficas são *resisters* comuns.

***Trondjemite (trondjemito):***

Segundo a nomenclatura recomendada pela IUGS, uma variedade leucocrática de tonalito composto essencialmente por plagioclásio sódico (albita-oligoclásio), quartzo e biotita em menor quantidade. O ortoclásio é tipicamente ausente e a hornblenda é rara.



## CAPITULO II



**“Granitogênese no extremo norte da serra de Molinos, Província de Salta. Leucogranito Pumayaco. Anatexia durante o ciclo orogênico Famatiniano”.**

# **“Granitogênese no extremo norte da serra de Molinos, Província de Salta. Leucogranito Pumayaco. Anatexia durante o ciclo orogênico Famatiniano”.**

## **Resumo**

*Na serra de Molinos, Salta, Argentina, afloram unidades de embasamento de baixo a alto grau metamórfico (Formação Puncoviscana e Formação La Paya) intrudidas por corpos de composição sieno-monzogranítica de idade ordoviciana inferior. São corpos plutônicos tabulares dobrados de pequenas dimensões (menores de 10 km<sup>2</sup>), alojados sincronicamente com a deformação, em níveis médios da crosta. As intrusões estão intimamente associadas a rochas migmatíticas e caracterizam-se pela presença de minerais acessórios como granada, cordierita, sillimanita e turmalina. O leucogranito Pumayaco é o pluton de maiores dimensões e está localizado na porção central da serra de Molinos. Este estudo apresenta os resultados de um trabalho de mapeamento de detalhe do granito, com identificação de diferentes fácies baseada principalmente em dados de campo, estudos petrográficos e apoio de análises geoquímicas. Os dados permitem considerações acerca dos processos de fusão, do papel da deformação e os mecanismos de diferenciação magmática dos líquidos originais. Os altos conteúdos de alumina (ASI > 1.1) e a pequena variação no conteúdo de sílica (72-76%wt), como também as características petrográficas, permitem classificá-los como granitoides do tipo S derivados de anatexia crustal. Os processos que estariam envolvidos na geração e diferenciação destes magmas félsicos, incluem distintas reações de fusão de protólitos metapelíticos e metagrauváquicos e uma influência das fases residuais (restitos) na composição dos fundidos segregados. A associação com zonas de cisalhamento dúcteis e as relações de campo com unidades migmatíticas, indicam uma importante participação da deformação na segregação, migração e alojamento dos fundidos sob um regime tectônico convergente (Ciclo Famatiniano). A idade do processo de extensiva fusão crustal relacionado à origem dos granitos é determinada em ~470 Ma (U-Pb em zircão).*

**Palabras chave:** leucogranitos, anatexia, deformação dúctil, Ciclo Famatiniano, Cordilheira Oriental.

## **Abstract**

*In the Molinos Ranges, Salta, Argentina, basement units of low to high metamorphic grade (Puncoviscana and La Paya Formations) crop out and are intruded by lower Ordovician granitoid bodies of sieno-monzogranite composition. These are folded, sheet-like bodies of small dimensions (less than 10 km<sup>2</sup>), emplaced synchronously with the deformation at mid crustal levels. They are intimately linked with migmatitic rocks and characterized by the presence of accessory minerals such as garnet, cordierite, sillimanite and tourmaline. The Pumayaco leucogranite is the largest of these plutons and it is located in the center of the*

*Molinos range. Here we present results from detailed mapping of the main granite, which allowed the identification of different facies based mainly on field, petrographic and geochemical data. We also discuss the physics of the melting processes, the role of deformation and the differentiation mechanisms for the melts that gave rise these plutons. The alumina contents ( $ASI > 1.1$ ) and the small variation in silica content (72-76 %wt), as well as the petrographic features, are identical to the classical S-type granitoids derived from crustal anatexis. The processes apparently involved in the generation and differentiation of these granitoids may include different melting reactions of metapelite and metagreywacke protoliths and the influence of restite phases in the segregated melt compositions. The association with ductile shear zones and the field relationships with migmatitic units suggest an important participation of deformation during segregation, migration and emplacement of these melts under a convergent tectonic regime (Famatinian Cycle). The age of migmatization process related to granites is constrained at ~470 Ma (U-Pb zircon age).*

**Key words:** *leucogranites, anatexis, ductile deformation, Famatinian Cycle, Eastern Cordillera.*

## INTRODUÇÃO

A serra de Molinos forma parte da província morfoestrutural da Cordilheira Oriental e constitui uma zona de transição entre as Serras Pampeanas Setentrionais e a Puna, províncias morfoestruturais chaves na interpretação tectônica e magmática do embasamento do Noroeste argentino. O estudo do plutonismo Paleozóico Inferior nesta região é de suma importância para a compreensão da evolução geológica do embasamento. A complexidade deste embasamento nos Andes Centrais tem dado lugar a diferentes interpretações acerca do cenário geodinâmico e paleogeográfico, propostas por diversos autores para a margem ocidental de Gondwana em tempos eopaleozóicos. Estes modelos evolutivos incluem tanto a amalgamação de terrenos alóctones e parautóctones (Ramos, 1988; Bahlburg e Hervé, 1997; Ramos, 2008) em tempos Neoproterozoicos-eopaleozóicos, como também o desenvolvimento de faixas móveis de longa duração em orógenos similares ao andino e unidades litotectônicas autóctones (Aceñolaza et al. 2000; Lucassen et al., 2000; Viramonte JM. et al., 2007). Sob um regime claramente convergente ter-se-ia gerado fusão de importantes porções da crosta entre os 500 a 460 Ma, evidenciada pela presença de rochas com assinatura crustal, tanto no setor da Puna (Viramonte, J.M. et al., 2007; Domínguez et al., 2006) como na Cordilheira Oriental (Büttner et al., 2005). Neste sentido, os eventos de fusão crustal e geração de magmas graníticos têm sido considerados como os mecanismos principais promovendo o retrabalhamento e diferenciação geoquímica da crosta continental andina (Becchio et al., 1999, Lucassen et al., 2000). Assim, compreender em detalhe esse processo é de suma importância para a interpretação da evolução crustal de orógenos convergentes.

Na serra de Molinos especificamente, afloram unidades de embasamento de baixo a alto grau metamórfico intrudidas por corpos de granitóides de composição sienogranítica a granodiorítica e leucogranitos que, em conjunto, ao longo dos Vales Calchaquíes apresentam idades radiométricas entre 480 a 455 Ma. Estes corpos granitóides têm características geoquímicas e texturais que os diferenciam dos intrusivos félsicos que constituem, na borda sul - oriental da Puna, a Formação Oire (Blasco e Zappettini, 1996). A geoquímica de elementos maiores é muito similar a dos granitos tipo S (Chappell et al. 2001) sugerindo origem por fusão parcial de rochas supracrustais. O grau metamórfico varia desde leptometamorfitos a rochas de grau médio e alto. As rochas de alto grau na serra de Molinos são quartzo-biotita xistos, ortognaisses e biotita-cordierita gnaisses, “hornfelses” e migmatitos constituindo a Formação La Paya (Aceñolaza et al., 1976) ou ao Complexo Metamórfico Molinos (CMM) (Chocobar 2005). O embasamento de mais baixo grau é composto por uma seqüência turbidítica psamo-pelítica fortemente dobrada, atribuída à Formação Puncoviscana

(Neoproterozoico-Cámbrico inferior; Turner, 1960). Esta formação foi afetada por metamorfismo de muito baixo grau (anquimetamorfismo) no Cambriano Inferior (Aceñolaza et al., 2000). Posteriormente, entre o Cambriano superior e o Siluriano, os metapelitos da Formação Puncoviscana foram transformados em filitos, xistos, gnaisses e migmatitos, representados pela Formação La Paya (Rossi et al., 1992; Lucassen et al., 2000; Büttner et al., 2005). Não existe até a atualidade uma definição concreta de distintas etapas tectono-metamórficas. Chocobar (2005) sugere superposição de eventos de metamorfismo de alto grau, com altas temperaturas e baixas pressões (HT/LP), com eventos de deformação dúctil e magmatismo granítico.

Nossa hipótese geral de trabalho baseia-se em que o embasamento de baixo grau (Formação Puncoviscana) representa o protólito original do qual derivaram os fundidos que deram origem aos leucogranitos. Dentro desse esquema de anatexia, a evolução dos magmas estaria controlada principalmente por 1) a separação fundido - resíduo 2) diferenciação por cristalização fracionada. No presente trabalho são apresentados dados de campo, petrografia e geoquímica de elementos maiores e traços do pluton central da serra de Molinos, o leucogranito Pumayaco, assim como dados geocronológicos de unidades migmatíticas relacionadas (U-Pb em zircões). Igualmente, considerações sobre a petrogênese e hipótese sobre a evolução do embasamento ígneo – metamórfico na área de Molinos são apresentadas. A identificação das diferentes unidades e ordenamento temporal dos eventos superpostos nesta escala de trabalho permitirá extrapolar os resultados para outras áreas ao longo do limite Puna – Cordilheira Oriental, aonde processos de anatexia relacionados com a gênese de magmas graníticos são observados.

## **PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS**

Para cumprir com os objetivos deste trabalho selecionou-se uma área relativamente reduzida, onde é possível observar claramente as relações entre um corpo intrusivo leucogranítico com unidades metamórficas de alto grau e zonas de deformação. Sobre o pluton Pumayaco e suas encaixantes centraram-se os trabalhos de campo que permitiram realizar o mapeamento em detalhe de diferentes fácies graníticas do pluton central e estabelecer a morfologia do corpo. Foram investigadas 46 lâminas delgadas normais e orientadas, realizadas 14 análises geoquímicas de elementos maiores e traços (14) e de química mineral semi-quantitativa em granada. As lâminas delgadas foram feitas no Laboratório de Petrologia e de Separação de Minerais (U.N.Sa-CONICET). As análises químicas foram realizadas em rocha total pelo método de espectrometria de fluorescência de

raios X, no LANAIS – U.N.Sa, que conta com um equipamento marca Rigaku 2000. As análises químicas semi-quantitativas em mineral foram realizadas no INIQUI-UNSa, usando microscópio eletrônico JEOL-EDS. As análises U-Pb foram feitas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As análises em zircões foram realizadas com ICP-MS multi-coletor Neptune® Finnigan com dispositivo de *laser ablation*. Esta técnica permite obter análises isotópicas pontuais (~30 µm) em grãos individuais de zircão (Tabela 4). Os grãos foram montados em resina Epoxy®, polidos com abrasivos diamantados e lavados com ácido nítrico destilado numa vasilha ultra-sônica. Foram analisados 28 grãos incluindo medições de núcleo e borda de grão. Para o processamento e redução de dados foi utilizado o programa ISOPLOT/Ex3.00 (Ludwing, 2003) com o método de *bracketing* utilizando os padrões de zircões GJ-1 e UQZ.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

Os granitóides alojados na serra de Molinos fazem parte de um cinturão ígneo-metamórfico que se estende ao longo do limite Puna Austral – Cordilheira Oriental (Fig.1). As rochas encaixantes destes granitóides variam em grau metamórfico e provavelmente representam a variação nas condições de metamorfismo sobre os turbiditos da Formação Puncoviscana (Aceñolaza et al. 1976, Büttner et al. 2005). Nas rochas da serra de Quilmes, ao sul da área de estudo, foi observado metamorfismo progressivo, desde fácies de xisto verde a granulito com desenvolvimento de processos de anatexia (750 - 800 °C – 5-7 Kbar, Becchio et al., 1999; Büttner et al., 2005). Estes autores determinaram idades de metamorfismo entre 470 – 440 Ma e de magmatismo entre 477 – 460 Ma. O metamorfismo de alta temperatura e baixa/meia pressão é confirmado por diversos autores (Lucassen et al. 2000; Büttner et al. 2005; Hongn e Riller 2007), nas cercanias da área de estudo, por paragêneses minerais do tipo: Qtz + Kf + Bt + Pl + Sil + Crd + Grt. Abrev. Kretz (1983).

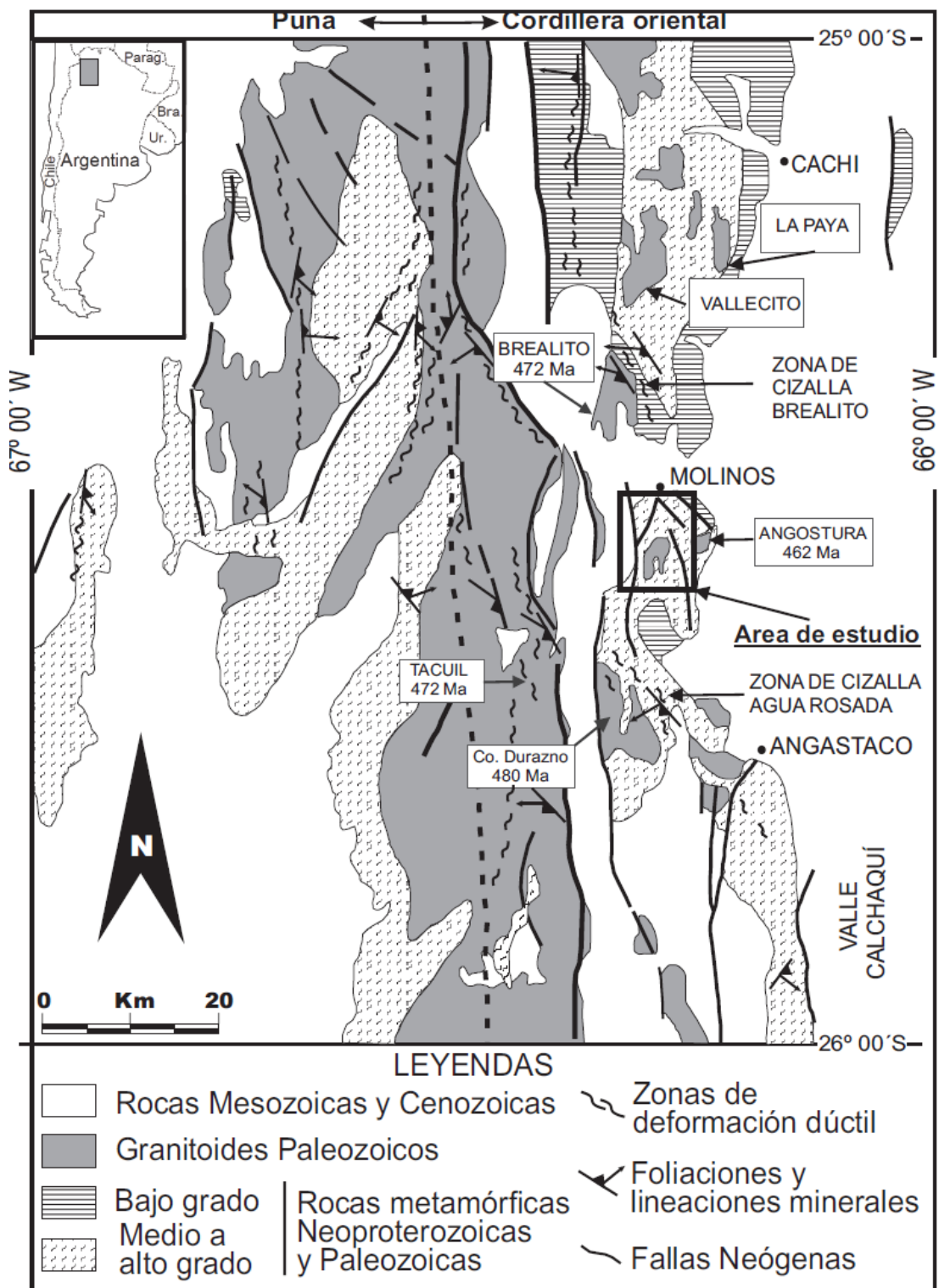


Figura 1. Mapa regional simplificado dos Vales Calchaquíes, Noroeste da Argentina. Tomado e modificado de Hongn e Riller 2007.

O intervalo de idades determinadas para distintos plútons graníticos no Vales Calchaquíes e na Puna Oriental é coincidente com um evento de metamorfismo de alta temperatura e deformação regional, que se estima teve uma duração de aproximadamente 75 Ma (Hongn e

Riller, 2007 e referências ali citadas). Nesse sentido, para os plutons (Fig.1) Cerro Durazno (Haschke et al. 2005) e Brealito (Lork e Bahlburg 1993) foram determinadas idades de intrusão de 480 Ma e 472 Ma respectivamente. Outros corpos granitóides intrudidos no embasamento do Vale Calchaquíes são; granito Águas Calientes (481 Ma, Lork e Bahlburg, 1993), La Paya, Vallecito (tonalito e trondjhemito), idade U-Pb de 453 Ma (dados de Lork, em Toselli, 1992) e El Alto (trondjhemito) com idades U-Pb de 466 e 468 Ma (Lork e Bahlburg, 1993). Recentemente, para o setor da Puna sul oriental, Viramonte et al. (2007) e Domínguez et al. (2006) aportam novos dados geocronológicos (U-Pb em zircão) para unidades vulcano-sedimentares félsicas e unidades plutônicas, determinando a idade de magmatismo entre 485 – 455 Ma.

A estrutura do embasamento no Vale Calchaquíes é complexa, resultado da superposição de vários eventos de deformação em tempos Neoproterozóicos-Eopaleozóicos (Mon e Hongn 1996). A estruturação nesta área é o resultado de pelo menos dois eventos bem identificados (Mon e Hongn 1996; Hongn e Seggiaro 1998): 1) eventos de deformação dúctil com idades Neoproterozóicas-Eopaleozóicas e 2) Deformação de caráter rúptil, relacionada tanto a *rifteamento* de idade Cretácica como a reativações Neógenas vinculadas com a compressão andina. Nas cercanias da área de estudo vários autores descrevem a presença de zonas de cisalhamento conjugadas com direções predominantes N-S e NO-SE e cinemáticas inversas com componentes sinestrais, desenvolvidas durante o Paleozóico Inferior. Algumas destas estruturas de caráter dúctil estariam vinculadas a sistemas com componentes de transpressão e transtensão (Omarini e Sureda, 1994; Hongn e Becchio, 1999). Estas zonas de cisalhamento, em alguns casos teriam atuado de forma sincrônica com o magmatismo félsico, e o controle que tiveram no transporte e alojamento de fundidos crustais a níveis médios a superficiais ainda não é claro. Tal é o caso das zonas de cisalhamento de Brealito (Hippert e Hongn, 1998; Hongn e Becchio, 1999) para o norte e Água Rosada (Hongn e Riller, 2007; Wegmann et al., 2008) ao sul da área estudada (Fig.1).

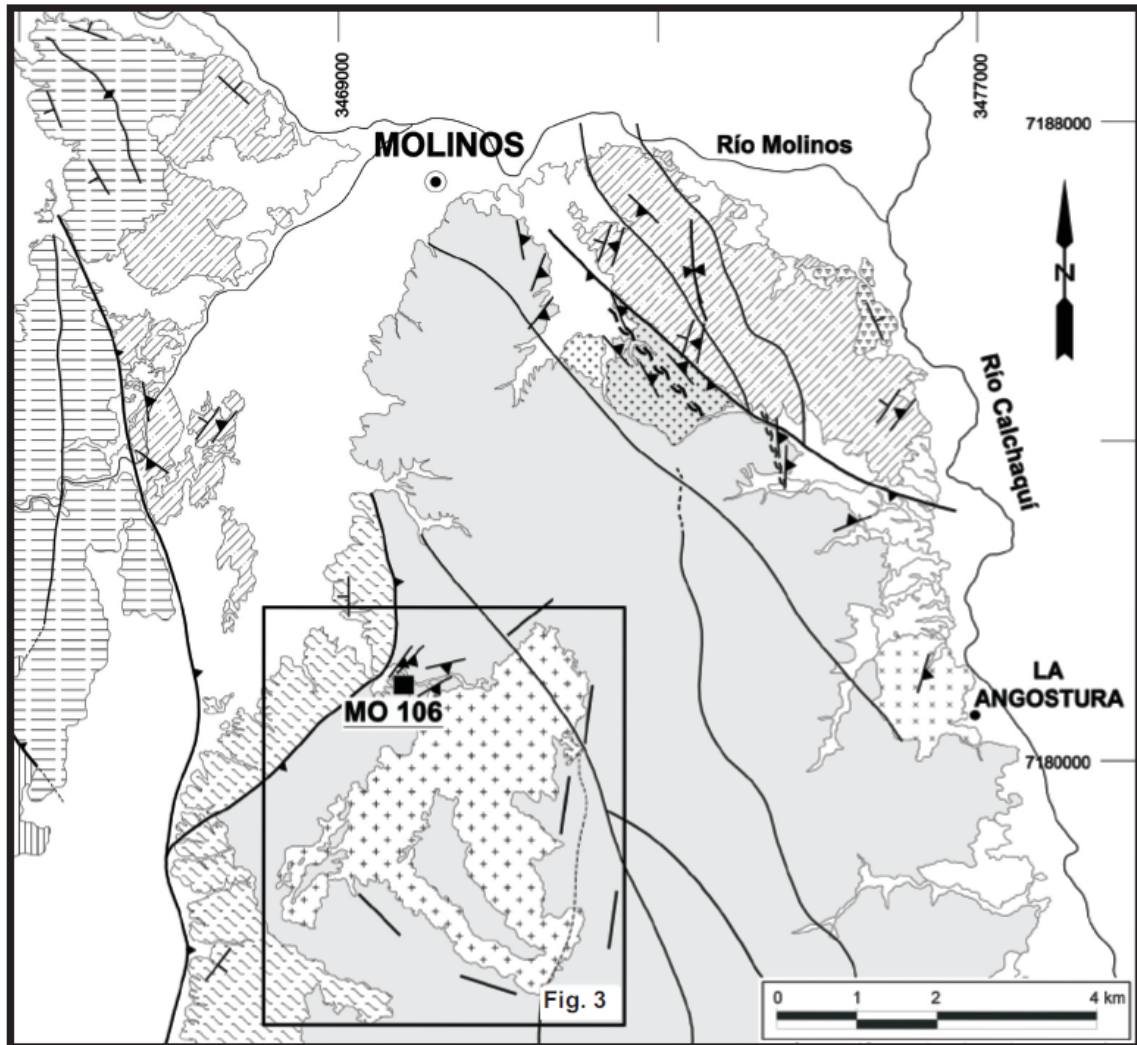


## **GEOLOGIA LOCAL**

O núcleo da serra é composto por rochas de meio a alto grau metamórfico, gnaisses e migmatitos intrudidos por corpos granitóides e por abundantes diques de pegmatitos e aplitos. Os corpos intrusivos são em geral tabulares e acompanham o dobramento da rocha encaixante, com planos axiais dispostos paralelos á foliação da rocha hospedeira, com direção N-S dominante. O dobramento harmônico é ainda evidenciado pelos contatos, maiormente concordantes, das intrusivas com suas encaixantes, a ausência de auréolas de contacto e a presença de enclaves de rochas hospedeiras. As relações de campo observadas indicam baixo contraste tanto térmico como reológico entre os fundidos félsicos e a rocha encaixante. Todo o conjunto de alto grau está em contato por meio de falhamento inverso (Neogeno), sobre as seqüências meta-sedimentares da Formação Puncoviscana, tanto no setor NNE, como no setor ocidental da serra (Fig. 2), onde também cobrem a unidades sedimentares terciárias. A direção geral da foliação metamórfica é aproximadamente N-S com mergulho para o oeste.

Na região de estudo (Fig.2), Hongn e Seggiaro (2001) indicam a presença de abundantes diques e rochas filonianas, principalmente pegmatitos, algumas relacionadas com corpos ígneos graníticos que intrudem a Formação La Paya e outras possivelmente originadas por segregação metamórfica.

O principal corpo granítico, localizado no núcleo e borda nor-ocidental da serra de Molinos, é o pluton Pumayaco, que Chocobar (2005) define como leucogranítico, representante de magmatismo peraluminoso. As dimensões do leucogranito Pumayaco (Fig 3) correspondem às de um pluton pequeno, com diâmetros que não superam os 3 km e razões superfície/volume elevadas que definem uma forma tabular. Encontra-se dobrado e alongado no sentido norte-sul, de forma que a espessura aflorante estaria duplicada. Outros corpos menores se alojam na borda oriental (granito La Angostura, Cisterna, 1986; Lork et al., 1989) e no setor norte da serra (granito Molinos, Chocobar, 2005). Recentemente Mon et al. (2004) descrevem na região de La Angostura a existência de cinturões ígneo-metamórficos de direção NE-SO com distintos graus de deformação e com evidências de fases superpostas de deformação. O granito La Angostura possui idades U-Pb de  $462\pm 1$  Ma em monazita e  $453\pm 27$  Ma em zircão. (Lork et al., 1989, 1990).



Referencias:

**Complejo Igneo Molinos**

- Granito Pumayaco (sienogranito-leucogranito)
- Trondjhemita Molinos
- Granito La Angostura (monzogranito-granodiorita)

**Complejo Metamórfico Molinos**

- Ortogneis
- Metamorfitas de grado medio a alto
- Metamorfitas de grado bajo a medio.
- Formación Puncoviscana

Cámbrico Sup.- Ordovícico

PC Sup.- C Inf.

- |  |  |                         |
|--|--|-------------------------|
|  | Depositos fluviales, aluviales y coluviales.                   | Cuaternario             |
|  | Grupo Payogastilla. Sedimentitas clásticas                     | Mioceno                 |
|  | Subgrupo Pirgua. Facies de conglomerados gruesos               | Cretácico               |
|  | Subgrupo Pirgua. Facies de areniscas y areniscas conglomeradas |                         |
|  | Falla inversa  | Estratificación         |
|  | Lineamiento  | Foliación / Clivaje     |
|  | Falla inferida   |                         |
|  | Zona de deformación  |                         |
|  | Curso fluvial  |                         |
|  | MO 106   | Muestra (geocronología) |
|  | Anticinal  |                         |
|  | Sinclinal  |                         |

Figura 2. Mapa do extremo norte da serra de Molinos. Modificado de Chocobar (2005, inédito).

## UNIDADE METAMÓRFICA MOLINOS

### Rochas metamórficas de muito baixo grau (Formação Puncoviscana):

Afloram no extremo nororiental da serra de Molinos. Consistem de intercalações de bancos meta-psamíticos (Fig. 4a) com escasso crescimento de motas micáceas e bancos

metapelíticos de grau metamórfico muito baixo (Aceñolaza et al., 2000). A espessura dos bancos varia de 1 a 50 cm. A mica branca é muito abundante, particularmente nos bancos pelíticos (de menor espessura). Ao microscópio apresentam texturas blastopelíticas e blastopsamíticas. O domínio blastopelítico é definido por raros cristais de quartzo alongados e sub-angulares, imersos em matriz composta por biotita, mica branca, clorita e argilas. O domínio blastopsamítico é definido por agregados clásticos compostos por quartzo, plagioclásio e fragmentos líticos, sub-angulares à subarredondados, em matriz ( $\leq 15 - 20 \%$ ) argilosa. O grau metamórfico corresponde à fácies de sub-xistos verdes indicado pela paragênese Qtz-mica branca-Chl-Pl.

### **Rochas Metamórficas de baixo grau**

Afloram na borda austral e ocidental da serra, conformando uma faixa estreita. Compreendem principalmente afloramento monótonos de filitos e biotita-xistos de grão fino. Existe crescimento de mica branca, motas, dobramento muito apertado e abundantes exsoluções de quartzo em veios. A orientação da estratificação ( $S_0 306^\circ/80^\circ$ ) e das clivagens ( $S_1. 308^\circ/67^\circ$  e  $S_2 325^\circ/40^\circ$ ) não é uniforme.

### **Rochas metamórficas de alto grau**

Estão distribuídas em todo o núcleo da serra de Molinos constituindo as rochas encaixantes da maioria dos corpos granitóides e diques félsicos. Os seguintes tipos litológicos são identificados:

*Gnaisses sillimaníticos-cordieríticos*: Mesoscópicamente caracterizam-se pela presença de grandes motas de sillimanita (fibrolita) e porfiroblastos de cordierita que podem atingir até 10 centímetros de diâmetro. Possuem textura granolepidoblástica-porfiroblástica. São compostos essencialmente por quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, sillimanita e cordierita.

*Migmatitos*: São rochas heterogêneas na escala de afloramento, compostas por uma fração melanocrática (melanosoma) e mobilizados leucocráticos com dimensões centimétricas a decimétricas. A fração melanocrática compõe-se principalmente de biotita, cordierita e sillimanita. A fração leucocrática (leucosoma) é de composição quartzo-feldspato potássico com

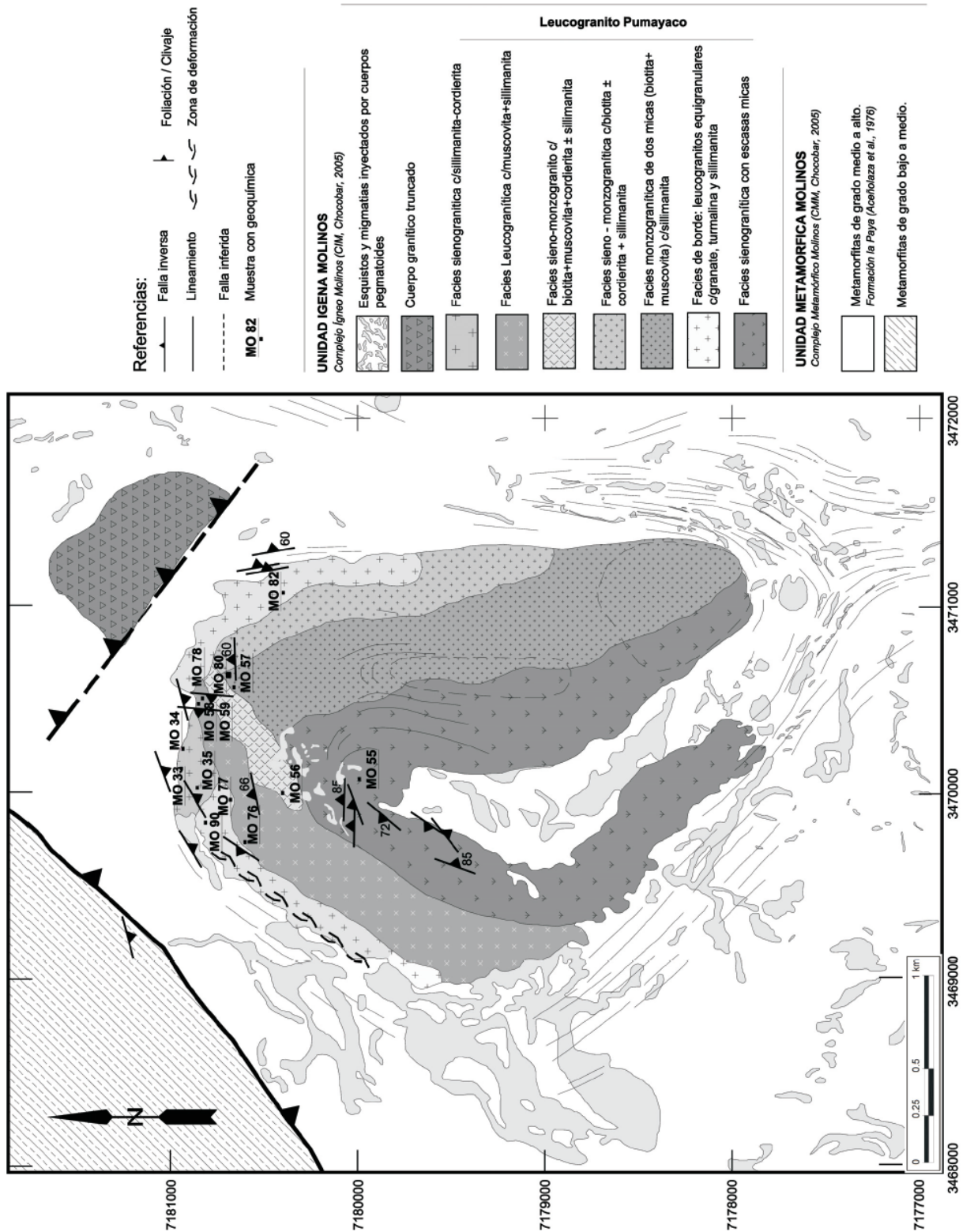


Figura 3. Mapa de detalle do pluton Pumayaco. Modificado de Sola. (2007, inédito).

muscovita e turmalina como acessórios principais. Mesoscopicamente e de acordo com a proporção de leucosoma e a distribuição do mesmo, podem dividir-se em: metatexitos e diatexitos. Os primeiros mantêm ainda parte da estrutura bandeada da rocha original. Os leucosomas são concordantes - paraconcordantes com essa estrutura planar. A segregação do leucosoma teria sido à escala centimétrica pela associação direta com o melanosoma. Em outros casos o leucosoma não está associado diretamente com o melanosoma, pelo que se infere que os líquidos teriam percorrido uma distância maior (metros) desde o lugar de origem, encontrando-se ainda, entretanto, dentro do domínio do protolito.

Os diatexitos são migmatitos onde uma importante fração corresponde ao leucosoma. A estrutura da rocha original bandeada está ausente pela ação da maior mobilização de fundidos sendo substituída por estruturas magmáticas (Fig. 4b). A passagem de um tipo ao outro é transicional. O grau metamórfico do conjunto corresponde à fácies anfibolito alto, com paragênese Qtz-Pl-Bt-Ms-Sil-Crd-Kfs.

Um terceiro tipo de migmatito reconhecido na área de estudo são os “migmatitos residuais”. Estas rochas são compostas basicamente por cordierita-biotita, quartzo e representam composicionalmente, as rochas com maior extração do componente granítico. Em casos extremos, os fenoblastos de cordierita constituem até 35 % em volume da rocha. Os melhores afloramentos estão localizados nos arredores do granito La Angostura, no setor oriental e do Granito Pumayaco na porção centro-oeste da serra.

*Ortognaisses (Chocobar, 2005):* Afloram no extremo norte da serra de Molinos, em contato tectônico por meio de uma falha inversa de direção NNO-SSE, sobre rochas da Formação Puncoviscana. Observa-se uma foliação com direção paralela (Dbz N 60°) a uma falha inversa com mergulho 75°. Este corpo é intrudido por numerosos diques félsicos e pelo trondjhemito Molinos. São compostos principalmente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, muscovita, clorita, cordierita e sillimanita; a granada se encontra como mineral acessório. Existem outros afloramentos de ortognaisses irregularmente distribuídos nos extremos norte e sul-oriental.



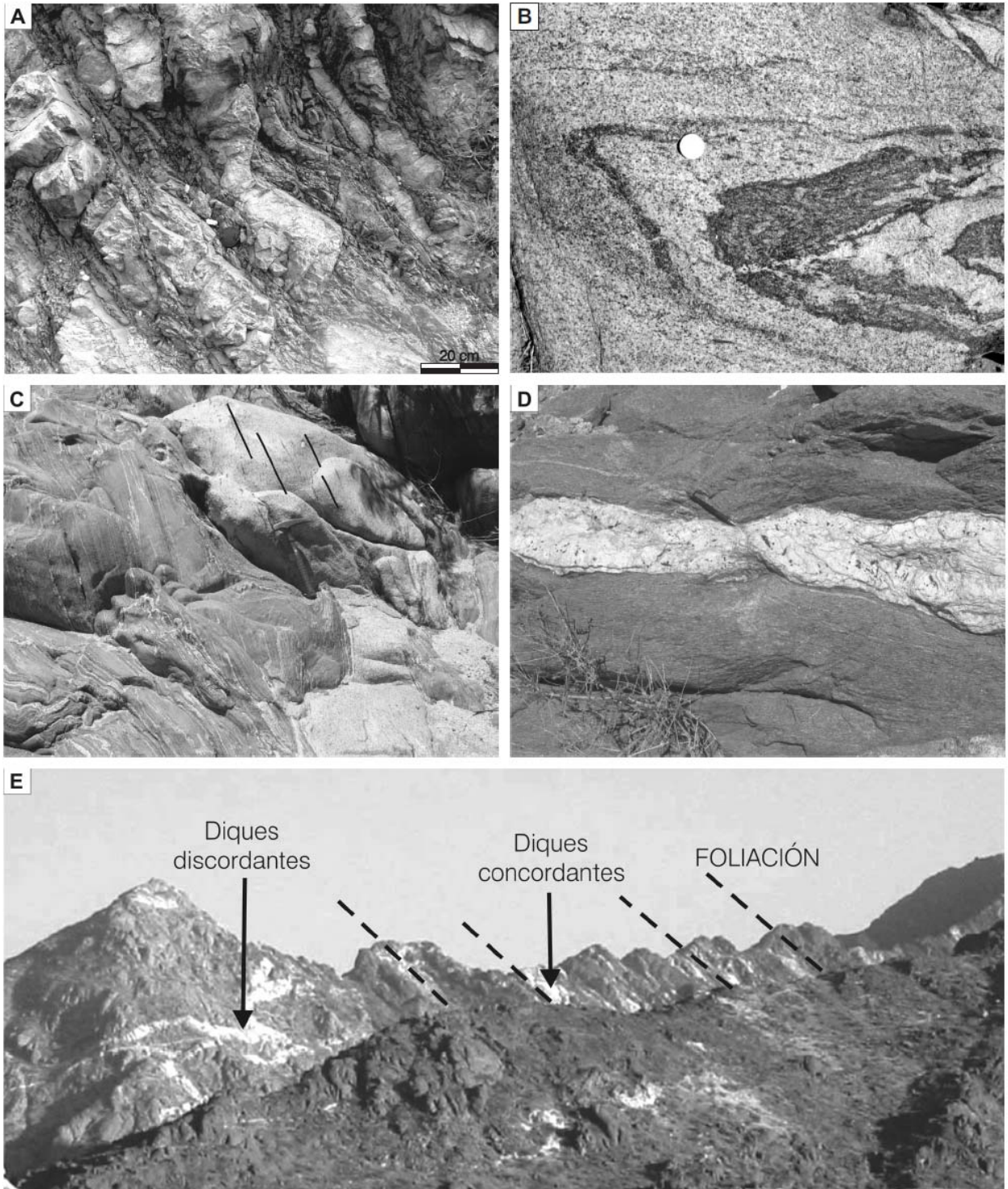


Figura 4. Aspectos e relações de campo de unidades metamórficas e ígneas no extremo norte da serra de Molinos A) Formação Puncoviscana (Aceñolaza et al., 1976). Intercalação de metapelitos e metagrauvascas intensamente dobrada. A espessura dos bancos varia de 1 a 50 centímetros B) Migmatito diatexito com estrutura *schlieren*. Pode-se observar a grande proporção de leucosoma em relação ao melanosoma e feições de fluxo magmático definido pela orientação preferencial da biotita. C) Contato concordante entre o granito e o encaixante de alto grau. Note-se a foliação magmática paralela ao contato definida pelo alinhamento de enclaves provenientes do encaixante. D) Pegmatito deformado em estado sólido (*boudinage*). A rocha encaixante é um xisto moteado. Dimensão da lapicera: 15 cm E) Diques e pegmatitos concordantes e discordantes em relação à estrutura do encaixante. Encosta oriental da serra.

## **UNIDADE ÍGNEA MOLINOS**

### **Pegmatitos**

Alojam-se nas rochas metamórficas de alto grau do núcleo da serra e podem ser tanto concordantes como discordantes em relação à estrutura da rocha encaixante. São compostas por quartzo, feldspato potássico, muscovita, turmalina,  $\pm$  granada e biotita. Muitas delas estão “boudinadas” por deformação sólida posterior (Fig. 4d) e outras encontram-se dobradas isoclinalmente. As relações de campo e os diferentes esquemas de deformação permitem identificar intrusões prévias, contemporâneas e posteriores ao magmatismo granítico. Juntamente com os diques de aplito, representam no total 2,4 vezes a superfície aflorante dos corpos graníticos.

### **Diques aplíticos**

São reconhecidos dois tipos principais no domínio da serra. Da mesma forma que os pegmatitos, podem ser concordantes ou discordantes em relação à foliação principal da rocha encaixante.

- Com bandamento composicional: Trata-se de diques leucocráticos de grão médio a fino que mesoscópicamente caracterizam-se pela presença ~~de~~ abundante de cristais de granada e turmalina. Estes diferenciados são de grão fino e podem apresentar-se como bolsões ou cortando os corpos pegmatíticos de grão muito grosso. O bandamento é concordante com a foliação da rocha encaixante; os aplitos bandados compõem-se de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, granada, turmalina, muscovita  $\pm$  sillimanita e apresentam alternância composicional de bandas melanocráticas com abundantes cristais de turmalina, granada e megacristais de muscovita poiquiloblástica e bandas leucocráticas nas quais esses minerais são raros. Nestas últimas são abundantes o quartzo, o plagioclásio e o feldspato potássico. A espessura das bandas varia entre 1 e 3 cm. Este bandamento composicional, definido por fases acessórias pode ser interpretado como produto da atividade da fase volátil presente durante a cristalização.

-Sem bandamento composicional: São compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita, epidoto e sillimanita. Os minerais acessórios são apatita, zircão, granada e minerais opacos. O tamanho de grão neste caso é muito grosso.



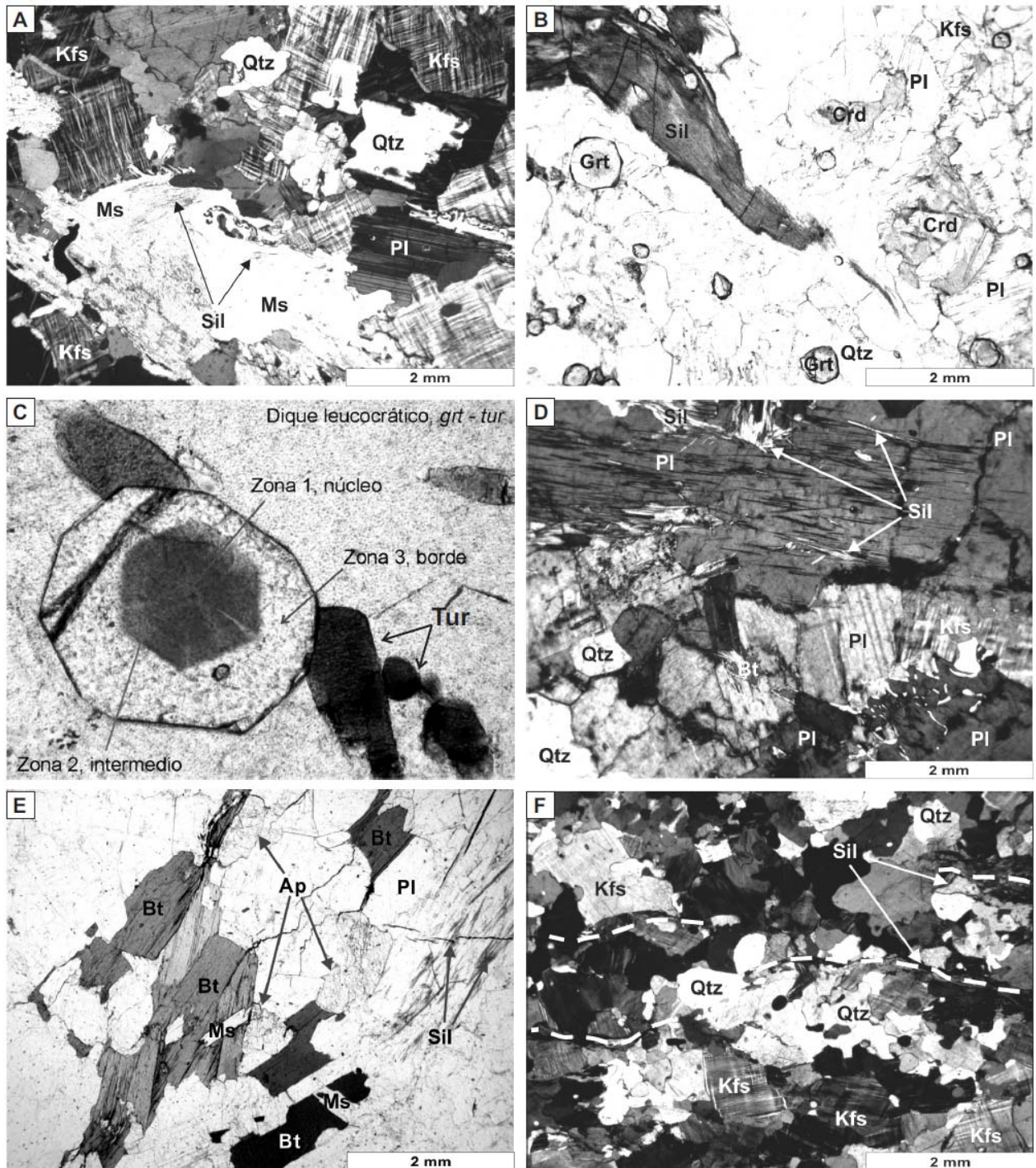


Figura 5. Microfotografias das principais relações entre fases minerais e fábricas. A) Cristais esqueléticos de muscovita com inclusões de sillimanita (fibrolita). Nícoles cruzados (2.5X) B) Agregados fibrolíticos de sillimanita, granada zonada e cristais de cordierita em desequilíbrio (pinitizados). Nícoles paralelos (2.5X). C) Detalhe da zonação em granadas de um dique leucocrático. Os cristais de turmalina são de uma cor verde intensa. D) Sillimanita acicular crescendo a partir de cristais de plagioclásio (oligoclasa). Abajo a la derecha, exoluções vermiculares de cuarzo no contato entre feldspatos. Nícoles cruzados (2.5X). E) Fábrica magmática definida por cristais laminares de biotita e apatita. Note-se que os cristais de sillimanita seguem os planos da clivagem dos feldspatos e também apresentam a mesma orientação. Nícoles paralelos (2.5X). F) Fábrica mineral subsólida (horizontal) definida por filetes fibrosos de sillimanita (linhas ponteadas). O quartzo e o feldspato potássico encontram-se recrystalizados em forma dinâmica.



### **Trondjhemito Molinos**

É um corpo lenticular de pequena dimensão (~0,24 km<sup>2</sup> de superfície aflorante, Fig. 2). É caracterizado pela presença de duas fácies de composição trondhjemítica: uma de grão fino, equigranular e outra de grão médio a grosso. Esta última exhibe feições de deformação a baixa temperatura com forte recristalização de quartzo. A rocha é composta, essencialmente de plagioclásio sódico e quartzo e apresenta caráter leucocrático.

### **Granito La Angostura**

É composto por duas fácies principais (*Cisterna 1986*): uma fácies granodiorítica de cor cinza e grão fino a médio, foliada concordantemente com a rocha encaixante; a outra monzogranítica, branca, cinza ou rósea, de grão médio a grosso. Associados a essas fácies graníticas distinguem-se dois grupos de pegmatitos: os primeiros feitos de quartzo e plagioclásio com turmalina, muscovita e rara granada e os segundos, de maiores dimensões, são essencialmente feldspáticos e com quantidades menores de biotita e turmalina. O granito possui 1.348 km<sup>2</sup> de superfície aflorante (*Fig. 2*).

### **LEUCOGRANITO PUMAYACO**

O leucogranito Pumayaco (*Fig 3*) possui uma superfície aflorante de 7.507 km<sup>2</sup>. É um corpo com relação de superfície/espessura elevada e se encontra dobrado. Os planos axiais deste dobramento são paralelos com a foliação da rocha encaixante. Os dados estruturais tomados nas encaixantes, nos contatos e no interior da intrusão são coerentes com um dobramento conjunto. No contato oriental, os dados de foliação oscilam entre 75°/ 65° e 110°/75°. Os contatos são sub-verticais, lobados e suaves. No contato ocidental do granito são encontrados xenólitos das rochas encaixantes intercalados com finas lâminas do granito. O corpo encerra no interior um grande xenólito da encaixante, que consiste de gnaisses e migmatitos injetados por corpos pegmatóides. Os dados estruturais no contato com esse xenólito mostram foliação com direção aproximadamente constante N-S e mergulhos sub-verticais (entre 300° e 100°) (ver mapa *Fig. 3*). Aureolas de contato associadas com o corpo intrusivo não são observadas. Para o contato NE do granito, em contato por falha, se encontra outro corpo granitóide truncado por uma falha inversa de direção aproximada NW – SE e mergulho para NE.

### ***Estrutura interna***

É notório o desenvolvimento de uma fábrica definida pelo alinhamento de xenólitos provenientes das rochas encaixantes. Os xenólitos são encontrados, mormente, nas bordas do pluton e são paralelos com os contatos, sendo compostos essencialmente por biotita. Ao microscópio não se observa flexura nos cristais laminares de biotita nem outras evidências de deformação em estado sólido, pelo que se assume que a fábrica mencionada é uma estrutura de fluxo magmático (Fig.4c). Os contatos do granito são suaves e curvos, sem aureola de contato definida, com estruturas internas seguindo de maneira coerente a foliação do encaixante. Embora não tenha sido possível reconhecer uma tendência geral na estrutura interna deste corpo, foram identificadas zonas com maior deformação de alta temperatura. Estas zonas localizam-se ao longo das bordas do pluton e caracterizam-se por exibir uma fábrica linear definida por agregados fibrosos de sillimanita (Fig.5f). Esta fábrica mineral poderia resultar tanto de processos sub-magmáticos (cisalhamento por fluxo magmático) ou deformação dúctil com recristalização em estado sólido. Em outros setores do granito a fábrica mineral tem uma origem claramente magmática e se define pelo alinhamento de cristais de biotita.

### ***Petrografia***

O estudo petrográfico detalhado do leucogranito Pumayaco permitiu o reconhecimento e mapeamento de sete fácies granitóides, determinadas com base na textura e mineralogia, principalmente das distintas fases acessórias:

1. Sienogranito com Sil + Crd
2. Leucogranito com Ms + Sil
3. Sieno-monzogranito com Bt+Ms+Crd ± Sil
4. Sieno-monzogranito com Bt ± Crd + Sil
5. Monzogranito com Bt + Ms ± Sil
6. Leucogranito equigranular com Grt + Tur + Sil
7. Sienogranito de grão grosso com pouca mica

### ***Características petrográficas em comum (ver Fig.5)***

O quartzo (1,2-5 mm) possui extinção ondulante em cristais anédricos. Junto com a microclina, constitui as fases minerais intersticiais. O feldspato potássico (microclina) apresenta-se em cristais anédricos de até 7 mm com macla em xadrez bem definida. Desenvolve também, texturas pertíticas em flamas e parches com o plagioclásio e pode incluir

fases minerais acessórias como granada. São comuns as texturas simplectíticas de quartzo e muscovita. O plagioclásio (albita-oligoclásio) apresenta-se em cristais de hábito tabular subedral e em cristais anédricos, com diâmetros entre 1,5 a 4,5 mm. A biotita é escassa e apresenta-se em cristais (0,4 a 3,6 mm.) de hábito laminar subedral, com pleocroísmo marcado (pardo avermelhado – pardo amarelado) (Fig.5e). As maiorias dos cristais se encontram corroídos e apresentam substituições pseudomórficas de clorita e muscovita. Similarmente à muscovita, também está associada à fibrolita, salvo que neste caso a sillimanita aparece como produto de reação da biotita. Apresenta igualmente texturas de re-equilíbrio, com exsolução de rutilo seguindo os planos de clivagem. A muscovita apresenta-se em cristais laminares como também em cristais esqueléticos (0,8 a 4 mm). Os indivíduos com textura esquelética compõem uma fase tardia, que pode representar crescimento estático, preenchendo o espaço deixado pelas outras fases minerais ou crescendo às expensas de outra fase prévia, por exemplo, sillimanita (Fig. 5a). A cordierita apresenta-se em cristais anédricos com engolfamentos e forte alteração à pinita-sericita indicando marcado desequilíbrio. Esta fase mineral é similar à cordierita presente nos leucosomas dos migmatitos. A granada encontra-se em cristais de hábito trapezoidal (entre 0,4 e 1,5 mm) de cor rósea. Apresenta uma estrutura zonada concêntrica marcada, com núcleos de tons mais escuros que as bordas. As distintas zonas possuem formas e contornos euedrais. Estas feições (zonação e formas euedricas) são comuns e se encontram tanto nos corpos de leucogranitos quanto nos diques aplíticos da serra de Molinos (Fig. 5b y c). A sillimanita (fibrolita) apresenta-se em agregados de cristais aciculares de aspecto fibroso alongados. Muitos dos agregados fibrolíticos contêm núcleos compostos por biotita, o que sugere uma origem por reação a partir da mesma. Em outros casos se apresenta em cristais aciculares incluídos no feldspato potássico ou plagioclásio seguindo os planos da clivagem. A turmalina (chorlita) apresenta-se em secções transversais e longitudinais prismáticas de cor verde oliva-azul escuro (Fig. 5c) podendo apresentar marcada zonação. A apatita forma cristais anédricos discretos de grande tamanho (ver Fig.5e) que estão, mormente, incluídos em cristais de biotita. O zircão se apresenta como pequenos cristais (100-150  $\mu m$ ) prismáticos, de cor rósea ou amarelo pálido, geralmente incluídos na biotita, apresentando halos pleocróicos marcados. Completam as fases acessórias monazita, rutilo e minerais opacos.

## GEOQUÍMICA

Quatorze amostras do leucogranito Pumayaco foram analisadas e representam toda a variação composicional observada no pluton. Os resultados das análises químicas, segundo as distintas fácies analisadas, estão na Tabela 1.

Tabla 1. Geoquímica de elementos mayores y traza. Leucogranito Pumayaco.

Pumayaco	Facies 1			Facies 2			Facies 3	Facies 4	Facies 5		Facies 6			Facies 7
Muestra	MO-34	MO-33	MO-35	MO-78	MO-58	MO-59	MO-56	MO-76	MO-57	MO-80	MO-82	MO-77	MO-90	MO-55
SiO <sub>2</sub>	75.04	74.86	75.08	76.03	75.13	75.06	72.27	72.24	71.97	72.72	75.16	71.85	74.07	73.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.83	14.36	13.74	14.44	14.42	14.50	14.37	14.65	14.70	14.77	14.80	15.57	15.13	14.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	1.02	1.76	0.64	0.61	0.68	2.49	2.55	2.46	2.48	0.65	2.45	0.42	0.89
MnO	0.07	0.04	0.07	0.02	0.10	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.26	0.96	0.20	0.07
MgO	0.24	0.53	0.71	0.18	0.21	0.37	1.11	1.11	1.06	1.02	0.12	0.34	0.21	0.40
CaO	0.39	0.72	1.05	0.52	0.50	0.58	2.12	2.12	2.05	2.08	0.38	0.72	0.20	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.74	3.28	4.14	3.79	3.88	4.03	3.55	3.95	3.82	4.03	2.75	3.71	2.01	3.80
K <sub>2</sub> O	4.30	4.99	2.97	4.16	3.96	4.02	2.38	2.44	2.41	2.05	5.87	3.45	6.86	4.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.23	0.15	0.24	0.24	0.24	0.15	0.16	0.18	0.20	0.28	0.27	0.58	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.09	0.16	0.05	0.05	0.06	0.28	0.29	0.27	0.27	0.03	0.03	0.01	0.09
ppc	0.56	0.57	0.31	0.65	0.87	0.52	0.46	0.47	0.77	0.59	0.32	0.41	0.37	0.61
total	99.10	100.68	100.14	100.70	99.97	100.10	99.23	100.03	99.78	100.29	100.61	99.75	100.04	99.05
Ba	38	212	240	105	54	56	347	284	275	235	54	23	67	113
Rb	157	183	154	201	366	285	178	128	179	127	163	111	284	352
Sr	4	114	91	n/d	n/d	n/d	145	163	148	151	n/d	5	28	26
Zr	17	45	68	20	22	20	142	153	142	141	28	122	3	38
Y	18	25	32	19	18	18	28	25	30	29	15	16	15	21
Nb	33	9	12	11	14	11	9	9	9	10	11	0	34	12
U	1	1	n/d	n/d	n/d	1	2	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	1
Th	2	n/d	3	2	1	n/d	5	4	4	6	n/d	0	n/d	1
Co	89	80	86	89	89	69	81	104	76	86	90	66	96	104
Ni	n/d	n/d	11	3	7	6	12	16	16	18	10	n/d	n/d	6
Cr	8	11	13	4	9	11	14	15	18	15	10	9	3	5
V	9	14	32	5	8	2	58	46	47	44	n/d	n/d	n/d	11

Nota: Óxidos expresados en % en peso; elementos traza expresados en ppm; n/d=debajo del límite de detección; Fe<sup>2</sup>O<sup>3</sup> corresponde a Fe<sup>+3</sup>total; ppc= perdida por cacinación (LOI).

As rochas apresentam restrita variação nos conteúdos de SiO<sub>2</sub> (71.85 - 76.03%) e de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13.7 e 15.5 %). No diagrama PQ de Debon e Le Fort (1983) (Fig. 6C), as amostras analisadas apresentam uma dispersão dos dados no sentido do parâmetro P (= K-(Na+Ca)), distribuindo-se em três campos bem definidos: granitos, adamellitos (monzogranitos) e granodioritos. Estas composições estão de acordo com a petrografia das amostras analisadas.

No diagrama TAS (Midlemost, 1994) (Fig. 6b), as amostras se distribuem entre os campos de granodioritos e granitos. As amostras apresentam uma variação marcada no conteúdo de álcalis para variações pequenas nos conteúdos em sílica. De acordo com o diagrama A/CNK vs A/NK de Shand (1943; Fig. 6a) e o diagrama A-B (Debon e LeFort, 1983; modificado por Villaseca 1998; Fig. 6d) as amostras se localizam no campo das rochas peraluminosas com índices de saturação A/CNK  $[0.5Al/(Ca + 0.5Na + 0.5K)] > 1$ . Estes valores coincidem com valores superiores a 1% de coríndon normativo no cálculo da norma CIPW. Os resultados da norma CIPW se refletem nos conteúdos de minerais acessórios aluminosos como: sillimanita,

cordierita, muscovita e granada. A presença desses minerais confirma a inferência de uma fonte metasedimentar peraluminosa.

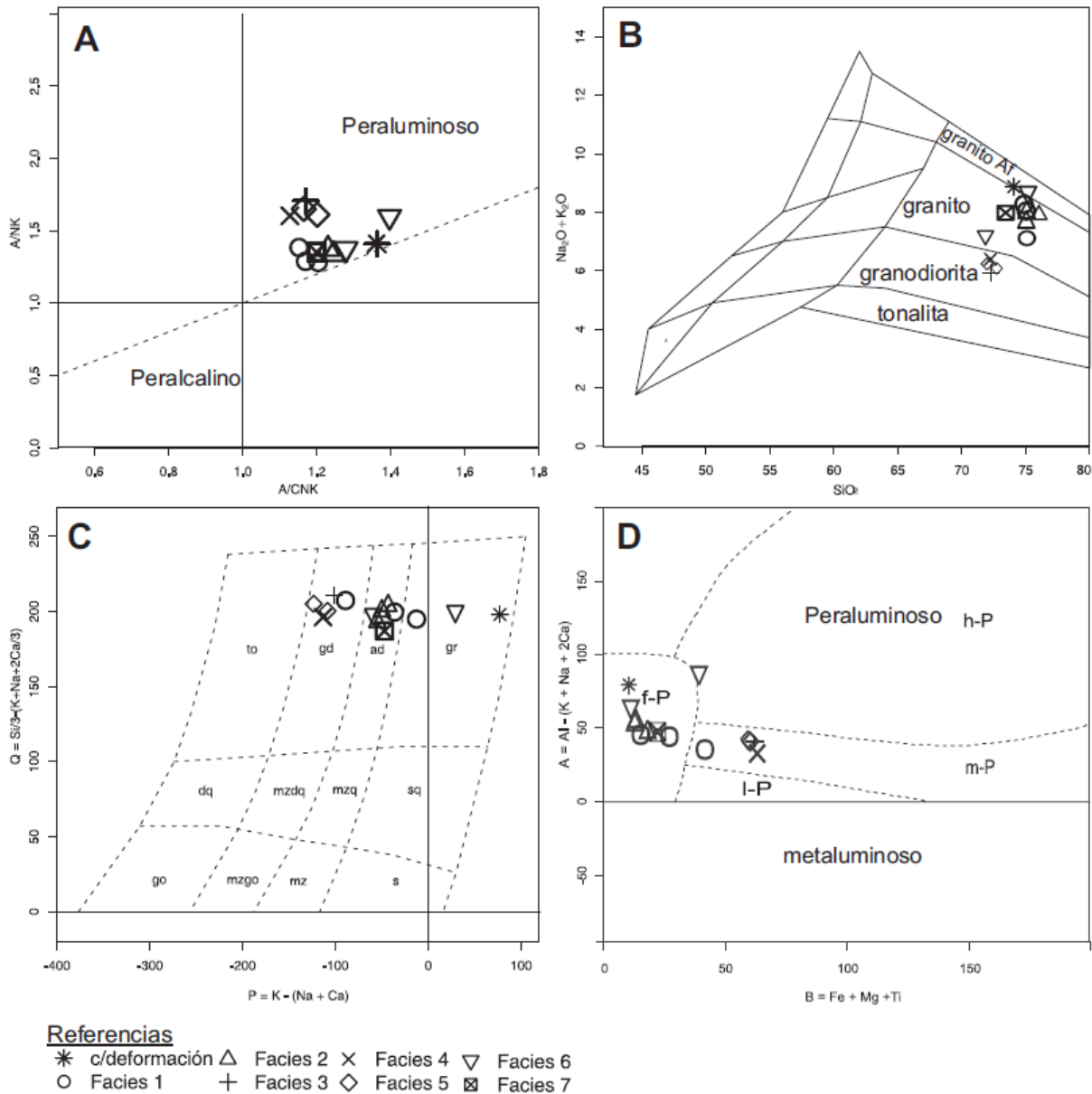


Figura 6. Diagramas de classificação geoquímica. A) Diagrama A/CNK - A/NK (Shand, 1943). B) Diagrama TAS (Middlemost, 1994). C) Diagrama de classificação PQ para rochas plutônicas (Debon e Le Fort, 1983) D) Diagrama A-B

Os resultados obtidos permitem classificar o leucogranito Pumayaco como de tipo S segundo a classificação de Chappell e White (1974, 2001) e Chappell (1999). A pequena variação nos teores de sílica com respeito a outros elementos tanto maiores como traços impede uso da sílica como parâmetro indicador dos processos que controlaram a evolução e diferenciação das diferentes fácies graníticas identificadas. Não se observou uma tendência na variação sistemática de SiO<sub>2</sub> entre as distintas fácies. Por esta razão, é importante estabelecer outros

elementos como marcadores evolutivos, para o qual se sugere o MgO. Apesar de ser utilizado como índice de diferenciação para rochas básicas, o MgO possui uma boa correlação quando se analisa em diagramas bi-variantes. Este comportamento pode ser devido ao fato de que a diferenciação seja controlada por um mineral máfico como biotita.

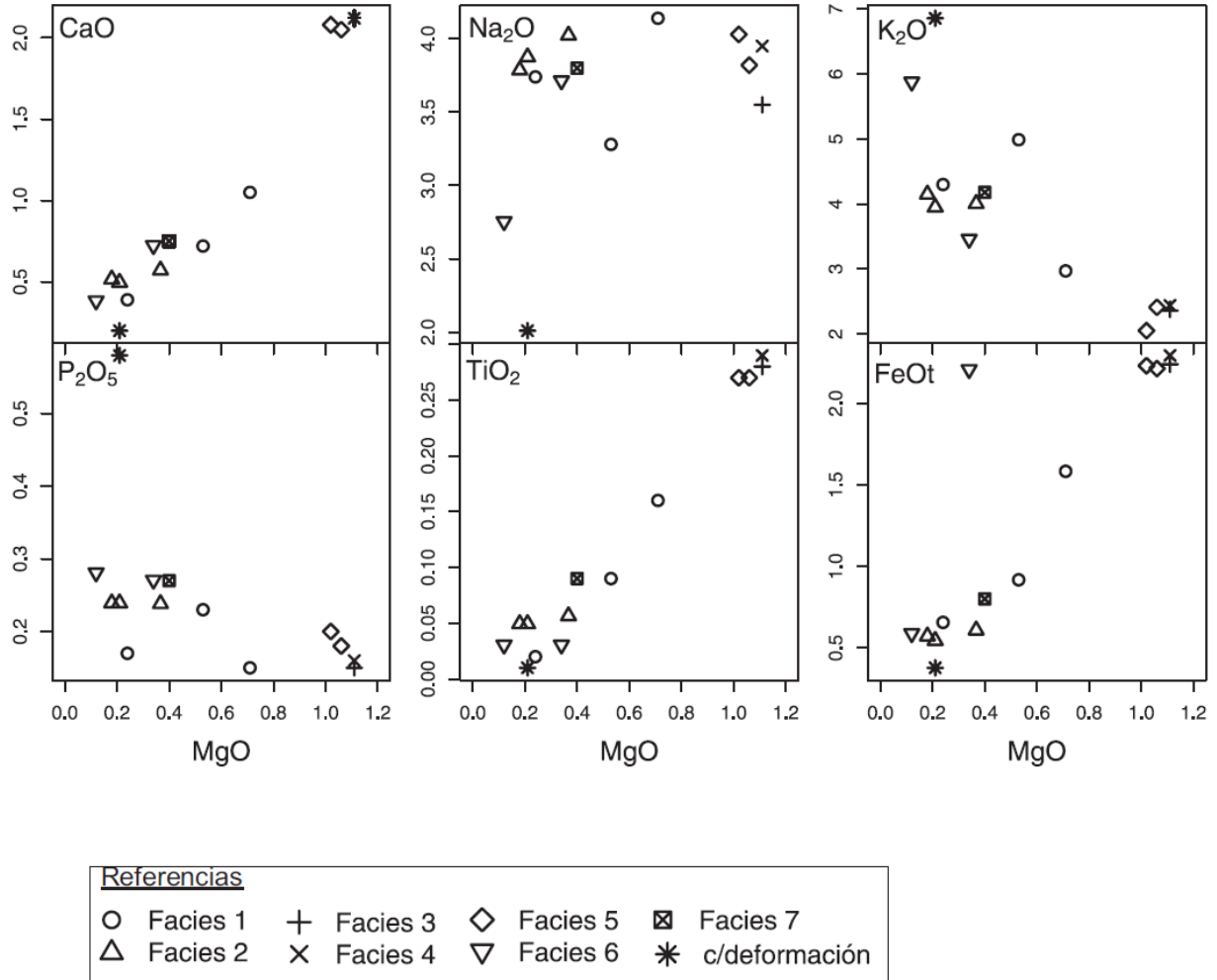


Figura 7. Diagramas de variação de elementos maiores vs. MgO.

Nos diagramas (Fig.7) observa-se uma correlação positiva de MgO com TiO<sub>2</sub>, FeOt e CaO e correlação negativa com K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. As amostras com maiores conteúdos de MgO (MO-80, MO-56, MO-57 e MO-76) são aquelas que possuem também elevados conteúdos de TiO<sub>2</sub>, FeOt e CaO. Os valores de Na<sub>2</sub>O são em geral elevados e oscilam entre 2 e 4.14% com uma forte dispersão nos diagramas de variação. Em relação aos elementos traços (Fig. 8), as variações mais claras se observam nos valores de Sr, Ba e Zr, com correlação positiva em relação a MgO para os três elementos. Deve-se distinguir também no caso do Zr, a correlação positiva em referência tanto ao conteúdo de FeOt como de TiO<sub>2</sub> coincidindo com o aumento de conteúdos de biotita. A grande quantidade de zircão incluído na biotita pode explicar este

comportamento nos diagramas de variação. O Rb possui uma grande dispersão embora possa reconhecer-se uma tendência negativa aproximada.

### **Caracterização química da granada**

Com a finalidade de caracterizar uma das fácies mais conspícuas (leucogranito equigranular com Grt + Tur + Sil) associadas ao corpo principal do granito Pumayaco, foram realizadas análises semi-quantitativas de química mineral sobre as granadas (Fig.9). Adicionalmente granadas de um aplito bandado na borda oriental do extremo norte da serra de Molinos, também foram investigadas. Em ambos os tipos de litologias acima mencionadas a granada apresenta formas euédricas a subédricas, com contornos dodecaédricos pentagonais, e ocasionalmente são caracterizadas por forte zonação ótica (Figs. 5b-c) enquanto outros são uniformes com inclusões de turmalina. Os elementos maiores, nas granadas, não refletem variação importante ou sistemática na sua composição entre as bordas e núcleos. A composição é similar em ambos os tipos de granada, representada por uma solução sólida rica em membros finais de almandina-espessartita ( $Alm_{40-57}$ ,  $Grs_0$ ,  $Prp_{6-11}$ ,  $Sps_{35-45}$ ,  $Uva_0$ ). Estima-se que a mudança na cor se deveria a presença de algum cátion concentrado como elemento traço que não foi possível detectar com o equipamento utilizado. Os altos conteúdo relativos de MnO (15 – 18,6 %) das granadas neste tipo de magmas evoluídos, permitem a estabilidade do mesmo a baixas pressões e temperaturas elevadas.

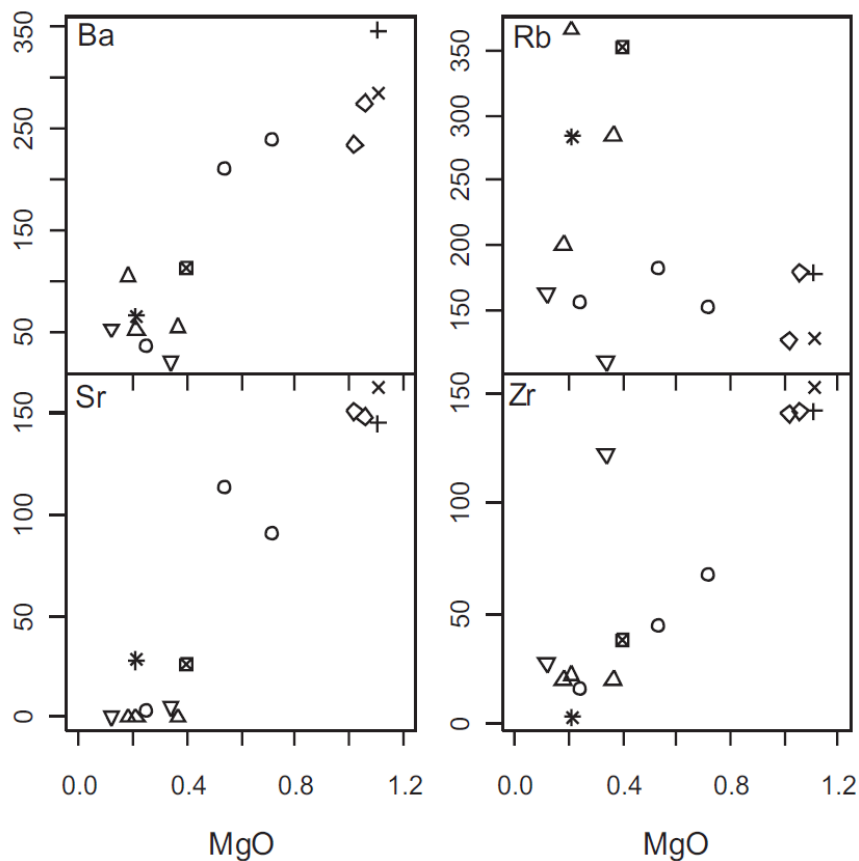


Figura 8. Diagramas de variação de elementos traço vs. MgO

## GEOCRONOLOGIA

A amostra selecionada para datação, MO106 (ver localização no mapa da figura 2), corresponde a um leucosoma de um metatexito nas vizinhanças do pluton principal. Levando em conta as relações espaciais existentes entre granitos e migmatitos, interpreta-se que a idade determinada  $467 \pm 3$  Ma, corresponde à idade do evento térmico principal que teria gerado o magmatismo leucogranítico neste setor do Vale Calchaquíes. É comum em migmatitos e granitos de tipo S a presença de material herdado pertencente ao protolito metassedimentar. É por isso que, com o objetivo de estabelecer a idade de cristalização do leucosoma, só foram considerados zircões concordantes no intercepto inferior da curva de concórdia (ver Fig. 10) e dados obtidos nas bordas dos cristais. Núcleos mais antigos, com idades entre 500-1015 Ma são também identificados. Neste sentido, para a zona de Rancagua, aproximadamente 15 km para o norte de Molinos, Adams et al. (2008) realizam estudos de proveniência nos sedimentos da Formação Puncoviscana e determinam idades de zircões detríticos com modas principais de 520, 650, 800 e



1000 Ma aproximadamente. Embora não é possível realizar uma comparação direta das modas devido ao número de determinações realizadas neste trabalho, as idades herdadas determinadas para o leucosoma MO106 possuem uma correspondência aceitável com as idades mencionadas por Adams et al. (2008) e reafirma uma origem para-derivada (equivalente com a Formação Puncoviscana?) dos diferenciados leucocráticos. A idade de  $467 \pm 3$  Ma obtida nas bordas de grão de zircão é semelhante às apresentadas anteriormente para granitos desta área ( $457 \pm 27$  Ma em zircão e  $462 \pm 1$  Ma em monazita, La Angostura; Lork et al., 1989) e é interpretada como a idade de cristalização dos diferenciados leucocráticos dos migmatitos. Os corpos plutônicos seriam contemporâneos ou ligeiramente mais jovens que os metatexitos tal como sugerem outros autores para o setor da serra de Quilmes localizada ao sul da serra de Molinos (ver Büttner et al., 2005).

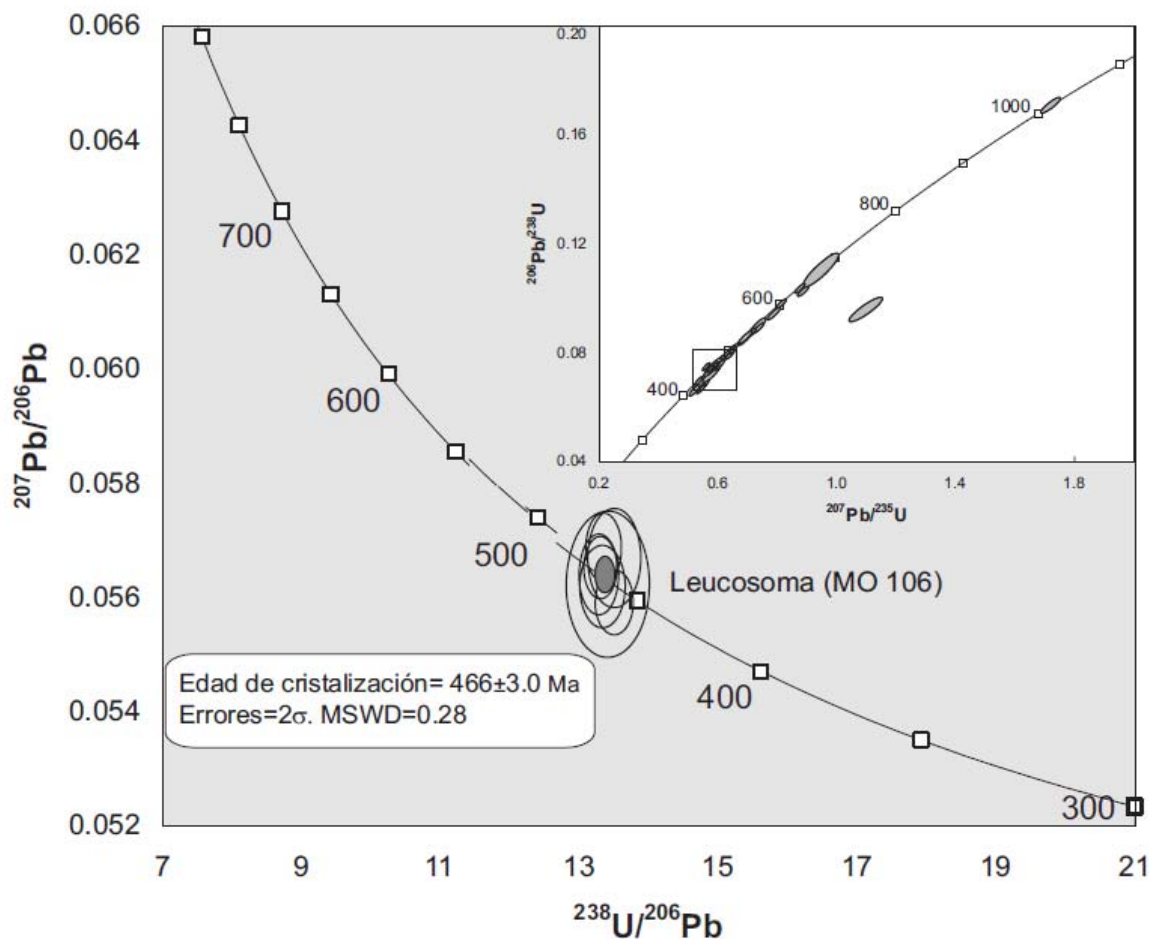


Fig. 9. Diagrama de Concordia (esquina superior direita) e diagrama Tera-Wasserburg para a amostra MO106 correspondente a um leucosoma num migmatito metatexito próximo ao pluton Pumavaco. As elipses de erro correspondem a  $2\sigma$ .

Tabla 2. Datos U/Pb-Laser Ablation ICP-MS multicollector

Sample	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	%2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$	Apparent ages (Ma)					
							207/206	2 $\sigma$	207/235	2 $\sigma$	206/238	2 $\sigma$
11_Zr5rim	0.0562	1.0	0.5827	2.2	0.0752	2.0	460.4	23.1	466.2	8.4	467.4	8.9
13_Zr6core	0.0567	1.2	0.5807	2.6	0.0743	2.3	479.8	27.6	464.9	9.9	461.9	10.4
16_Zr7rim	0.0564	1.0	0.5875	2.0	0.0755	1.8	468.6	22.7	469.3	7.7	469.4	8.0
32_Zr18.	0.0562	1.9	0.5797	4.1	0.0748	3.6	462.0	41.2	464.3	15.2	464.7	16.3
47_Zr24rim	0.0569	0.9	0.5887	1.8	0.0751	1.6	487.2	19.1	470.1	6.8	466.6	7.1
48_Zr24core	0.0565	0.8	0.5876	1.7	0.0754	1.5	473.4	17.4	469.4	6.2	468.5	6.6
55_Zr27	0.0559	0.8	0.5725	1.8	0.0742	1.6	449.4	18.5	459.6	6.8	461.7	7.3

Muestra MO 106. Porción de leucosoma en migmatita metatexítica.

## DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS

Em orógenos para os quais são propostos campos de esforços com componentes de extensão (transtensivos), os mecanismos por meio dos quais se produz a ascensão e alojamento dos fundidos graníticos são complexos e muitos deles ainda não estão totalmente compreendidos. Um ponto crucial é determinar se os processos de anatexia crustal, deformação e metamorfismo transcórreram num mesmo período de tempo, de maneira sincrônica, sugerindo neste caso uma interação contínua entre tais processos. As zonas de cisalhamento geradas em tais processos orogênicos controlam a separação, o movimento e a acumulação de fundidos graníticos através de diferentes níveis corticais. Unidades migmatíticas e de alto grau metamórfico estão envolvidas comumente nestas mega-estruturas e podem representar os condutos através dos quais os fundidos graníticos são transportados a níveis superiores da crosta (Brown e Solar, 1998 e referências ali citadas). Por outro lado, a evolução P-T-t em orógenos convergentes de longa duração, segue normalmente trajetórias em sentido horário, o que significa que no núcleo dos mesmos, a temperatura supera o *solidus* para as rochas crustais comuns (Harris e Inger, 1992; Nabelek e Bartlett, 2000; Solar e Brown, 2001; Nabelek e Liu, 2004 e referências ali citadas). Nesta evolução, os sedimentos deformados e metamorfizados são o protólito, a partir do qual se geram fundidos anatéticos. Numerosos experimentos de fusão parcial demonstram o potencial de metapelitos e metagrauvas na produção de fundidos peraluminosos de composições próximas ao eutético. As diferentes curvas indicadas para reações de fusão de minerais hidratados são atravessadas na medida em que o sistema atinge as condições de P-T adequadas para iniciar as reações; entre as mais comuns encontram-se: moscovita e biotita (MDM, BDM respectivamente; Patiño-Douce e Harris, 1998; LeBreton e Thompson, 1988; Nabelek e Liu, 2004 e referências ali citadas). No decorrer das reações de desidratação, H<sub>2</sub>O é transferida do protólito para o fundido, sendo transportada por este último para níveis corticais superiores. A exsolução da H<sub>2</sub>O dissolvida pela cristalização pode promover novos eventos de migmatização e geração de corpos pegmatóides em outros níveis da crosta.

Aqui serão apresentadas algumas considerações sobre a presença ou ausência de fases minerais acessórias que aportam informação sobre a petrogênese de magmas graníticos de derivação crustal. Os conteúdos de CaO, MgO e FeO mais elevados que 1% em peso individualmente, indicariam a influência de fases restíticas na composição do fundido. Estes valores de óxidos são valores comuns nos granitos de tipo S clássicos (ver Chappell e White 2001). Os modelos que envolvem influência do restito propõem que parte da fase restítica, refratária do protolito original, é “arrastada” pelos fundidos. Essas fases residuais entram em desequilíbrio com o líquido na medida em que este se satura em H<sub>2</sub>O e participam em reações retrógradadas, inversas às reações de fusão (White 2001). O crescimento tardio de muscovita a partir de Sill+Kfs+H<sub>2</sub>O é uma característica própria deste tipo de reações.

Para a sillimanita, se propõe uma origem residual (restítico), por crescimento em estado sólido a partir de reações metamórficas, antes do início da fusão parcial. Porfiroblastos de sillimanita com núcleos de biotita apontam a reações que envolvem essa última fase. Em um estágio posterior, a sillimanita reage para se converter em muscovita + quartzo; o resultado são cristais de muscovita intercrescidos com cristais aciculares de sillimanita no interior e bordas simplectíticas com quartzo (ver *Petrografia*). O reconhecimento de fibrolita em rochas metamórficas que ainda não tem experimentado fusão parcial reforça essa idéia.

A cordierita possui um campo de estabilidade P-T-X que pode envolver tanto domínios metamórficos como magmáticos dentro de uma variedade de rochas peraluminosas e sua formação tem sido relacionada com reações metamórficas, magmáticas e inclusive metassomáticas (ver sínteses em Clarke, 1995). A presença desta fase mineral nos leucossomas dos migmatitos e a similaridade com a reconhecida nas rochas graníticas, sugere uma origem peritética comum para ambos os tipos. Diversos experimentos e relações de fases revelam que a cordierita pode ser formada pela desidratação da biotita em condições de pressão  $\leq 4$ Kbar (Clarke, 1995 e referências ali citadas). De qualquer maneira, o reconhecimento de uma cordierita restítica (presente na fonte antes de iniciada a fusão) e aquela de origem peritética (a qual aparece só no começo da fusão parcial) pode ser muito difícil na prática. A granada é reconhecida só nas rochas graníticas de Molinos e poderia ser gerada pelas mesmas reações de desidratação (biotita?) que a pressões mais baixas geram a cordierita. Dados quantitativos e termobarométricos poderiam ampliar o conhecimento sobre a origem magmática ou peritética da cordierita. Uma comparação da química mineral de granadas peritéticas descritas nos migmatitos das serras de Quilmes (Büttner, 2005) seria de grande ajuda nesse sentido.

O crescimento de cristais de grande tamanho de apatita em granitos de tipo S é um aspecto já mencionado nos primeiros trabalhos de Chappell e White (1974) nos granitos do Lachlan Fold Belt, SE da Austrália. A explicação poderia se achar na maior solubilidade da apatita em fundidos peraluminosos (com  $ASI > 1.1$ ), pelo que a mesma seria fracionada com os fundidos.

### **Considerações para a área de estudo**

A variabilidade geoquímica das fácies graníticas do pluton Pumayaco e outros corpos de granitoides aflorantes no extremo norte da serra de Molinos pode se explicar mediante processos de separação entre fases restíticas e o magma. Os representantes dos extremos finais seriam os leucogranitos equigranulares e os migmatitos aflorantes nas suas proximidades, em particular os migmatitos residuais. O protolito a partir do qual foram gerados os fundidos graníticos seriam os migmatitos que em alguns setores possuem passagens transicionais ou estão intimamente ligados aos diferenciados graníticos (leucosomas). O mecanismo de geração dos fundidos seria um processo de fusão incongruente mediante a quebra de micas em condições anidras e em desequilíbrio. As principais evidências de desequilíbrio estariam indicadas pela forte heterogeneidade nas composições química e mineralógica dos granitoides aflorantes na área. O desequilíbrio pode observar-se também nos distintos conteúdos de restito, por exemplo, o conteúdo de cordierita como inclusões no plagioclásio. Os granitos empobrecidos em fases minerais restíticas seriam os mais próximos da composição inicial dos fundidos anatéticos.

As características mencionadas sugerem que os processos de fusão, migração e cristalização de magma ocorreram num curto período de tempo, onde não se consegue produzir o equilíbrio completo entre as fases restíticas e o fundido gerado.

Os processos de fusão rápidos ligados à desidratação de muscovita – biotita podem ter-se iniciado pelo sobreaquecimento do sistema superado a temperatura do *solidus* requerida para que comece a nuclear uma determinada fase cristalina em condições peritéticas (granada – cordierita – sillimanita – etc).

O mecanismo de fusão em desequilíbrio em condições anidras gera volumes pequenos de magma que podem ter um grande conteúdo de fases restíticas. O magma ao ter composições próximas do eutético, permite sua rápida cristalização. Por isso a capacidade de homogeneização destes magmas é muito limitada, da mesma forma que a migração desde sua fonte. O resultado disto é um pluton pequeno, composto por uma variada associação de fácies, relacionada diretamente com sua fonte. Especificamente na serra de Molinos e em particular na área do granito anatético Pumayaco, considera-se que o processo de fusão rápida se deu durante o Paleozóico Inferior, quando se registra um pico metamórfico de alta temperatura (750-800°C). A presença de granada (como fase peritética) nas paragêneses, não descarta a possibilidade que o magma original deste leucogranito tenha sido gerado a temperaturas e pressões maiores que as quais se alojou. Neste caso, as condições de P-T seriam similares às

determinadas para as Serras de Quilmes onde foram reconhecidas condições de anatexia em fácies de granulitos (~6 kbares/800°C) entre ca. 460- 477 Ma (Becchio et al., 1999; Büttner 2005). Os migmatitos aflorantes na serra de Molinos seriam gerados sincronicamente embora em níveis crustais mais rasos. A paragênese Crd + Kfs + Sill e a ausência de granada nos leucosomas indicam condições de anatexia a pressões mais baixas, possivelmente abaixo de 5 kbar. Os magmas ter-se-iam segregado numa primeira etapa de sua fonte migmatítica, arrastando restito e volumes pequenos de leucosomas e fácies de leucogranito rico em acessórios. O processo de fusão/segregação teria se desenvolvido em numerosos pulsos, um de eles definido aproximadamente a 470 Ma pela idade determinada em rochas migmatíticas. Posteriormente processos de cisalhamento teriam aumentado o grau de anatexia produzindo volumes mais importantes de fundidos com composições variadas. As zonas de cisalhamento estariam ligadas a sistemas estruturais de extensão vinculados ao desenvolvimento das bacias paleozóicas durante o Ordoviciano Inferior (Büttner et al. 2005, Tubía et al. 2005, Hongn e Riller 2007, Wegmann et al. 2008).

As condições metamórficas de alto grau, com temperaturas superiores aos 700°C teriam se mantido durante um período de tempo prolongado, diminuindo localmente a pressão, especialmente em zonas de extensão. Nessas condições (700° - 3-4 kbar) outra fase mineral como a biotita pode se desestabilizar e gerar fundidos com distinta composição aos gerados durante o início da anatexia.

Os processos de fusão, migração e alojamento dos líquidos anatéticos teriam se repetido e desenvolvido simultaneamente com eventos de deformação em condições de alto e baixo grau. Se estima que a produção de fundido teria finalizado aos 440 Ma aproximadamente levando em consideração idades de metamorfismo e magmatismo granítico na área da serra de Quilmes e imediatamente ao sul da serra de Molinos (e.g. granito El Durazno). Desta forma é possível explicar a origem dos magmas leucograníticos no contexto evolutivo de orógenos quentes de longa duração durante o Paleozóico Inferior (500 Ma – 440 Ma; aprox. 60 Ma).

As condições de pressão-temperatura em níveis médios a superiores da crosta, que caracterizam um cenário extensional durante o Cambriano Superior - Ordoviciano Inferior são correspondentes aos valores termobarométricos (HT/LP) determinados para uma grande área do embasamento andino. Estas condições podem ser assumidas para o extremo norte da serra de Molinos, no entanto com menores valores de pressão, levando em consideração o predomínio de texturas com evidências de metamorfismo térmico em rochas migmatíticas de expressão regional.

## CONCLUSÕES

O presente trabalho permitiu uma melhor caracterização do pluton leucogranítico Pumayaco de composição sieno-monzogranítica com biotita-muscovita dominantes e com quantidades significativas de fases minerais aluminosas (sillimanita, cordierita, granada) e turmalina, que o diferenciam composicionalmente do resto dos granitos aflorantes no âmbito da Cordilheira Oriental.

-Geoquimicamente, os granitóides da serra de Molinos possuem características de granitos peraluminosos de tipo S. Os conteúdos de MgO, FeO<sub>t</sub> e TiO<sub>2</sub> elevados são compatíveis com o fracionamento em presença de biotita. As variações de elementos traço como Sr, Ba e Rb poderiam estar controladas pelo fracionamento de feldspato.

-O protolito do magma original é constituído por um conjunto de metapelitos e metagrauvas ricas em mica, representado regionalmente pela Formação Puncoviscana e seus equivalentes metamórficos de médio a alto grau. Nestas litologias, as micas são a principal fase mineral que controla a geração de magmas graníticos, mediante reações de tipo *MDM-BDM* em distintas condições de pressão e temperatura. A diferenciação composicional do leucogranito teria sido controlada por um lado pela separação do magma granítico de sua fonte e pelo tipo de reação envolvida na anatexia.

-O leucogranito Pumayaco e outros corpos de granitóides na serra de Molinos foram alojados sincronicamente com eventos de deformação e metamorfismo, com baixo contraste térmico e reológico. Tanto o alojamento como a migração de fundidos estariam controlados por estruturas prévias das rochas encaixantes.

-O grande volume de corpos pegmatóides no âmbito da serra, que duplica amplamente o volume dos granitóides, não poderia ter sido gerado diretamente a partir dos mesmos, mas são interpretados como o produto de frentes anatéticas em níveis crustais inferiores, produzindo fundidos que ascendem até o nível de alojamento do leucogranito.

-Levando em consideração as similaridades petrológica (sienogranitos), e de composições químicas de elementos maiores e química mineral (granada), propõe-se uma derivação comum de magmas para as fácies de leucogranitos com granada de Pumayaco com os diques de aplitos ricos em granada – turmalina.

-A comparação entre a idade de cristalização dos segregados leucocráticos nos migmatitos e a idade de cristalização dos granitóides (~470 Ma), sugere que uma vez gerada a fusão nos metasedimentos, os diferenciados de composição granítica cristalizaram muito próximo da zona de fusão, favorecendo a diferenciação principalmente por influência da fonte (*restite unmixing*) em vez de uma cristalização fracionada.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradecimentos são apresentados aos Drs. Pablo Grosse e Dr. Edgardo Baldo pelas sugestões e correções realizadas no manuscrito deste trabalho. Aos técnicos: Ricardo Pereyra, Alejandro Nievas e Ricardo Dominguez da Universidade Nacional de Salta pela preparação de amostras e separado dos zircões. Aos geólogos Raúl Chocobar e José M. Viramonte por sua ajuda durante os trabalhos de campo. Ao Instituto Geonorte, Universidade Nacional de Salta, pelo apoio logístico e de laboratório. Contou-se com o apoio econômico dos seguintes projetos: PIP 6103 CONICET; projeto 1350/1 e 1790/1 CIUNSa-UNSa.

## REFERÊNCIAS

- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J. and Griffin, W.L., 2008. The Puncoviscana Formation of Northwest Argentina. U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *N. Jb. Geol. Paläont.* Vol. 247/3, p. 341–352, Stuttgart.
- Aceñolaza, F., Durand, F. y Díaz Taddei R., 1976. Geología y contenido paleontológico del basamento de la región de Cachi, Provincia de Salta, República Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1:319-332. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. and Toselli, A.J., 2000. The Pampean and Famatinian cycles – Superposed orogenic events in West Gondwana. In: Miller, H., Hervé, F. (Eds.), *Geoscientific Cooperation with Latin America. Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft SH1.*, 31st International Geological Congress, pp. 337-344.
- Bahlburg, H. and Herve, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109, 869-884.
- Becchio, R., Luccassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K., 1999. El Basamento Paleozoico Inferior del noroeste de Argentina (23°-27°) - Metamorfismo y geocronología. *Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino, T 1*, p. 58-78.
- Blasco, G. y Zappettini E.O., 1996. Hoja geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. *Dirección Nacional Ser. Geología, Boletín N° 217*, 126 pag., Buenos Aires.
- Brown M. and Solar G. S., 1998b. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, Vol. 20 n° 9/10, pp 1965-1393.
- Büttner, S., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdtmann, S., Handler, R. and Franz, G., 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the settings of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos*, 83, 143-181.
- Chappell, B. W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46, 535–551.
- Chappell, B. W. and White A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Chappell, B. W. and White A. J. R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489- 499.
- Chocobar, R., 2005. Aspectos Petrológicos de la sierra de Molinos. Departamento de Molinos, Salta. Tesis profesional. Universidad Nacional de Salta – Facultad de Ciencias Naturales – Escuela de Geología. (Inédito) 135 p. Salta.
- Cisterna, C. E., 1986. Contribución al conocimiento geológico de la región de la Angostura, departamento San Carlos, Cordillera Oriental, Provincia de Salta. Seminario. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 53p., (inédito). Tucumán.
- Clarke, D. B., 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine* **59**, 311–325.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.
- Domínguez, F., Becchio, R., Viramonte, J.G., Martino, R. y Pimentel, M., 2006. El basamento ígneo - metamórfico del borde occidental del salar Centenario. Petrografía y estructura. *Puna Austral*. Salta. Avances en microtectónica y geología estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D 1* 161-168.



- Haschke, M., Deeken, A., Insel, N., Sobel, E., Grove, M. and Schmitt, A. K., 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite fission track, apatite (U-Th)/He, K-feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and zircon U-Pb geochronology. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 360-363.
- Harris, N. B. W. and Inger S., 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Tectonics* 13, 1537-46.
- Hippertt, J.F. and Hongn, F.D., 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology* 20, 1435-1448.
- Hongn, F. y Becchio, R., 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, basamento de los Valles Calchaquies, Provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 54 (1): 74-87.
- Hongn, F. D. y Seggiario, R. E., 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 87 p. Buenos Aires.
- Hongn, F. and Riller, U., 2007. Tectonic evolution of the western margin of Gondwana inferred from syntectonic emplacement of Paleozoic granitoid plutons in NW-Argentina. *Journal of Geology* 115, 163-180.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- LeBreton, N and Thompson, A.B., 1988. Fluid- absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 226-37.
- Lork, A. and Bahlburg, H., 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the faja eruptiva de la Puna oriental, and the Cordillera Oriental, NW Argentina. *Actas XII Congr. Geol. Argent. Congr. Explor. Hidrocarb.* 4:1-6.
- Lork, A., Miller, H. and Kramm, U., 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentine basement. *Journal of South American Earth Sciences*, 2, 147-153.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. and Grauret, B., 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (provincia de Salta, Argentina). En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds): *El ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica*, 4:209-219. Tucumán.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke., H. G., Franz, G., Thirlwal, M.F., Viramonte, J. G. and Wemmer, K., 2000. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°-26°S) a Metamorphic View. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:697-715.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Mon, R., Cisterna, C. y Campos, F., 2004. Fases de Plegamiento Superpuestas en el Basamento Cristalino de los Altos de Molinos, Valle Calchaqui, Prov. de Salta. *Actas XII Reunión de Microtectónica y Geología Estructural – Cafayate – Salta*.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51, 1-10.
- Nabelek, P. and Bartlett, C. D., 2000. Fertility of metapelites and metagraywackes during leucogranites generation: an example from Black Hills, USA. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science* 91, 1-14.
- Nabelek P. and Liu M., 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Earth Science*, 95, 73-85.
- Omarini, R. y Sureda, R., 1994. El basamento centroandino y sus cuencas marginales entre el rift Irúyico (515 Ma) y la colisión oclóyica (435 Ma). *VII Congreso Geológico Chileno*, 1: 491-498.

- Omarini, R., Sureda, R., Goetze, H., Seilacher, A. and Plüger, F., 1999. The Puncoviscana folded belt: a testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and the collisional pre-Gondwanic episodes. *Geologische Rundschau*, 88 (1): 76–97.
- Patiño-Douce, A.E. and Harris N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39 (4): 689-710.
- Ramos, V., 1988. Late Proterozoic- Early Paleozoic of South America: A collisional history. *Episodes* 11 (3): 168-175.
- Ramos, V., 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 36:289–324.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Durand, F.R., 1992. Metamorfismo de baja presión, su relación con el desarrollo de la cuenca Puncoviscana, plutonismo y régimen tectónico. *Argentina. Estudios Geológicos* 48: 279-287.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley and Sons.
- Sola, A. 2007. “Magmatismo granítico en el extremo norte de la sierra de Molinos. Leucogranito Pumayaco. Paleozoico inferior. Salta”. Tesis profesional. Universidad Nacional de Salta-Escuela de Geología. (Inédito), 92 p; Salta.
- Solar G. S. and Brown M., 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine USA: possible source of peraluminous leucogranites in plutons?. *Journal of Petrology* 42(4): 789-823.
- Thompson, A. B., Schulmann, K. and Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics* 280: 171-184.
- Toselli, A.J., Sial, A.J. and Rossi, J.N., 2002. Ordovician Magmatism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, NW of Argentina. In Aceñolaza, F.G. (Ed.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*, INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 313-326, Tucumán.
- Tubía, J. M., Hongn, F. D. and Aranguren, A., 2005. Positive inversion tectonics in the Precambrian basement of the Nevado de Cachi mountains (Salta, Argentina). *Gondwana* 12 Abstracts. pp. 349. Mendoza, Argentina.
- Turner, J., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria (Argentina). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 41: 163-196. Córdoba, Argentina.
- Villaseca, C., Barbero L. and Herreros V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Trans Roy Soc Edinb, Earth Science* 89: 113-119.
- Viramonte, J.M., Becchio, R.A., Viramonte, J.G., Pimentel, M.M., Martino, R.D., 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U-Pb and Sm-Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 167-183.
- Wegmann, M.I., Riller, U., Hongn, F.D., Glodny, J. and Oncken, O., 2008. Age and kinematics of ductile deformation in the Cerro Durazno area, NW Argentina: significance for orogenic processes operating at the western margin of Gondwana during Ordovician – Silurian times, *Journal of South American Earth Sciences* 26: 78-90.
- White, A. J. R., 2001. Water, restite and granite mineralization. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 551-555.

## **CAPITULO III**



**“Petrogenesis of Leucogranites and Migmatites of the Molinos range, Salta, NW  
Argentina: insights from in situ U-Pb (ICP-MS) zircon geochronology, Nd-Sr isotopes  
and Geochemical Modelling”**

**“Petrogenesis of Leucogranites and Migmatites of the Molinos range, Salta, NW  
Argentina: insights from in situ U-Pb (ICP-MS) zircon geochronology, Nd-Sr isotopes  
and Geochemical Modelling”**

*Abstract*

In Molinos range, Eastern Cordillera, NW Argentina can be observed the relationship between different components of an anatectic system allowing the direct observations on the origin of ca. ~470 Ma S-type granites by anatexis of paragneisses. Field observations suggest that ‘fertile’ metasediments of the upper Neoproterozoic – Early Paleozoic Puncoviscana supracrustal sequence were the source of the granites. The granites are intimately linked with migmatitic rocks and characterized by the presence of accessory minerals such as garnet, cordierite, sillimanite and tourmaline. All transitions were found in the field between granite veins in migmatite complexes to thick sheets and plutons. Geochemical modelling of migmatites leucosomes is used to understand the nature and behavior of granitic magmas like those that gave rise granites and trondjemites of the Cachi Formation, in others locations along the Calchaquí valley. Formation of granite plutons may have been triggered by decompression during back-arc extensional tectonism during the Famatinian Orogenic Cycle. In the present study we describe the association between lower grade Puncoviscana metasediments, schists, migmatites and granites from a point of view of petrogenesis using field, petrographic, geochemical, geochronological (U-Pb) and Sr-Nd isotopic data.

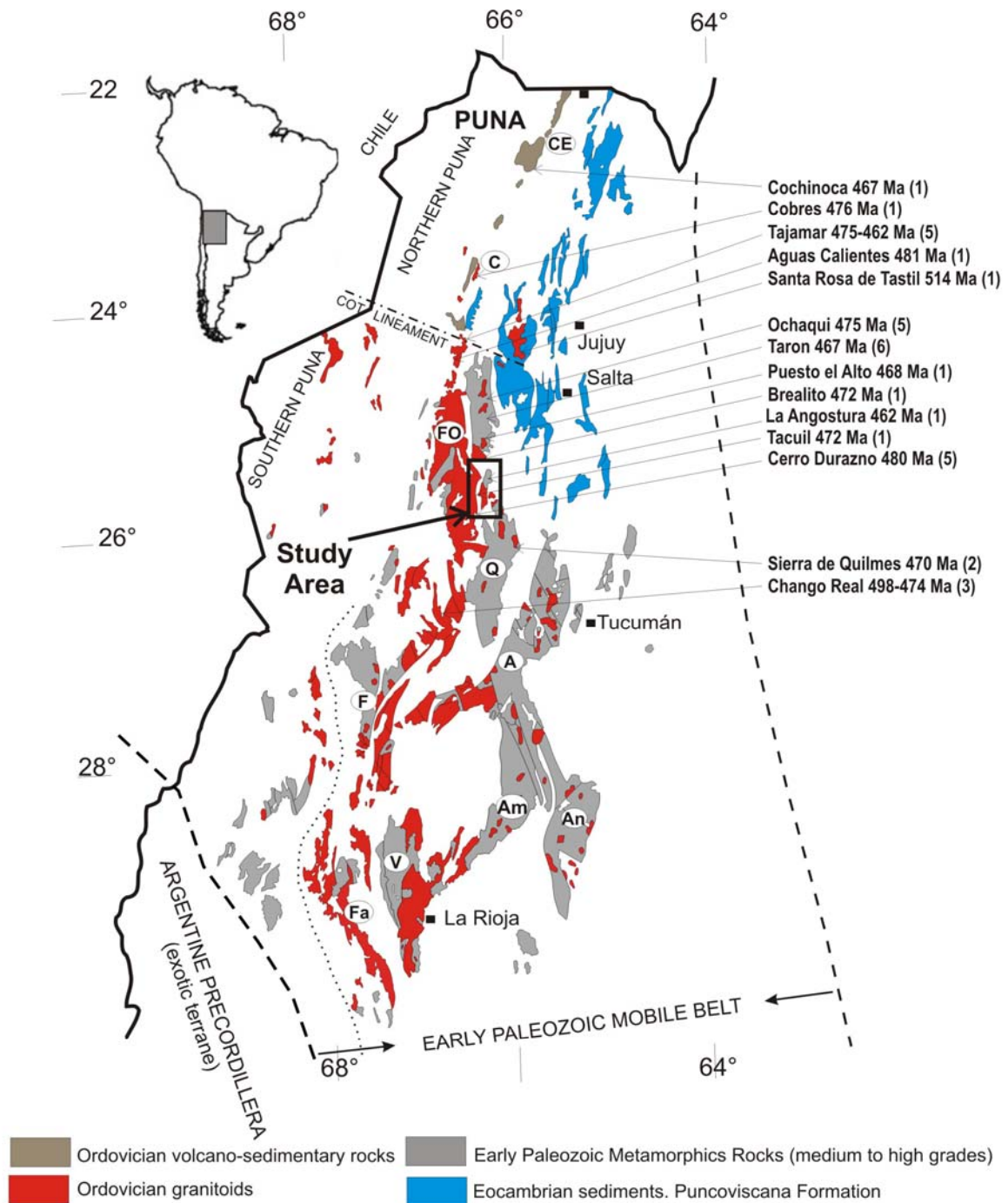
**Key words:** *S-type granites, migmatites, Anatexis, Geochronology, Famatinian Cycle, Eastern Cordillera.*

## 1. INTRODUCTION

In the present study we investigate the origin and tectonic significance of metamorphic and granitoid rocks which constitute the Andean igneous/metamorphic basement units of the Molinos range, Province of Salta, NW Argentina. The area is located at the transition zone between the Eastern Cordillera and the Northern Pampean Ranges geologic provinces. These geological provinces are instrumental to understand the evolution of the Precambrian-Paleozoic basement units of the Calchaquí Valley region as well as the tectonic reconstruction of the western margin of Gondwana during the Early Paleozoic. The rock units consist mainly of a turbiditic sequence assigned to the Puncoviscana Formation and its probable medium to high grade metamorphic equivalents (schists, gneisses and migmatites) of the La Paya Formation (Aceñolaza et al. 1976; Büttner et al., 2005). Leucogranites are intruded concordantly into these high grade metamorphic rocks. Tourmaline and garnet-bearing pegmatites and aplite dikes are also widespread. Together these igneous and metamorphic rocks constitute the Molinos Igneous-Metamorphic Complex.

Several geodynamic models have been put forward to explain the tectonic significance of these Late Proterozoic-Paleozoic metamorphic complexes at the western margin of Gondwana. Two contrasting models with internal variations have been suggested: (i) amalgamation of an allochthonous *terrane* either in the Neoproterozoic or in the Early Paleozoic (Bahlburg and Hervé, 1997) (Ramos, 1999; Bahlburg and Hervé, 1997; Ramos, 2008) and (ii) development of an intra-cratonic mobile belt with long lasting high-thermal gradient during both the Pampean and Famatinian orogenies (Lucassen et al., 2000; Aceñolaza et al., 2000; Büttner et al., 2005). The long lasting high-thermal gradient is represented regionally by the widespread outcrops of subduction-related granites and high temperature/low pressure (HTLP) metamorphic rocks along an N-S belt extending from the Eastern Cordillera through the Sierras Pampeanas (Fig. 1). Therefore, under a compressive-transpressive tectonic regime, extensive anatexis took place as a consequence of the anomalous thermal gradient roughly between 500 and 440 Ma. In consequence, a considerable part of the Puncoviscana Formation reached upper amphibolite and granulite facies conditions (e.g. Sierras de Quilmes) before partial melting started at shallower levels of

the crust. Numerous leucogranite plutons and pegmatites formed along this high temperature axis. Partial melt of the crust can give rise to



#### PRINCIPAL PALEOZOIC MOUNTAIN RANGES

A. Aconquij, Q. Quilmes, Am. Ambato, F. Fiambala, An. Ancasti, V. Velasco, Fa. Famatina, FO. Filo de Oire Grande, CE. Cochinoca Escaya. C. Cobres

**Figure 1:** Geological map showing the distribution of Paleozoic magmatic and metamorphic rocks, Puncoviscana Formation, the principal Paleozoic Mountain Ranges and the Early Paleozoic Mobile Belt. Exposure of Paleozoic granitoid plutons and their crystallisation ages. Methods used to determine the crystallisation ages of minerals are as follows: (1) UPb monazite ([Lork et al., 1989] and [Lork and Bahlburg, 1993]), (2) UPb monazite and titanite (Büttner et al., 2005), (3) RbSr whole rock (García and Rossello, 1984), (4) UPb zircon (Haschke et al., 2005), (5) UPb zircon (Viramonte et al., 2007), (6) UPb zircon (Dominguez et al., 2006).



granite bodies that range in scale from centimeter-wide leucosome in migmatites, to large intrusive plutons and felsic volcanic sequences exposed in an area of several thousands of km<sup>2</sup>. Anatexis may occur in a number of different ways that largely depend on source mineralogy and fluid regime during high-temperature metamorphism (see summaries by Stevens and Clemens, 1993 and Clemens and Droop, 1998). Migmatites, therefore, represent the link between high grade metamorphism and the origin of large scale granitic bodies. In this way, anatexis has been considered one of the main processes of recycling and differentiation of continental crust. Some of the issues to be discussed in the present study are related to partial melting mechanisms, as well as the link between migmatites and granites. The aim of our work is to describe the association between lower grade Puncoviscana metasediments, schists, migmatites and leucogranites from a point of view of petrogenesis using field, petrographic, geochemical, geochronological (U-Pb) and Sr-Nd isotopic data.

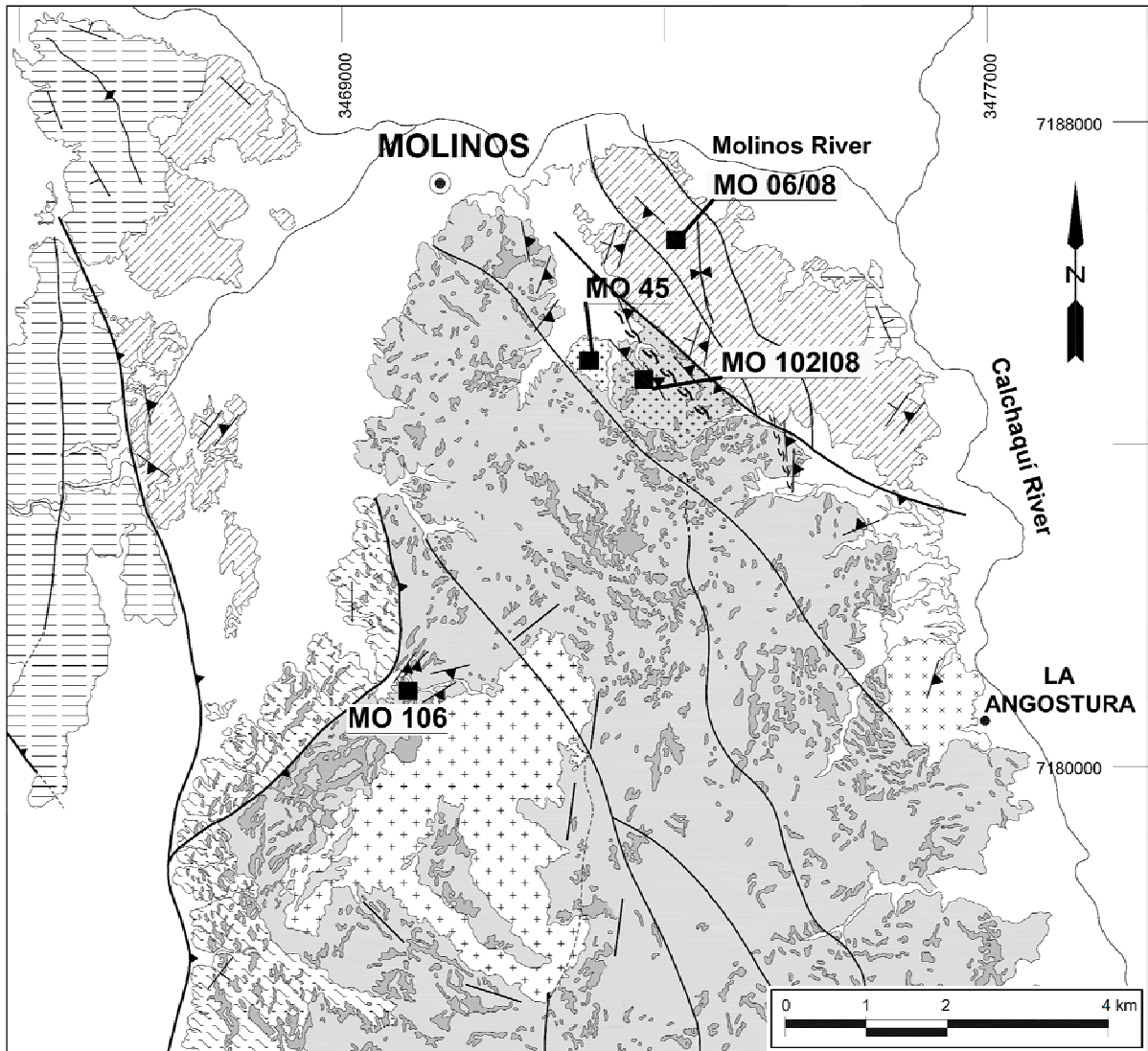
## **2. GEOLOGIC FRAMEWORK**

The transition between the Eastern Cordillera and Sierras Pampeanas is marked by north-south trending ranges in central and northwestern Argentina between 24° and 34°S and 64° and 68°W. Geologically they consist mainly of phyllite, schist, gneiss, migmatite and less commonly, marble and metabasite. The metasedimentary rocks have been traditionally included in the Neoproterozoic to Early Cambrian Puncoviscana Formation (Turner, 1960), although this is not consensual (e.g. Mon and Hongn, 1991). The age of sedimentation is also a matter of controversy. The Puncoviscana Formation consists mainly of turbidites (Aceñolaza et al., 1988; Jezek, 1990; Omarini et al., 1999) deposited in a large sedimentary basin extending in the N-S direction from Bolivia to central Argentina (~33°S) roughly between 64° and 68°W (Rapela et al., 1990). The turbiditic sandstones of the Puncoviscana Formation were tightly folded and affected by low-grade metamorphism during the Early Cambrian (Aceñolaza et al., 2000). During the Famatinian Orogeny (~490 to 435 Ma), these rocks were metamorphosed into phyllites, schists, gneisses and migmatites (Rossi et al., 1992; Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000; Büttner et al., 2005). Thus, the western margin of Gondwana seems to have been affected by successive events of medium-grade to high-temperature metamorphism (Lucassen and Becchio, 2003). Deformation appears to have been accomplished chiefly along ductile deformation zones during the Ordovician (Hongn et al., 1996; Hongn and Mon, 1999). The Famatinian orogeny in northwestern Argentina is marked by voluminous Ordovician granitic magmatism which was subdivided by Toselli et al. (2002)

into four major groups and belts: (1) Western Belt, (2) Famatina Belt, (3) Central Belt and (4) Eastern Belt.

In the Central belt, granitoids form a prominent N-S belt exposed between the Puna and the Eastern Cordillera constituting the so-called “Faja Eruptiva de la Puna Oriental” (Méndez et al., 1973) which has been the subject of a large number of studies aimed at understanding its origin, evolution and tectonic significance (e.g. Rapela et al., 1992; Toselli et al., 2002; Fernandez et al., 2008).





References

**Molinos Igneous Units**

- Pumayaco Leucogranite
- Molinos Trondjemite
- La Angostura Granite

**Molinos Metamorphic Units**

- Diatexite
- Undifferentiated high grade metamorphic rocks
- Aplitic and pegmatitic dikes
- Low to medium grade metasediments.
- Puncoviscana Formation

- Pirgua Subgroup. Sandstone and conglomerate.

Cretacic

- Reverse fault
- Lineament
- Inferred faults
- River
- Anticline
- Syncline
- MO 106 Sample (geochronology)
- Stratification
- Foliation / Clivage
- Ductil deformation zones

Ordovician

Upper PC - Early Cambrian

**Fig. 2 Geological map from Molinos igneous/metamorphic Complex.**

The Eastern belt includes granites and trondjemites of the Cordillera Oriental, Cumbres Calchaquíes and Quilmes, Aconquija, Ancasti and Ambato ranges. In this region, plutons of the Cachi Formation (Turner, 1961) are intruded either into metasediments assigned to the Puncoviscana Formation or into their high grade equivalents of the La Paya Formation

(Aceñolaza *et al.*, 1975). These plutons, including the Molinos range granites, present calc-alkaline peraluminous character (~15% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> at 70% SiO<sub>2</sub>). Some authors (e.g. Galliski, 1983) divide these granitoids into two groups: (i) the first one encompasses, from north to south, the Cerro Bayo, Las Palomas, Aguas Calientes, Tres Tetras, Peñas Blancas, El Morado, Cachi, Libertador, El Brealito and La Angostura plutons consisting of equigranular to porphyritic peraluminous trondjhemites, with plagioclase, biotite, muscovite, epidote, apatite, zircon and titanite, (ii) the second group includes granites and trondjhemites with plagioclase, microcline, biotite, muscovite, tourmaline, garnet, cordierite and sillimanite, represented by the Vallecito, La Paya, Las Cabritas, El Alto, El Hueco and Incauca plutons. Granitoids of both groups intruded mainly into schists and migmatites with sillimanite, cordierite and K-Feldspar. Although the contents of trace elements are similar in granites and trondjhemites, differences in major element concentrations and the lack of isotopic data have motivated uncertainties about a common crustal source for both. As a result, Galliski and Miller (1989), Pankhurst *et al.* (2000) and Mendez *et al.* (2006) proposed a metabasic rock source for trondjhemites and a crustal metasedimentary source for the granites. Emplacement of the granitoid plutons occurred largely between 480 and 460 Ma (see Fig. 1) being roughly coeval with high grade metamorphism and apparently associated with N-S deformation zones and NW-SE shears zones (Hongn *et al.* 1996, 1999; Hongn and Becchio 1999). However, the precise age relationships between magmatism and metamorphism/deformation are not well known (Hongn *et al.* 1996, 1999; Hongn and Becchio 1999, Wegmann *et al.*, 2008). Recently Wegmann *et al.* (2008) suggested that the development of shear zones such as the Agua Rosada Shear Zone, are ca. 20-30 My younger than the igneous crystallization of the plutons. These authors reported Rb-Sr mineral (white mica and K-feldspar) isochron ages of  $437 \pm 4$  Ma and  $428 \pm 5$  Ma for mylonitic rocks of that shear zone, located approximately 25 Km south of the study area. The authors above interpreted that ductile deformation was active during magmatism and persisted afterwards under greenschist facies P-T conditions. Migmatites yielded the U-Pb monazite age of ca. 467 Ma (Lork and Balhburg 1993), to the north of the study area, and of ca. 470 Ma (also U-Pb monazite age) in the Sierras de Quilmes (Büttner *et al.*, 2005).

The structural framework of the basement rocks in the Calchaquí Valley is complex and results from the superposition of several Neoproterozoic to Eopaleozoic deformational events (Mon and Hongn 1996). The first event affect mostly low grade metasediments, based on regional data for lowermost Neoproterozoic/Cambrian rock units (Hongn and Seggiaro 2001; Büttner *et al.* 2005). The second and third events happened during the lower Paleozoic: (i) the

older took place at 480-460 Ma, contemporaneous with the emplacement of several plutons along the Puna - Cordillera Oriental boundary; (ii) The younger is related to the lowermost Silurian Ocoyic deformational event (460-440 Ma) (Turner and Méndez, 1975, Bahlburg 1990; Mon and Hongn, 1991). Cretaceous and Cenozoic reactivations also obliterate older structures with intense faulting.

The core of the Molinos range (Fig. 2), consists mainly of sillimanite-cordierite schist, mica-schist, calc-silicate rocks and migmatite intruded by leucogranites. Rarely, irregular amphibolite bodies are found in association with the metasedimentary sequence. The foliation is approximately N-S and subvertical. Tourmaline-bearing pegmatites and garnet-tourmaline banded aplites are concordant with or cross cut the main foliation. This high grade core is in tectonic contact with the Puncoviscana Formation to the northeast and with low grade chlorite phyllites at the western flank of the range.

### **3. Analytical procedures**

Major and trace element analyses were carried out on selected whole-rock samples at the Geochemistry Laboratory of Geonorte Institute, Salta National University, Argentina. The analyses were performed with a RIGAKU 2000, fully automated sequential X-ray spectrometer (FRX), equipped with a Rh X-ray tube, scintillation counter detector (SC), self-cleaning, automatically controlled gas density proportional counter (PC) detector, 0.6 l polyester window, and LIF (200), Lif (220), PET, TAP, and GE analyzing crystals. Samples were crushed in a Herzog mill with tungsten carbide bowl and dried at 105° C for 24 hrs in an electric oven. The determination of loss on ignition was performed in an electric furnace at 950°C until achieving constant weight. Major elements were determined in fused discs with lithium tetraborate (1 g sample in 6 g flux). The fusion was performed with a Claisse Fluxy automated pearling machine. Trace elements were determined in pressed powder discs using an agglomerant (elvacite/acetone: 20/80), prepared at a pressure of 1,400 kg/cm<sup>2</sup>.

Refractory and rare earth elements were determined by ICP mass spectrometry technique at Acme laboratories Canada, following a Lithium metaborate/tetraborate fusion and nitric acid digestion.

Zircon concentrates were extracted from approximately 2-10 kg rock samples using conventional gravimetric and magnetic (Frantz isodynamic separator) techniques at the Geochemistry Laboratory of the Geonorte Institute, Salta National University, Argentina. Final purification was achieved by hand picking using a binocular microscope at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. Analyses of in situ U-Pb

geochronology were performed at the University of Brasília using a Neptune ICP-MS multicollector equipment with a UP213 New Wave™ laser ablation probe. For in-situ analysis, zircon grains were placed on epoxy® resin mounts, polished and cleaned with 3% nitric acid before analysis. Selection of grains was made avoiding inclusions and fractures. Conditions of laser at time of measure were: 9 Hz frequency, 30µm spot size, 39-45% energy. The U-Pb analyses on zircon grains were carried out using the standard-sample bracketing method (Albarede et al., 2004) using the GJ-1 standard zircon in order to control the ICP-MS fractionation. Two to four samples have been analyzed between JG-1 standard analyses and  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratio have been time corrected. On smaller zircon grain single spot laser induced fractionation the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratio was recalculated using the linear regression method (Košler et al., 2001). The raw data processed off-line and reduced using an Excel worksheet (Buhn et al., 2009). During analytical session zircon standard UQZ has been analyzed as an unknown sample. In situ analyses were guided by backscattered images carried out at the Federal Police Department in Brasília.

Sm–Nd and Rb–Sr isotopic analyses followed the method described by Gioia and Pimentel (2000) and were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Whole-rock powders (~70 mg) were mixed with a  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$  spike solution and dissolved in Savillex® capsules. Sm and Nd extraction and purification followed conventional cation exchange techniques, with Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP–diethylhexyl phosphoric acid supported by PTFE powder). Sm and Nd samples were loaded on Re evaporation filaments of double filament assemblies, and the isotopic measurements were carried out using a multicollector Finnigan MAT 262 mass spectrometer operated in static mode. Two sigma uncertainties in  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are better than 0.1% and 0.005%, respectively, according to repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios were normalized to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.7219, and the decay constant used was  $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ .  $T_{\text{DM}}$  values were calculated using De Paolo's (1981) model.

## **4. Description of Molinos Igneous and Metamorphic units**

### *4.1 Field relationships*

#### *Puncoviscana Formation*

This unit forms a monotonous succession of psammo-pelitic and greywacke sedimentary rocks. Sedimentary structures as cross bedding and compositional layering are common and

well preserved ( $S_0$  average=273°/75°). The whole sequence present features of multi-stage brittle deformation with tight folding and axial surface slaty cleavage. Quartz-filled tension gash fractures occur perpendicular to stratification. Under the microscope pelitic and psammitic domains are identified. Pelitic domains consist essentially of quartz, white mica and chlorite, with rutile, zircon, monazite and opaques as accessory minerals. There is no evidence of temperature-controlled grain coarsening. Psammitic domains are composed of quartz, feldspar and chlorite with rutile, monazite, zircon and opaque minerals as accessory minerals.

#### *Low grade metasediments*

The low grade fine-grained metasediments crop out along the western and southern parts of the range, comprising slate and spotted phyllite. Original sedimentary structures are well preserved, although the rocks have undergone grain coarsening of micas and growth of spots. The spots (2-3 mm) consist of chlorite and sericite elongated parallel to the foliation. The orientation of the stratification  $S_0$  306°/80° and the cleavages  $S_1$  308°/67° and  $S_2$  325°/40° are not uniform.

#### *Migmatites*

The description and classification of migmatites was carried out following the scheme of Sawyer (2008) and recommendations therein. The high grade rocks of the Molinos range display a gneissic dome-like structure typical of many migmatite-granite complexes. Rocks with evidence of partial melting are difficult to separate from those metamorphic rocks not affected by such transformations owing to the gradational nature of the contacts between them.

In the study area, the migmatites can be subdivided into stromatic metatexites and diatexites. The stromatic metatexites consist of heterogeneous centimeter-scale layered rocks with melanosomes and layer-parallel leucosomes (Fig. 3A and C). Resister lithologies are commonly competent layers intercalated with the melanosomes and leucosomes. These competent layers consist mainly of calc-silicate-rich psammitic beds which are more resistant to structural modifications. Most leucosomes are laterally continuous and layer parallel but can also be found at dilatant sites such as *interboudin* partitions and shear bands forming a net-like array or, alternatively, may be distributed in irregular patches. Two types of leucosomes were distinguished in metatexites, those segregated in-situ from the solid residue remaining in direct contact with it (in-situ leucosomes; Fig. 4A) and those which has migrated away from the site of origin but still remaining within the protolith domain affected by partial melting (in-source leucosomes; Fig. 4B). This variety of migmatites has been originated



visibly under a strong structural control exhibiting frequently complex folding patterns as *sheath folds*, indicative of ductile deformation.

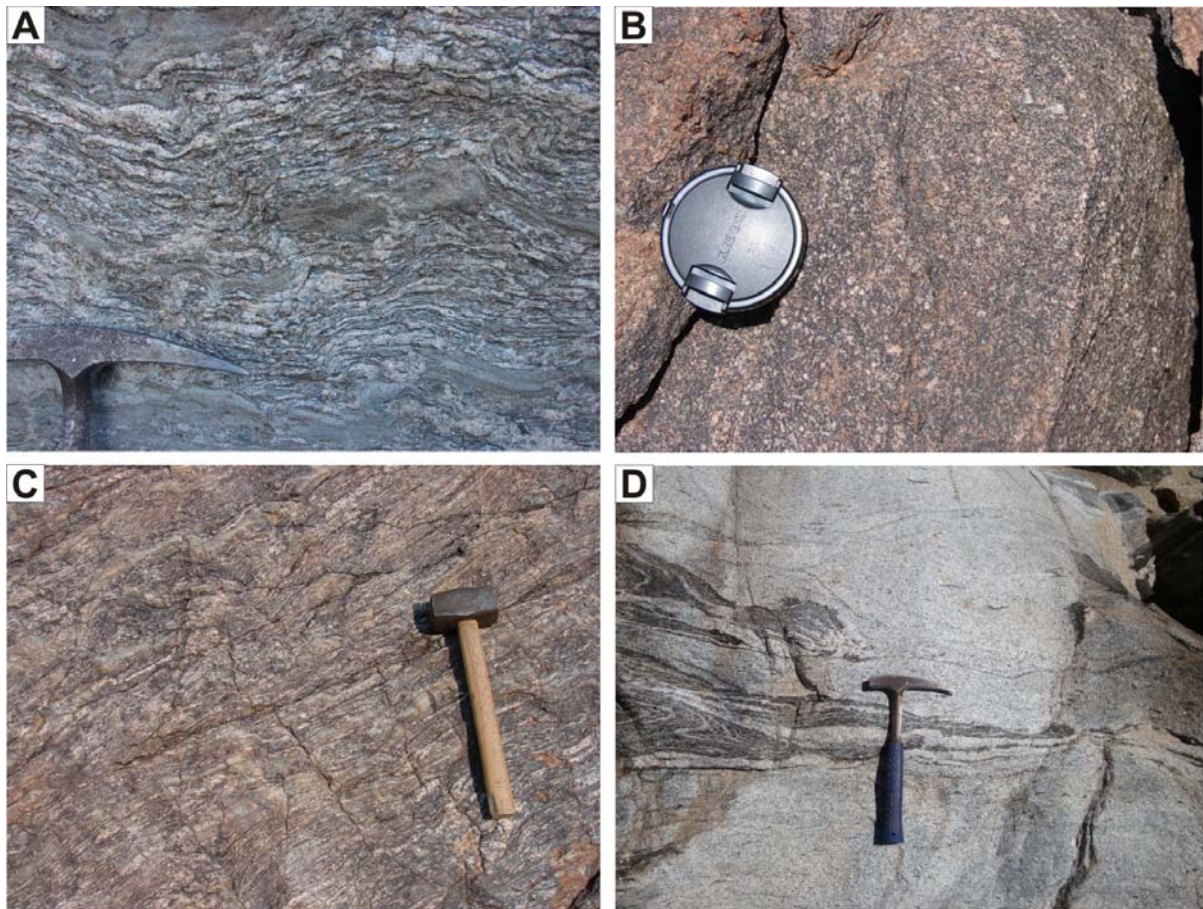


Fig.3 Photographs illustrating field aspect of Molinos migmatites. A) Stromatic metatexite. Note the well preservation of pre-migmatization structure and the intense folding. Part of the paleosome are also preserved B) Primary Diatexite. The neosome is prevasively distributed and the pre-partial-melting structures are absent. The rock has a mesocratic aspect and looks like dark granitoid rocks. C) Schollen migmatite. In this migmatite the migmatic layering is well defined and big part of the paleosome is associated. D) Schllieren migmatite. This migmatite consists of a large proportion of leucosome with mafic schllieren defining a flow pattern.

In the diatexites (Fig. 3B), melanosome and leucosome are not distinguishable from each other as in the metatexites. Original liquids and residual solids have not undergone complete segregation during partial melting. This feature gives the whole rock a homogeneous mesocratic appearance. The original structures as bedding or compositional layering were totally obliterated, remaining just fragments of layered metatexites enclosed into diatexites.





Fig.4 Photographs illustrating field relationships of the granite–migmatite area. A) Leucosome in stromatic metatexite. The neosome is parallel to the layering and consist of two parts: a white leucosome of trondjhemitic composition and a dark biotitic melanosome. B) Coarse grained leucosomes located at the hinges of folds. C) Net-structured migmatite. The leucosomes are located at dilatant structures almost perpendicular to the migmatic layering (horizontal). D) Outcrop view of migmatite-granite relationships. The granite sheets are oriented parallel to the axial plane of folding. E) Residual migmatite. This rock consists mainly of Crd + Bt + Qtz and Kfeldspar. The cordierite display intense pinnitization.

Locally, porphyritic textures are observed making it difficult to distinguish it from typical granites. This porphyritic-like texture is, in effect, a result from disruption of previous quartz-feldspar leucocratic veins. Resisters appear as competent calc-silicate blocks with no evident internal structures. Occasional occurrences of schlieric and raft-structured migmatites represent the transition between metatexites and diatexites (Fig. 3 C,D). Another variety of migmatite, called here “residual migmatites”, are those that have lost most of the granitic

component (leucosome) (Fig. 4E). These residual migmatites are melanocratic and composed largely of biotite, K-feldspar and cordierite. The cordierite and the K-feldspar form large poikiloblastic fenoblasts up to 7 cm across, aligned parallel to the foliation. The cordierite is abundant and may achieve up to 34% in modal abundance.

#### *Igneous units*

Intruding into the high grade rocks, granites occur as sheet-like or elliptical-shaped bodies. These granites are: Pumayaco leucogranite (Sola et al., 2009 *in press*), La Angostura granite and the Molinos trondjhemite (see Fig. 2). All the granites belong broadly to the leucogranitic suite ranging from granodiorite to syenogranite. The rocks display magmatic-flow structures, defined by the preferred orientation of biotite, suggesting syn-tectonic emplacement. The field relationships point to low rheological contrast between the granitic liquids and the host metamorphic rocks. The La Angostura pluton is a biotite granite located at the eastern flank of the range, at the margin of the Calchaquí river. The Molinos trondjhemite is a small elliptical body consisting mostly of plagioclase and quartz. The Pumayaco leucogranite is the largest pluton, exposed along the center of the range; the width of the pluton seems to be duplicated by folding with the axis plane oriented approximately parallel to the N-S main foliation. Several facies can be recognized based on the occurrence of accessory minerals as garnet, cordierite, tourmaline and sillimanite (see Sola et al., 2009 *in press*).

#### *Pegmatites and aplites*

The pegmatites and aplites occur as near-vertical dykes and dyke swarms, intruding into the high grade metamorphic rocks. The pegmatites consist of quartz, microcline, plagioclase, muscovite ± tourmaline. The aplites are composed chiefly of quartz, microcline, plagioclase, tourmaline, muscovite and garnet and may exhibit diffuse banding defined by alternation of black tourmaline- and garnet-rich layers with fine-grained granitic layers.

At least three types of pegmatites occur in the Molinos range. The first type, assumed to be the oldest, is isoclinally folded within the metamorphic host rocks and occur as disrupted dykes cut by the granites. The second type is intruded parallel to foliation and migmatic layering displaying often *boudinage*. The third group is formed by bodies cutting the migmatic layering suggesting post-migmatization intrusion. The field relationships reveal several intrusion episodes indicating that most of the pegmatites are not directly related with the granites. Furthermore, the pervasive occurrence of pegmatites compared with the volume of granites suggests that the major source of pegmatite liquids is located deeper in the crust.



### *Amphibolites (meta-basalt)*

Mafic rocks are scarce and appear as irregular layers within the metasediments. They are green to black, fine-grained, aphanitic rocks, displaying a diffuse vesiculation in hand specimen. Injections of coarse-grained felsic material from neighboring migmatites and pegmatoids are common. The amphibolites are composed largely of plagioclase, amphibole (green hornblende), epidote and opaque minerals. It seems that these rocks represent lava flows deposited at the time of sedimentation of the Puncoviscana sediments, prior to migmatization.

## *4.2 Petrography of migmatites and granites*

### ***Migmatites***

*Metatexites* display granolepidoblastic texture with the fabric defined by preferred orientation of biotite flakes and fibrolite mats. The melanosome is composed of Qtz + Bt + Pl + Kf<sub>1</sub> + Sil + Ms<sub>2</sub> ± Tur ± Ap (abbreviations after Kretz, 1983). The biotite flakes are surrounded by the quartz-plagioclase matrix. Quartz forms a mosaic array with no significant strain. Plagioclase is subhedral to euhedral with dominant albite twins. K-feldspar<sub>1</sub> (microcline) forms large poikiloblasts with inclusions of rounded quartz and biotite. The biotite has rutile needles as exsolutions along the cleavage planes. The contacts with the leucosome domain are sharp and marked by the absence of large biotite flakes and grain coarsening (Fig. 5A-B). The leucosomes consist of Qtz + Kf<sub>2</sub> + Pl + Crd ± Tur ± Ap. Quartz present undulose extinction and lobate contacts. K-feldspar<sub>2</sub> (microcline) is inclusion-free appearing as an interstitial phase together with quartz. The cordierite is restricted to the leucosome domain, which support a peritectic origin (see Clarke, 1995); is anhedral, inclusion-free and display strong *pinitization* (Fig. 5A). The sillimanite form mats of fibrolite being more frequent in the melanosome.

*Diatexites* display granoblastic textures consisting of Qtz + Bt + Kf + Pl + Crd + Ms<sub>2</sub> ± Hbl ± Tur ± Ap. Biotite is altered to chlorite. Cordierite form anhedral crystals presenting extensive pinitite and sericite replacements. The K-feldspar (microcline) crystals tend to be rectangular with straight faces and biotite-quartz aligned inclusions. Most of the muscovite is assumed to be secondary, forming skeletal crystals replacing sillimanite and biotite or forming symplectite with quartz.

### *Residual Migmatites*

Melt-depleted rocks are distinguished by residual microstructures at the thin section scale. Melt-producing reactions are recognized by diverse mineral associations and constitute the

main proof of previous existence of melt. Therefore, large rounded cordierite and K-feldspar poikiloblasts are assumed to be products of melt producing reactions (peritectic phases).

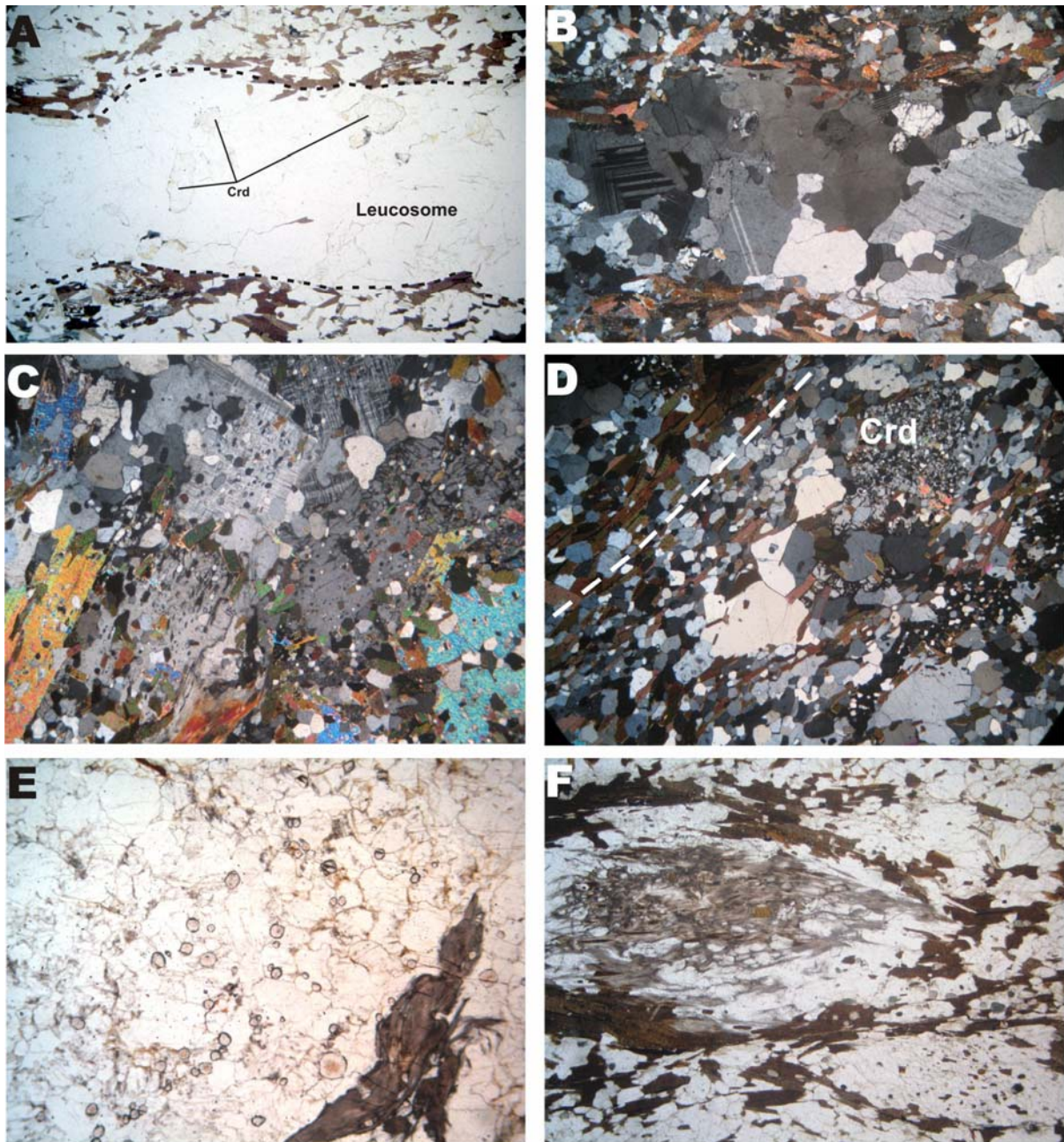


Fig. 5 Photomicrograph of migmatites and granites. A) Leucosome vein in stromatic metatexite showing the relation with the melanosome (2.5x). B) Cross polarized light. C) Residual schist. Poikiloblasts of K-Feldspar and cordierite have rounded inclusions of Qtz, Bt and Sill. The inferred melt producing reaction is:  $Bt + Als + Qtz = melt + Crd + K\text{-Feldspar}$  (2.5x). D) Residual schist displaying granolepidoblastic texture. The main fabric is defined by preferred orientation of Bt and Sil (2.5x). E) garnet-sillimanite bearing leucogranite. The garnet is very small and present zonation. The sillimanite forms mats of fibrolite as in host sillimanite schists (2.5x). F) Fibrolite in a sillimanite schist from host rock. The biotite define the main fabric and wraps around the fibrolitic aggregate. Field of view correspond to 5 mm.

Poikiloblasts have inclusions of rounded biotite, quartz, sillimanite and occasionally tourmaline (Fig. 5C-D). This type of microstructure can be used to infer biotite dehydration

melting (e.g.  $Bt + Als + Qtz = melt + Crd + K\text{-feldspar}$ ). Biotite flakes wraps around cordierite and feldspars poikiloblasts suggesting that deformation continued after the growth of poikiloblasts. Cordierite does not exhibit the extensive *pinite* alteration as in leucosome-rich diatexites or metatexites. This feature is thought to be the consequence of rapid melt extraction not allowing a prolonged contact between the peritectic cordierite crystals and the melt and hence retrograde reactions.

### ***Granites***

The granite intrusions consist mostly of granodiorite to syenogranite, belonging broadly to the leucogranitic suite. Trondjhemites also appear as small plutons widespread along the range. They are grey to pinkish, medium-grained leucogranites. Garnet, cordierite, sillimanite and tourmaline are some of the accessory minerals that distinguish the Molinos granites from other granites in the region (Fig. 5E). Garnet form 0.5-3mm sized zoned euhedric crystals quite similar to those of the aplites, and tourmaline occurs as deep green, prismatic crystals. Cordierite is anhedral, pinnitized and inclusion-free. Basically two assemblages are recognized: biotite-granites and garnet-tourmaline leucogranites.

Trondjhemites are leucocratic and composed of sodic plagioclase ( $An_{5-10}$ ), quartz and minor biotite.

## **5. Geochemistry**

Geochemical data were acquired for 14 leucogranites, 2 trondjhemites, 12 migmatites, 2 leucosomes, 1 pegmatite, 1 amphibolite and 6 samples from the Puncoviscana sequence; representative analyses are given in Table 1.

### ***5.1 Puncoviscana Formation and Low grade metasediments***

The unmetamorphosed sediments and low grade metasediments display a wide variation of silica values ranging from ~60% to 74% wt (Fig. 6). They are Al- Fe- Mg-, and Ti-rich metapelites presenting a composition close to ordinary shales (e.g Gromet et al., 1984) with  $Na_2O + K_2O$  between 5-7 % wt and low CaO contents. Two different groups have been identified; those with  $K_2O/ Na_2O$  ratio  $\leq 1$  (MO-103/08 and MO-49) and those (MO-104/08 and MO-25) with  $K_2O/ Na_2O$  ratio  $> 1$ . The trace elements and rare earth elements distribution, with their characteristically fractionated patterns and negative Eu anomaly, are well within the composition of the upper continental crust (Taylor and McLennan, 1981; Fig. 8). The  $La/Yb_N$  ratios range from 7.7 to 8.1 and the total REE contents vary from ~166 to 178 ppm.

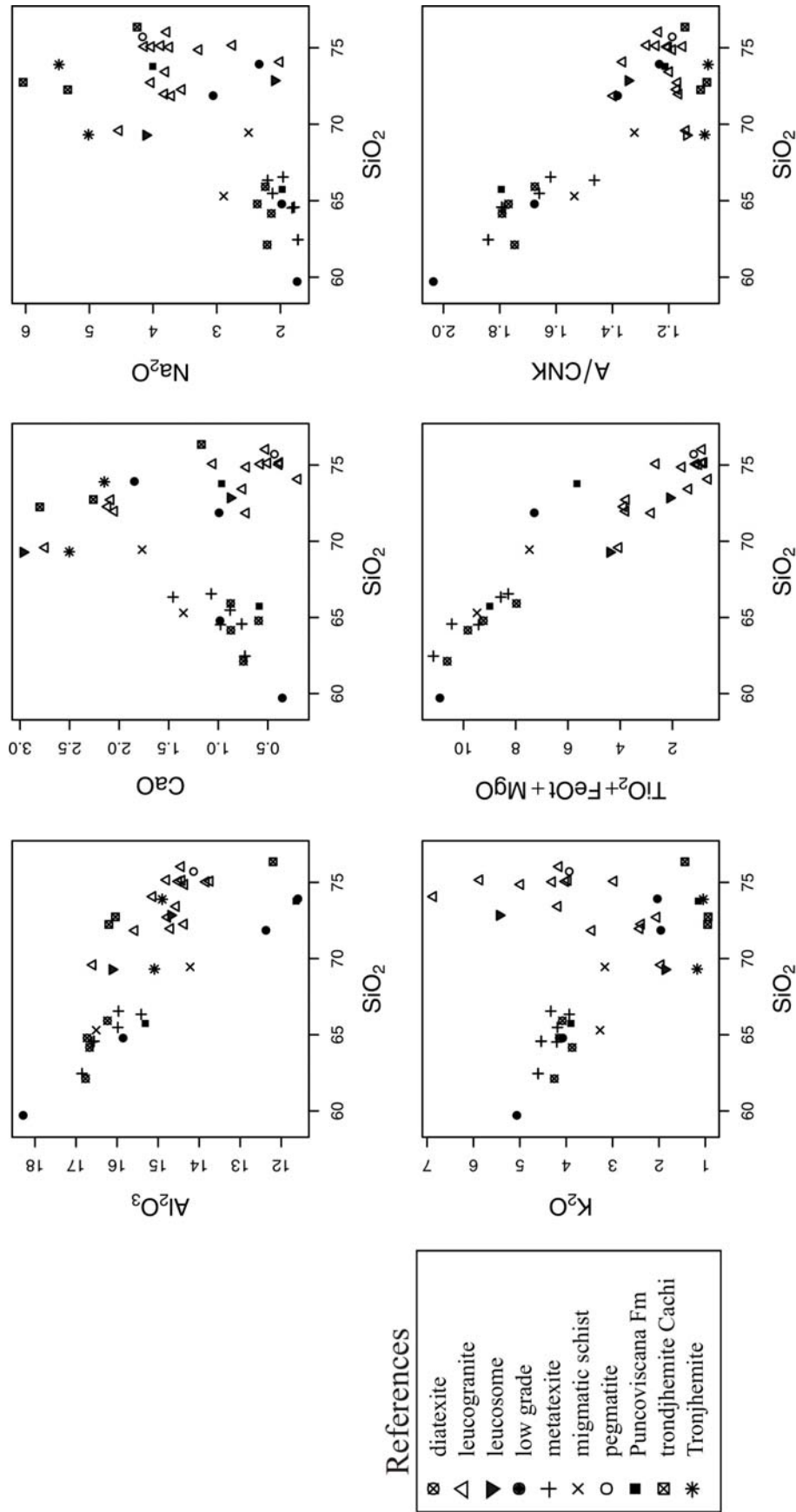


Fig. 6 Harker diagrams for metasediments, migmatites and granites.



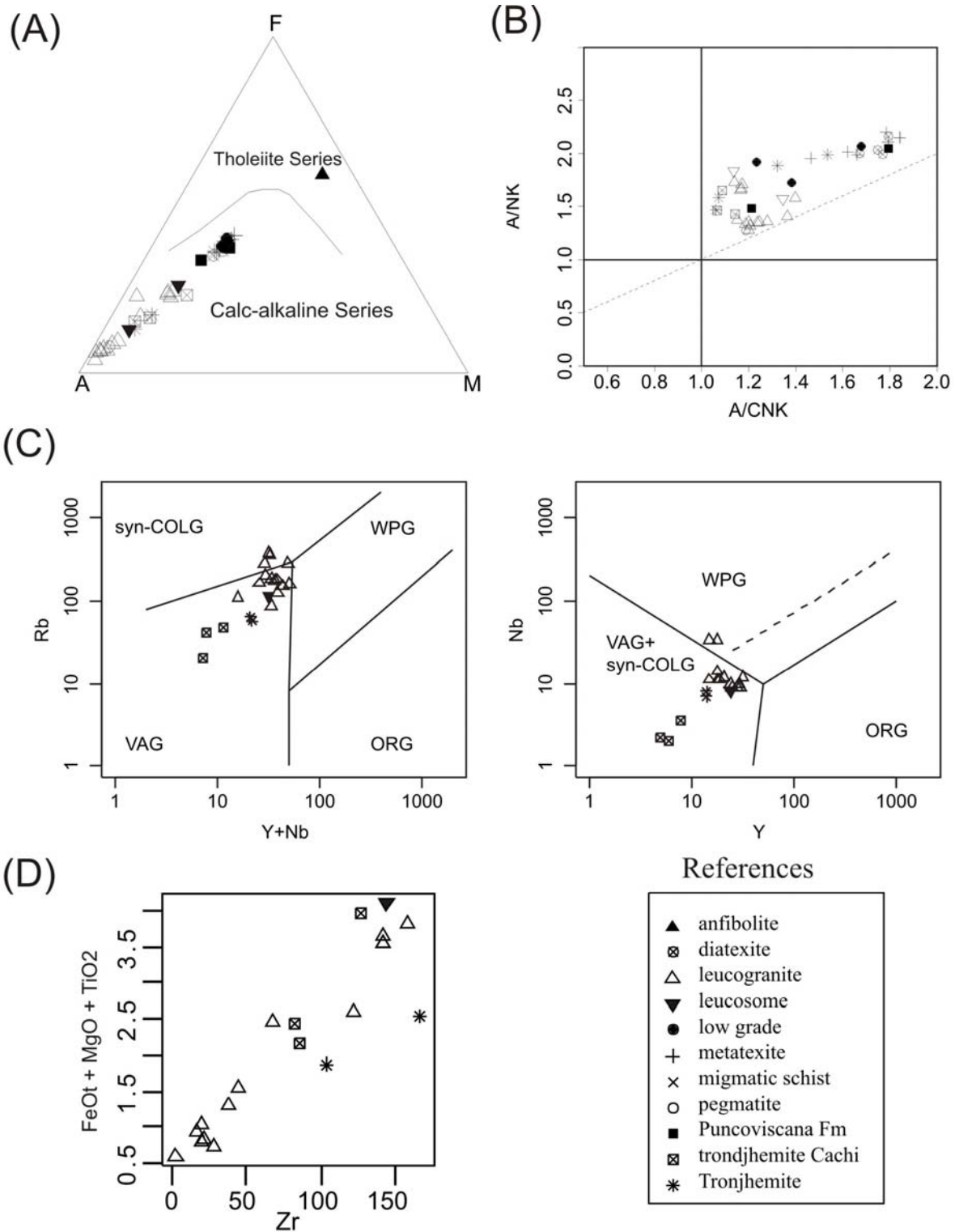


Fig. 7 Diagrams illustrating aspects of the chemical compositions of Molinos rocks. A) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971). B)  $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$  (molecular ratio A/NK) vs  $Al_2O_3 / Na_2O + CaO + Na_2O + K_2O$  (A/CNK). C) Geotectonic classification (Pearce, 1984): VAG=volcanic arc granites; COLG=collisional granites; WPG=within plate granites. D)  $FeOt + MgO + TiO_2$  vs  $Zr$  diagram.

### 5.2 Migmatites

The composition of metatexites show wide variation, resulting obviously from the different proportion of leucosome/melanosome (see Harker diagrams: Fig. 6). They are more Fe-Al-Mg-Ti-rich when compared with the low grade rocks and all samples have  $K_2O / Na_2O$  ratios

> 1. The relatively high Zr and REE contents accompany the increase of Fe-Ti-Mg, may be consequence of entrainment of zircon and other REE-rich phases into biotite. As a whole rock, the metatexites preserve exactly the same rare earth element distribution of the metasediments but total REE contents are slightly higher. The leucosomes of the stromatic metatexites display strong depletion of all the REE and Fe-Ti-Mg compared with the whole rock samples and resemble the bulk composition of leucogranites. Although the total content and distribution of REE is similar, there are compositional differences between in-situ and in-source leucosomes. Whereas in source leucosomes tend to be syenogranitic, the in situ leucosomes have a trondjhemitic tendency (Fig. 18). In both types of leucosomes, the Eu anomaly is almost absent becoming even slightly positive in some cases, suggesting local accumulation of plagioclase.

#### *Diatexites*

Diatexites have a restrict composition with almost perfect overlap in both the major and trace elements with the metapelites and metagreywakes of the Puncoviscana Fm. The chemistry indicates that no significant gain or loss, either of residuum or granitic component, occurred. Together with the field evidences, these features point out to a local derivation in a closed system rather than magma flow and migration, agree with the concept of “in situ or primary diatexites” (see Sawyer, 2008).

#### *5.3 Granites*

The granites similarly to the leucosomes, have a narrow range of silica content (72-74%), are strongly peraluminous ( $A/CNK \geq 1.1$ ) and belong markedly to the calc-alkaline series as the classic S-type granites (Chappel and White, 2001; Fig. 7A-B). They fall in the volcanic arc and post-collisional fields (VAG and post-COLG respectively) according to geotectonic classification diagram of Pearce (1984; Fig 7C). The  $K_2O/Na_2O$  ratio vary broadly so the CaO values. The leucogranites may be divided into two groups: those with trondjhemitic composition trend and those with syeno-granitic composition. The first group (MO45, MO46, MO72, MO56, MO57, MO80) can be distinguished from the second one chiefly by the higher  $Na_2O$  and CaO and lower  $K_2O$  contents. This separation is also clearly represented in the  $K_2O$  vs  $FeO_t+MgO$  diagram (Fig. 9).

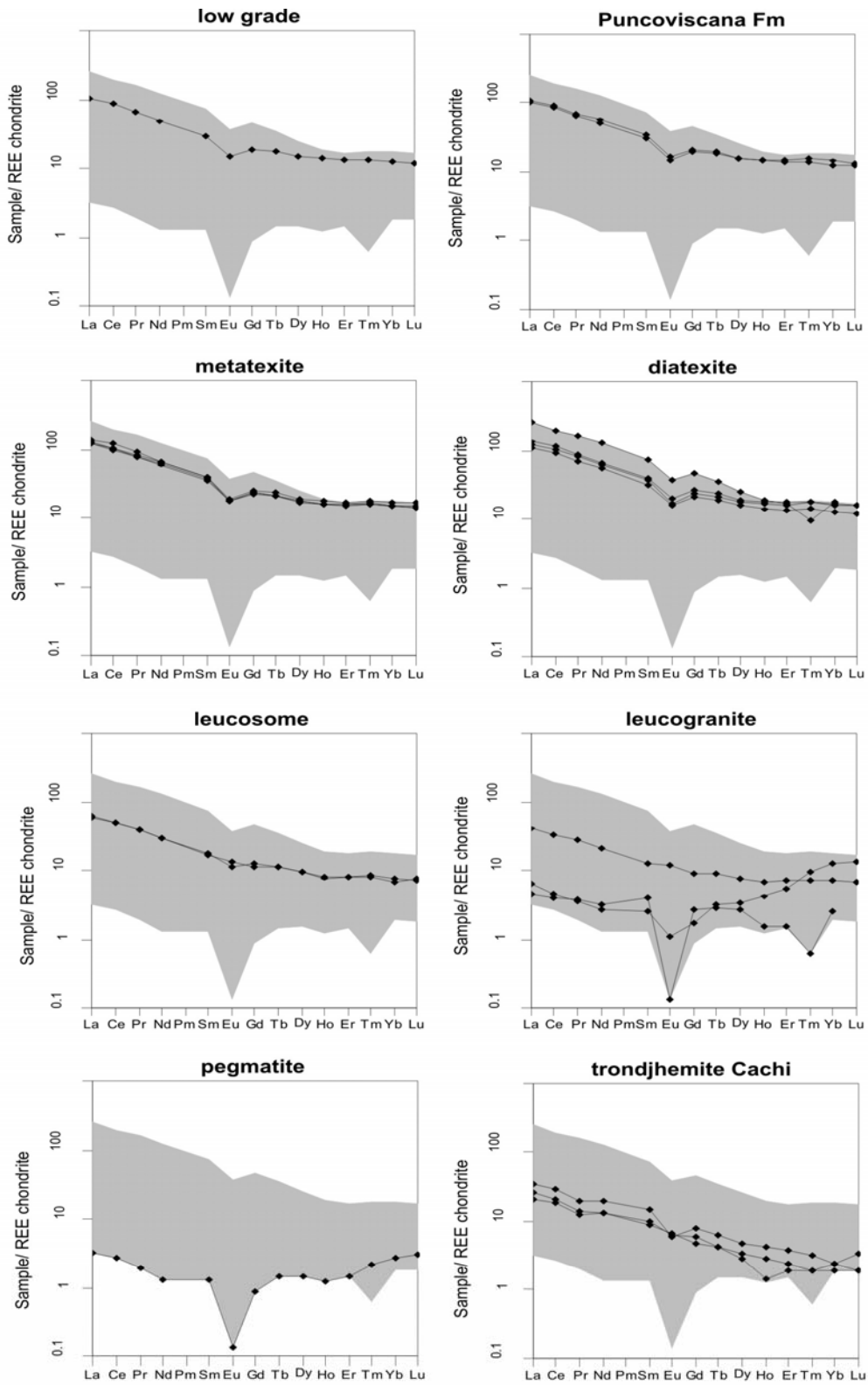


Fig. 8 Chondrite-normalized REE pattern of metasediments, migmatites, leucosomes, leucogranites, pegmatite and trondjemites of Cachi Fm (Taken from Mendez, 2006). Normalization factors from Boynton (1984).

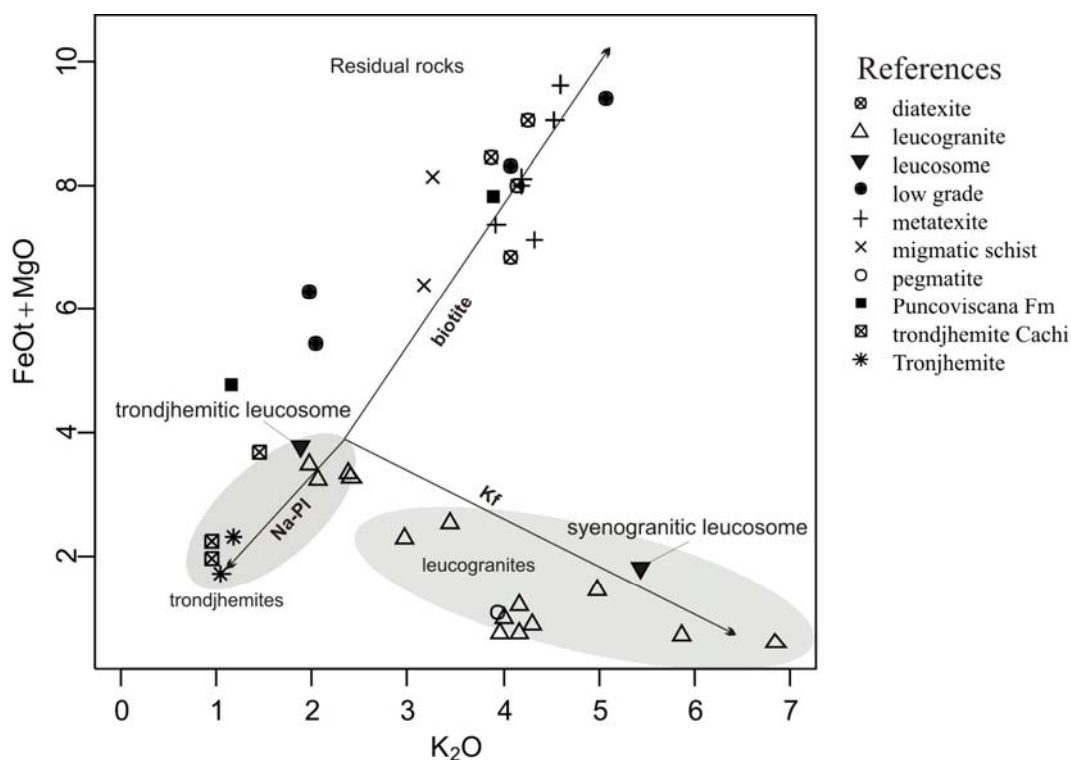


Fig. 9  $K_2O$  vs  $FeO_7+MgO$  diagram. This graphic show influence of restite in magma compositions and evolution for trondjemitic and granitic magmas.

## 6. Geochronology

Since the migmatites, leucogranites and their suggested source rocks occur side by side in the study area, direct comparisons are made of their inherited ages and isotopic compositions. In the study we report LA-ICP-MS U-Pb zircon and Sr-Nd whole-rock data for migmatites, granitoids and the metasediments.

### 6.1 In-situ U-Pb Geochronology

To assess the crystallization age, zircons from a diatexite (MO102/08; Table 2) and a trondjemite (MO45; Table 3) as well as zircons from a leucosome (MO106/08; Table 5) were analyzed (see tables 2, 3 and 4 ; Fig. 11-12). In addition two samples were chosen in order to compare the distributions of provenance ages between low grade rocks (MO6/09; Table 4) and migmatites (MO102/08) with data from the Puncoviscana basin reported in others regional studies (e.g. Adams, 2008; Fig. 13). Most zircons are small, around 100 to 150  $\mu m$  across, and have aspect ratios of 2:3 (Fig. 10). In the BSE images nearly all grains show corroded and metamictic features probably as a response to high uranium contents. Many zircons from diatexites have rounded cores surrounded by more or less euhedral rims. A few zircon grains display cores with a well defined fine euhedral zoning, being more common the



irregular zoned or unzoned cores. We interpreted the rounded cores as inherited zircons and the overgrowths as magmatic zircon that nucleated around these detrital cores during crystallization of melt.

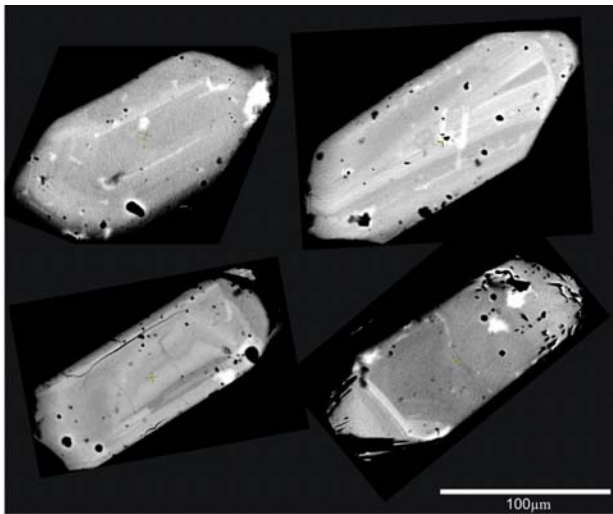


Fig. 10 Backscatter electron image of diatexite zircons dated by ICP-MS, sample MO 102/08. For descriptions see the main text.

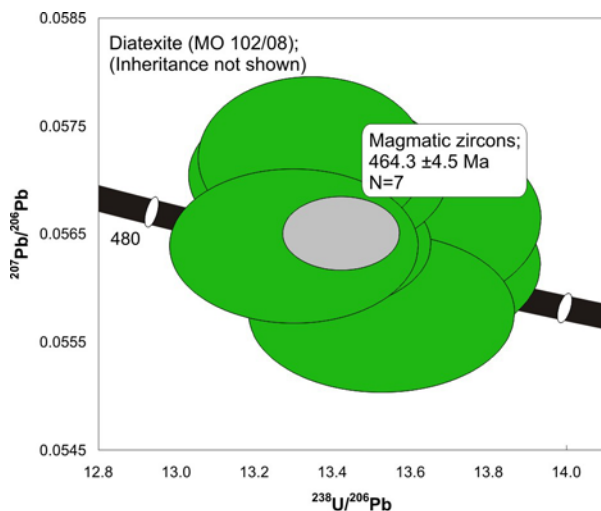


Fig. 11 Concordia diagram (Tera-Wasserburg) for zircons from a diatexite migmatite; ellipses depict 2 $\sigma$  errors.

The diatexite (MO102/08; Table 2) yielded the crystallization age of  $464 \pm 5$  Ma ( $2\sigma$  errors). This age is indicated by concordant analysis of rims (Fig. 11) and it is quite similar to that determined on monazite (Lork et al., 1989) for the La Angostura granite ( $462 \pm 1$  Ma). The leucosome sample MO106, from a metatexite, was analyzed by Sola et al. (2009 *in press*) yielding  $467 \pm 3$  Ma (Fig. 12B). For Molinos trondjemite (MO45; Table 3) a slightly older crystallization age of  $473 \pm 5$  Ma ( $2\sigma$  errors) was obtained (Fig. 12A).

The spread along the concordia curve, observed in all our samples, is interpreted as inheritance derived from a sedimentary source. A comparison between data from the low grade metasediments (MO6/09), migmatites (MO102/08) and from the Puncoviscana sediments (Adams et al., 2008) is displayed in figure 13. The similarity between the age distributions in the three units is clear. Basically two zircon populations are recognized as dominants in

the low grade metasediments and the diatexites; one of Late Neoproterozoic - Early Cambrian age (520-650Ma) and the other of Early Neoproterozoic – Late Mesoproterozoic age (1200-900Ma). Variations in the proportion of each population are in agreement with internal variations of the Puncoviscana basin at different geographic localities (see Adams, 2008). Zircons which are older than 2000 Ma are observed in both analyzed samples. Besides, similar distribution of inherited zircon ages has also been observed between trondjemite MO45 and leucosome MO106/08 (see table 3-5 and Fig. 12). This constitutes extra and strong evidence

supporting a common supracrustal derivation for granitoids and migmatites in this part of Calchaquí Valley.

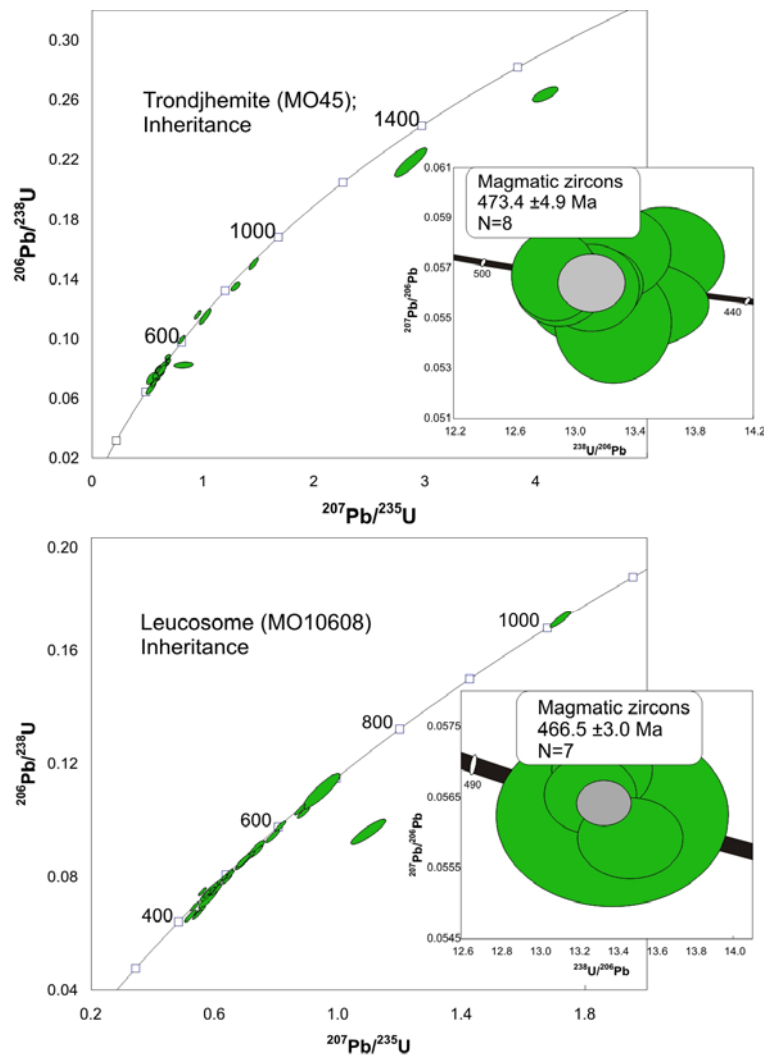


Fig. 12 Concordia diagram for zircons from a trondjhemite and from a leucosome of a metatexite (Samples MO 45 and MO106/08 respectively); ellipses depict 2s errors.

## 6.2 Sr-Nd isotopic data

Table 6 shows the isotopic data obtained for 25 samples including metasediments, leucogranites, migmatites, pegmatites and amphibolites from Molinos area (Fig. 14). The initial isotopic ratios were calculated for 470 Ma considered as the age of migmatisation (see previous section). Only one sample (MO63), corresponding to an amphibolite, yield tholeiitic character with positive  $\epsilon\text{Nd}$  ( $= +3.18$ ) and present-day  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.70924. The calculated depleted mantle model age ( $T_{\text{DM}}$ ) is 0.9 Ga. The other samples including metasediments of different grades, migmatites and granitoids are all characterized by continental crust isotopic signature. The initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in low grade metasediments may

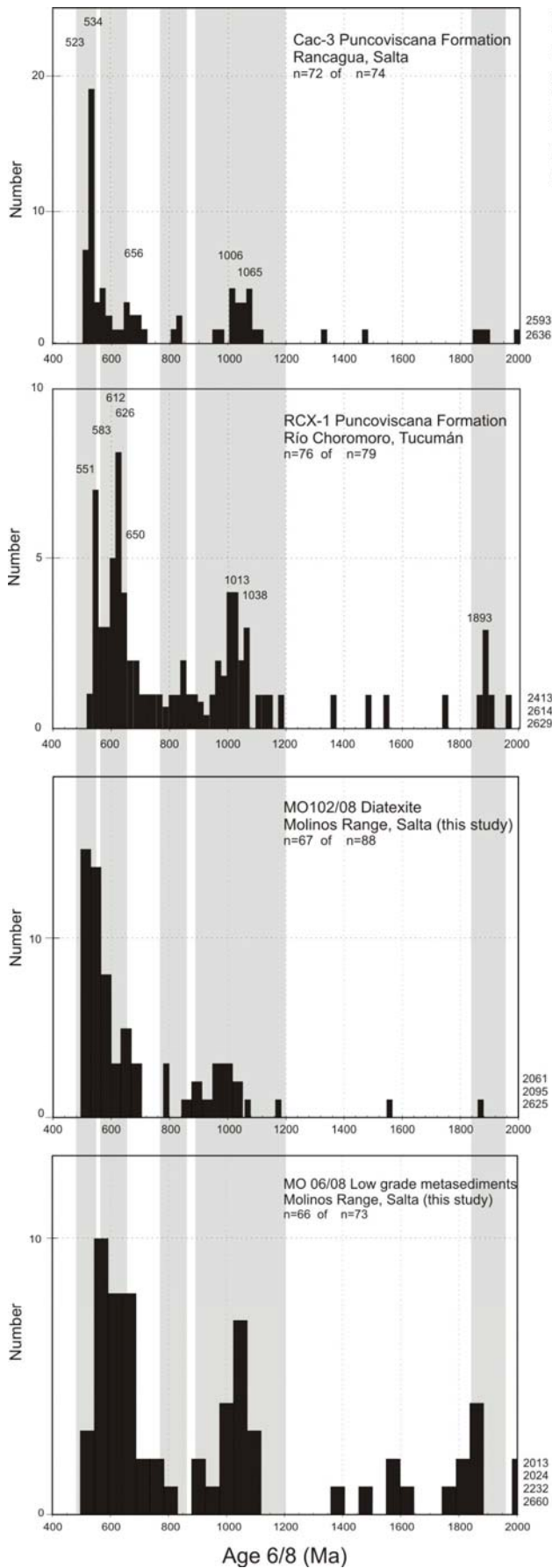


Fig 13. Age distribution for inherited zircons in the migmatites and low grade sediments compared with zircon ages from Puncoviscana sequence (Adamset al., 2008). Note the agreement in age distribution between the inheritance in migmatites, the low grade rocks and detrital zircons of Puncoviscana Formation (Rancagua and Río Choromoro localities).

vary widely from 0.800357 to 0.718298, conversely exhibit narrow  $\epsilon\text{Nd}_t$  (-6.7; -7.2) values, similarly to migmatic gneisses and migmatites (see Fig. 14). The initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $_{470 \text{ Ma}}$ ) ratios of leucogranites range usually from 0.708928 to 0.717896 which resemble that of the leucosome (MO 53),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $_{470 \text{ Ma}}$ )=0.719097. These rocks, which represent the initial melts, also exhibit more varied  $\epsilon\text{Nd}_t$  values, from -7.81 going up to -3.02, when compared with their metasedimentary protoliths. Granite facies of trondjhemitic composition show a slight increment in its  $\epsilon\text{Nd}_t$  values with increase of Na/K ratio (Fig. 15A). Nonetheless, the isotopic data is consistent with all these rocks being genetically related, with the granitoids having been generated by anatexis of its high-grade host rocks and not as a result of a mixed source or mantle component.

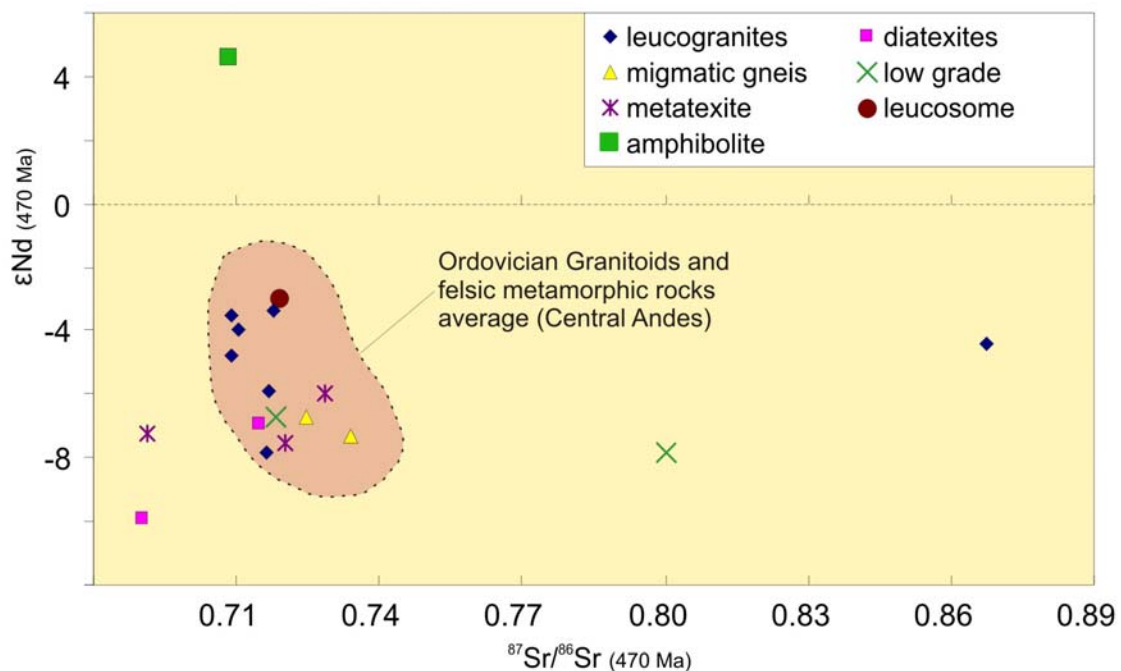


Fig. 14 Initial Sr and Nd isotope ratios of rocks from Molinos complex. The colored area represents the average for Ordovician rocks between 21 and 27°S (see Franz et al., 2006).

The heterogeneity of the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios among samples of granitoids, could be related to Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis as mentioned by Harris, 1996. The possibility that granitic melt do not inherit the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  signature of its protolith as a result of accessory-phase dissolution has been recognized by various authors (see Ayres and Harris, 1997 and references therein). This phenomenon has been observed specially in those anatectic granites where the low temperature and the rapid melt extraction avoided isotopic equilibration with the restite component (e.g. the Himalayan leucogranites).

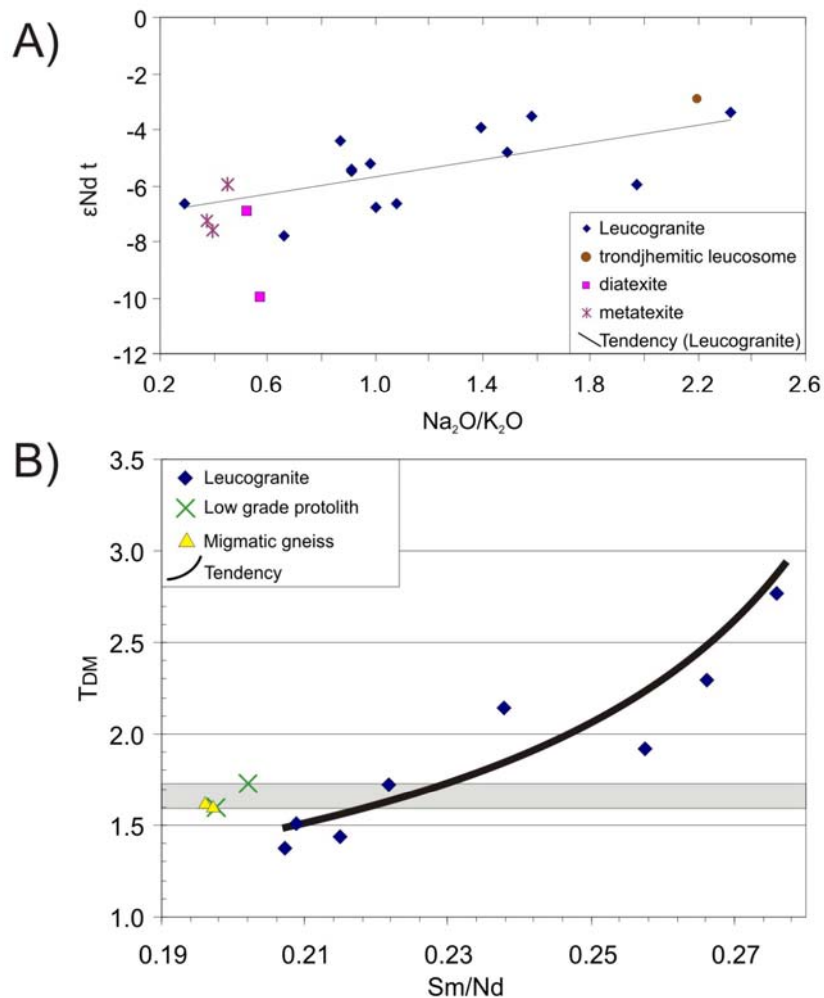


Fig. 15 A) Positive correlation between  $\epsilon_{Nd}$ , and Na/K ratio in granite facies of trondjhemitic tendency. B) Effects of fractionating Sm/Nd ratio in melt on calculated TDM for Molinos Anatectic Granites. The horizontally shaded field indicates the range of model Nd age obtained from metasedimentary protoliths.

For this reason careful should be taken interpreting the geologic meaning of Nd model ages of anatectic granites. Model age calculation generally assumes that no Sm/Nd fractionation occurs during melt formation, and that the melt reach the equilibrium with its protolith. However, it is well established that Sm/Nd ratios are affected by crustal anatexis or by late-stage fractional crystallization where dissolution of accessory phases such as monazite and apatite may strongly influence the REE chemistry of the melt (Pimentel and Charnley, 1991; Ayres and Harris, 1997 and references therein). Because Sm/Nd fractionation renders model Nd ages of high silica melts virtually meaningless, such calculations are better applied to the source rocks from which the granites are derived than to the granites themselves (see also Harris, 1996; Fig. 15B). To illustrate more clearly how the migmatization process influenced the Nd isotope equilibrium, the samples were plotted in a Sm/Nd vs  $^{143}Nd/^{144}Nd$  graph (Fig. 16).

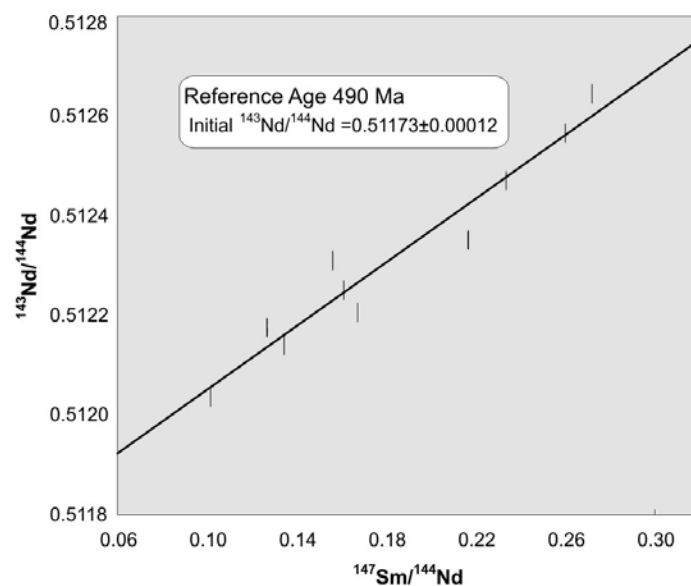


Fig. 16 Sm-Nd isotopic ratios of cogenetic samples. The reference line represents roughly the time at which the isotopic system suffered fractionation.

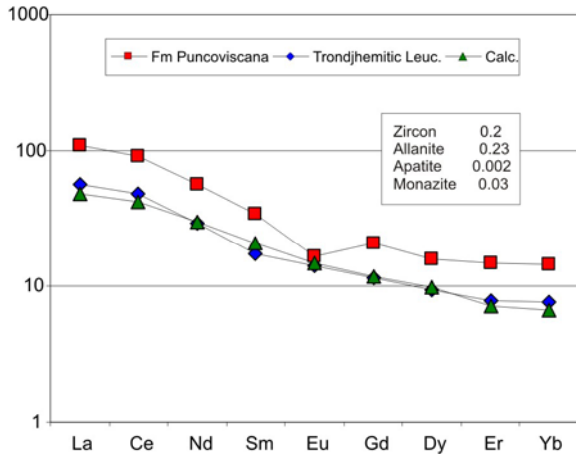
If we assume that all these samples as derived from the same protolith, they must define a reference line indicative of the age where the isotopic system underwent fractionation. As it show in the graph, the migmatites, leucogranites and metasediments align with a 490 Ma reference line, which is close to the U-Pb crystallization age obtained for leucosomes.

## 7. Geochemical modelling of leucosomes

Geochemical modelling of leucosomes can be helpful to understand the origin and behavior of granitic magmas like those that gave rise leucogranites and trondjemites of the Cachi Formation, in others locations along the Calchaquí valley. Trondjemites have particular interest since they were linked to potentially economic columbite-tantalite pegmatitic deposits (Galliski, 1983, 2002) in the El Quemado district, province of Salta. Several models have been suggested before using mantle derived rocks and lower crust rocks as possible sources with no conclusive results (e.g. Mendez et al., 2006) or related with a TTG (trondjemite-tonalite-granodiorite) magmatism (Pankhurst et al., 2000). We attempt to reproduce the compositional variability of leucosomes (samples MO106/08 and MO53) using the metapelites of Puncoviscana Formation as the only protolith (MO104/08) (See compositions in Geochemistry section). Formation of migmatites and leucogranites with pelitic or psammopelitic protolith involves mainly muscovite or biotite dehydration-melting reactions with or without fluid influx, and partial melt back-reactions (Patiño Douce and Harris, 1998; Milord, 2001; Otamendi and Patiño Douce, 2001). Phase relationships, (e.g. inclusions of biotite, sillimanite and quartz in cordierite) like those observed in the petrography, indicate



	Protolith	Leucosome	Melt		
	MO 104/08	MO53	Calc.	residuuum	%wt
SiO2	68.12	70.16	70.177	Qtz	39
TiO2	0.62	0.34	0.369	Bt	19
Al2O3	15.86	16.33	16.334	Ms	18.5
Fe2O3	5.84	2.87	2.877	Crd	11.8
MgO	2.86	1.24	1.267	K-feld	9
CaO	0.61	3.01	2.542	Mgt	2.7
Na2O	2.04	4.16	4.538	Total	100
K2O	4.04	1.89	1.886		
total	100	100	100		
Sum of squares of residuals			0.357	F=0.36	



	Protolith	Leucosome	Melt		
	MO 104/08	MO106/08	Calc.	residuuum	%wt
SiO2	68.12	74.3	74.296	Qtz	29
TiO2	0.62	0.16	0.391	Bt	24
Al2O3	15.86	14.98	14.989	Crd	24
Fe2O3	5.84	1.35	1.337	Pl (An15)	19
MgO	2.86	0.63	0.574	Mgt	4
CaO	0.61	0.9	0.754	Total	100
Na2O	2.04	2.13	2.133		
K2O	4.04	5.55	5.517		
total	100	100	100		
Sum of squares of residuals			0.08	F=0.52	

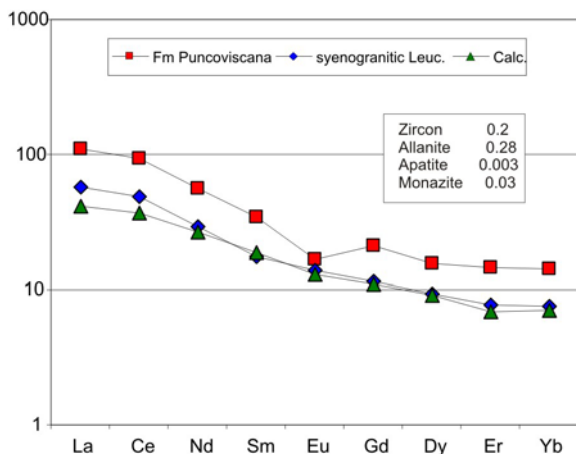


Fig. 17 Geochemical modelling for leucosomes from Molinos migmatites

migmatites from sierra de Quilmes (see Büttner et al., 2005) and partition coefficients of Bea (1994). The results are shown in figure 17. There is a strong influence of accessory minerals such as zircon, apatite, allanite and monazite on rare earth elements distribution, even when present in extremely low concentrations (see Fig.17). Trondjhemitic leucosomes yield a

dehydration-melting of biotite to produce peritectic cordierite. Several authors show that cordierite can be formed by dehydration-melting of biotite at pressures  $\leq 400$  MPa and temperatures around  $700^{\circ}$ - $750^{\circ}$ C (Clemens and Wall, 1981; Grant, 1985; Vielzeuf and Holloway, 1988; Vielzeuf and Montel, 1994). We estimate the conditions above for the beginning of the partial melting and consequently the formation of leucosomes in the migmatites of Molinos. The same mineral reaction formed more garnet instead cordierite southward in the migmatites of sierra de Quilmes, were the temperature and pressure were slightly elevated ( $\sim 600$  Mpa and  $800^{\circ}$ C) and the proposed protolith is the same (Büttner et al., 2005). The melt composition and the degree of partial melting (F) required to form leucosomes like those observed in migmatites samples were calculated using the mass balance equation:  $C_L = [C_o - (1-F) C_s] / F$  by means of the least-squares regression. Next, batch melting formulation [see Rollinson, 1993; equation (4.6)] was employed to reproduce the rare earth elements patterns of trondjhemitic leucosomes (MO53) and syenogranitic leucosomes (MO106/08) respectively. To accomplish more reliable results were used biotite and cordierite compositions of

degree of partial melting (F) in the order of 0.35, lower than that required to form syenogranitic leucosomes of 0.52, which is agree with field observations of *in situ* and *in source* crystallization respectively. These melt fractions correspond by volume to ~15 - 22% and represent the transition between the *liquid percolation threshold* (LPT) and the *melt escape threshold* (MET) (Vigneresse et al., 1996), in which the transport of the liquid phase is amplified by deformation toward dilatant sinks allowing local magma displacement first, to be then extracted and transported over large distances toward the upper crust. The mineralogy of solid residuum is consistent with cordierite-biotite rich melt-depleted rocks described as residual migmatites.

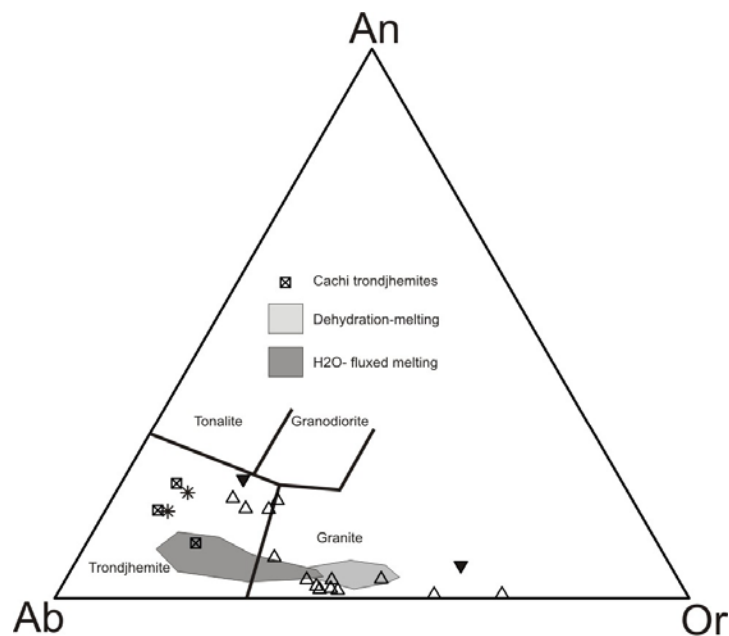


Fig. 18 Compositional ranges of experimentally generated melts (grey areas; from Patiño Douce and Harris, 1998) compared with Molinos granitoids and trondjemites. Samples of Cachi Formation (L1-1-07, L1-1-15, L1-1-14) are from Mendez et al., (2006).

The geochemical modelling reveal that is feasible to produce Na-rich melts with trondjhemitic tendency resembling the magmas that originated the Cachi Formation from melting of K-rich Puncoviscana sediments without any participation of mantle component. The sum of squares of residuals, are in both cases, quite below 0.5 implying good equivalence between the calculated models and the measured compositions. Our results are supported by experimental studies carried out by Patiño-Douce and Harris (1998) on the Himalayas anatectic leucogranites. These authors demonstrate that migmatites with trondjhemitic leucosomes are the possible outcome of H<sub>2</sub>O-fluxed melting of metapelitic rocks. A little influx of H<sub>2</sub>O (1-4%wt) is required to produce melting at low temperature (700–750°C), sufficient to cause



changes in the stoichiometry of melt producing reactions. The difference with dehydration-melting is that H<sub>2</sub>O-fluxed melting consumes plagioclase in greater proportion than micas leaving a plagioclase-poor residuum. According to these authors such migmatites could be the earliest appearance of melt during prograde metamorphism of a thickening orogenic belt, at time that leucogranites are more like the products of dehydration or vapor absent reactions (see also Conrad, 1988). Furthermore, Harris et al. (1993) found that high Rb/Sr ratios (4–10) suggest granite formation at vapour-absent conditions (dehydration melting), whereas Rb/Sr ratios  $\leq 3.5$  suggest vapour-present melting. Accepting the validity of their modelling the trondjhemitic leucosomes and trondjhemites of Molinos, with Rb/Sr ratios  $\leq 3.5$ , would be product of H<sub>2</sub>O fluxed-melting while syenogranitic leucosomes and leucogranites imply dehydration-melting (Rb/Sr  $\leq 4$ ).

## **8. Geological implications and conclusions**

The occurrence of all gradations from thin granite streaks to wider veins, sheets and plutons (e.g. Fig. 4D), suggest formation of the granitoids by anatexis of metasedimentary rocks of the Puncoviscana sequence. The studied suite of rocks represents different elements of an anatectic system active during Famatinian Orogenic Cycle at ~470 Ma, under low pressure amphibolite facies.

### *8.1 Petrogenesis*

-The chemistry of melts produced during the partial melting process seems to be controlled by the water activity during anatexis, which modify drastically the K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O; Rb/Sr; Sr/Ba ratios. Trondjhemitic and syenogranitic leucosomes then can represent different melt fractions of the same source and its chemical diversity is understood as the consequence of H<sub>2</sub>O activity during melting (Fig. 18). By comparison with partial melting experiments carried out by Patiño Douce and Harris (1998) on metapelitic protoliths at 6 Kbar, 700-750°C and 1-2 H<sub>2</sub>O, muscovite breakdown is likely the main melt-producing reaction nevertheless petrographic evidence show that biotite breakdown also existed. H<sub>2</sub>O-rich fluids could have been introduced along shear zones as those usually associated with granitoids throughout the Calchaqui Valley and that were probably reactivated several times (e.g. Brealito and Cerro Durazno). The shape of water-saturated solidus of resulting granites would translate in low capacity of ascent making these magma batches to crystallize as small bodies close to their source. Because of this, it would be interest to determine in granitoids and pegmatites the contribution of boron, fluorine or phosphorous inferred from mineralogy in diminishing the viscosity of highly evolved magmas, enabling emplacement at shallower crust levels.

-It is evident from field observations; schlieren and local or patchy accumulation of biotite in leucogranites sheets, that large proportion of biotite from host rocks was carried out by melt during ascent. Thus, chemical differences within and between related units of granitic rocks is interpreted as the result of variable degrees of separation of restitic material from the granitic melt, the 'restite model' (White and Chappel, 1977; Chappel et al., 1987). For this reason it is important to remark that the chemical analyses may do not represent pure melt compositions and careful should be taken in interpreting geochemical modelling. Likewise, our ICP-MS provenance study reveals that a large proportion of zircon in the various granites is inherited from the source, i.e. restitic in origin. The statistically highly significant correlation between Zr concentrations and the proportions of biotite in the granites could be interpreted in terms of the restite model, assuming that a significant proportion of the biotite is restitic in origin, and much of the zircon was enclosed in biotite.

-The complex age spectra of the zircon population allow the Puncoviscana Formation to be distinguished from other potential sources (see Fig. 13).

-Location of migmatites leucosomes at structurally controlled sites as shears bands, interboudine partitions, folds hinges or net-like structures (Figs. 4A,B,C,D), indicate melt flow through the migmatites during deformation as widely suggested by many authors (e.g. Brown and Solar, 1998ab, Solar and Brown, 2001). Consequently, the association between HTLP metamorphic complex, migmatites and leucogranites is interpreted as a melt drainage system for melt migration during shearing-enhanced melt-extraction processes in the upper crust. As the melt fraction increase, stromatic metatexites became diatexites highly contaminated by source material. Once a critical melt fraction forms and mechanical conditions allow, such diatextic magmas may segregate and evolve as typical granitic magma (e.g by restite-unmixing or/and fractional crystallization), leaving schlieren as residuum and granitic liquids leading to leucogranite formation. Kriegsman and Nyström (2003) have argue that melt segregation rate in migmatites can not be constrained from geochronology approaches owing to time resolution of current analytical techniques. However, the chronological data acquired imply that the time spent above the solidus was of several million years, at least from 472 Ma (Molinos trondjemite) to 462 Ma (La Angostura granite; Lork et al., 1989) over which occurred migmatization, granite extraction (segregation) and in situ crystallization of remaining melt.

## *8.2 Geodynamic constraints*

The Famatinian Orogeny has been discussed in a tectonic context of subduction involving one or two magmatic arcs, collisional tectonics, crustal shortening in a mobile belt setting, and/or

terrane accretion (e.g. Ramos et al., 1999; Ramos, 2008; Lucassen 2000). The obtained model ages, ranging roughly from 1.4 to 2 Ga, and inherited zircon cores of metasediments, migmatites and granitoids suggest older crust recycling and homogenization rather than new crust creation in the Early Paleozoic. Similarities on chemical and isotopic composition of crustal derived rocks throughout the Central Andes point toward various depth generation and hybridization in the lower and mid crust (Damm et al., 1990; Büttner et al., 2005; Viramonte et al., 2007). Underplating of mantle-derived magmas at the base of crust have been largely proposed (e.g. Lucassen et al., 2000; Franz et al., 2006 and references therein) at the Central Andes latitudes as the main heat source that promoted HTLP metamorphism, migmatization and the widespread Ordovician magmatism. Scarce exposures of metamafic rocks with mantle signature ( $+ \epsilon \text{Nd}_T 2 - 5$ ) and tholeiitic characteristics (e.g. sample MO 63, this study) might represent the mantle heat input (Becchio et al., 1999; Viramonte et al., 2007). Büttner (2005) in agreement with the geodynamic interpretation of circum-pacific S-type granites (see Collins and Richards, 2008) have showed that mafic underplating, together with back-arc extension and near-isothermal decompression can be effective mechanisms driving partial melting and granite production along southwest Gondwana margin. The formation of ordovician marine basins in northwestern Argentina and southern Bolivia is consistent with a back-arc extensional tectonic setting, from ~470 Ma to ~455 Ma (Bahlburg, 1990; Bahlburg and Hervé, 1997; Bock et al., 2000).

### **Acknowledgements**

We thank R. Pereyra, A. Nieva, R. Dominguez (Universidad Nacional de Salta) for help with sample preparation and chemical analyses; Barbara Lima and Massimo Matteini, for help with the isotope analytical work at University of Brasilia. Financial support for field and laboratory work was provided by projects: PIP 6103 CONICET; 1350/1 and 1790/1 CIUNSa-UNSa.

### **9. References**

- Aceñolaza, F.G., Durand, F., and Diaz Taddei, R. 1976. Geología y contenido paleotológico del basamento de la región de Cachi, provincia de Salta, República Argentina. *Actas VI Congr. Geol. Argent.* 1:319–332.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. and Toselli, A.J., 2000. The Pampean and Famatinian cycles – Superposed orogenic events in West Gondwana. In: Miller, H., Hervé, F. (Eds.), Geoscientific Cooperation with Latin America. *Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft SH1.*, 31st International Geological Congress, pp. 337-344.
- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J. and Griffin, W.L., 2008. The Puncoviscana Formation of Northwest Argentina. U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic

- ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *N. Jb. Geol. Paläont.* Vol. 247/3, p. 341–352, Stuttgart.
- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agraniér A. and Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (12) (2004), pp. 2725–2744.
- Ayres, M., Harris, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology*, 139: 249-269.
- Bahlburg, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. *Geotekton. Forsch. Stuttg.* 75:1–107.
- Bahlburg, H., and Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109: 869–884.
- Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation–ICP-MS study). *Chem. Geol.* 117, 291–312.
- Becchio, R., Luccassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K., 1999. El Basamento Paleozoico Inferior del noroeste de Argentina (23°-27°) - Metamorfismo y geocronología. *Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino*, T 1, p. 58-78.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., Zimmermann, U., 2000. Tracing crustal evolution in the southern central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical and Nd and Pb isotope data. *J. Geol.* 108:515–35.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. \_Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam.
- Brown, M. and Solar, G. S., 1998a. Shear zones and melts: positive feedback in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20, 211-227.
- Brown, M. and Solar, G. S., 1998b. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, Vol. 20, No. 9/10, pp. 1365-1393.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini M. and Dantas, E., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by *laser ablation* multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS), *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 81: 99–114.
- Büttner, S., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdtmann, S., Handler, R. and Franz, G., 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the settings of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos*, 83, 143-181.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D., 1987. The importance of residual material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* **28**, 1111–1138.

- Clarke, D. B., 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine* 59, 311–325.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist* 19, 111–131
- Clemens, J. D. and Droop, G. T. R., 1998. Fluids, *P-T* paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust: *Lithos*, v. 44, p. 21–36, doi: 10.1016/S0024-4937(98)00020-6.
- Conrad, W. K., Nicholls, I. A. & Wall, V. J. (1988). Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology* 29, 765–803.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., Harmon, R.S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R., Niemeyer, H. 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. In: Kay, S.M. and Rapela, C.W. (Eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska*: Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special paper 241.
- De Paolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of Mesozoic calc-alkaline granitic batholith of the Sierra Nevada and peninsular ranges. California. *Journal Geophysical Research* 86, 10470–10488.
- Domínguez, F., Becchio, R., Viramonte, J.G., Martino, R. y Pimentel, M 2006- El basamento ígneo - metamórfico del borde occidental del salar Centenario. Petrografía y estructura. Puna Austral. Salta. *Avances en microtectónica y geología estructural*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D. 9:161-168-
- Fernandez, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, J.G. 2008. Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Research* 14: 451-473.
- Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R.B., Romer, R.L., et al., 2006. Crustal Evolution at the Central Andean Continental Margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction. In *The Andes, Active Subduction Orogeny*, ed. O Oncken, G Chong, G Franz, P Giese, H-J G. otze, VA Ramos, et al., pp. 45–64. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag.
- Galliski, M.A. 1983. Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, Provincia de Salta. Geología de sus pegmatitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 340-380.
- Galliski, M.A. y Miller, C., 1989. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: Condicionamientos impuestos por elementos de Tierras Raras e Implicancias Tectónicas. *Actas Reunión Geotransectas de América del Sur*, 58-62.
- Galliski, M.A., 2002. The mineralized pegmatites from the Pampean Ranges (*in* IANIGLA, 30 years of basic and applied research on environmental sciences)

- Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Mendoza, Argentina, 243-247.
- García, H.H., Rossello, E.A., 1984. Geología y yacimientos minerales de Papachacra, Depto. Bele'n, Catamarca, Argentina. Actas, IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche 7, 245–259.
- Gioia, S. M. C., Pimentel, M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219–245.
- Grant, J. A. (1985). Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: Ashworth, J. R. (ed.) *Migmatites*. Glasgow: Blackie, 86–144.
- Gromet, L.P., Dymek, R. F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L. 1984. The “North American Shales Composite” its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469-2482.
- Harris, N. (1996). “Radiogenic Isotopes and the Interpretation of Granitic Rocks,” *Episodes* 19 (4), 107–113.
- Harris, N., Inger, S., Massey, J., 1993. The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites. In: Treloar, P.J., Searle, M.P. (Eds.) *Himalayan Tectonics*. Special Publication, Geological Society of London, vol. 74, pp. 391–400.
- Hongn, F. D.; Mon, R.; Cuevas, J.; and Tubía, J. M. 1996. Esquisse structural et cinématique de zones de cisaillement calédoniennes à haute température dans la Quebrada Barranquilla, Puna Oriental (Argentina). *C. R. Acad. Sci. Paris* 323:809–815.
- Hongn, F. y Becchio, R., 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, basamento de los Valles Calchaquies, Provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 54 (1): 74-87.
- Hongn, F.D., Mon, R., 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En González Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J.G. (Eds.), *Geología del Noroeste Argentino*. Relatorio 148 Congreso Geológico Argentino, Salta, 1, pp. 212–216.
- Hongn, F. D. y Seggiario, R. E., 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 87 p. Buenos Aires.
- Jêzek, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. In: Aceñolaza F, Miller H, Toselli AJ (eds) *El Ciclo Pampeano en el noroeste argentino*. Serie Correlación Geol. 4: 9–36.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277–279.
- Košler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett M. and Pedersen, R.B., 2002. U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICP-MS and SIMS techniques, *Chemical Geology* 182 (2002), pp. 605–618.

- Lork, A., Miller, H., Kramm, U., 1989. U–Pb zircon and monazite ages of la Angostura granite and the orogenic history of the northwestern Argentine basement. *Journal of South American Earth Sciences* 2, 147–153.
- Lork, A. and Bahlburg, H., 1993. Precise U–Pb ages of monazites from the faja eruptiva de la Puna oriental, and the Cordillera Oriental, NW Argentina. *Actas XII Congr. Geol. Argent. Congr. Explor. Hidrocarb.* 4:1–6.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke., H. G., Franz, G., Thirlwal, M.F., Viramonte, J. G. and Wemmer, K., 2000. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°-26°S) a Metamorphic View. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:697-715.
- Lucassen, F., Becchio, R., 2003. Timing of high-grade metamorphism: early Palaeozoic U–Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26–298S). *J. Metamorph. Geol.* 21: 649– 664.
- Méndez, V., Nullo, F. y Otamendi, J., 2006. Geoquímica de las Formaciones Puncoviscana y Cachi -Sierra de Cachi, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61:256-268.
- Milord, I., Sawyer, E.W., Brown, M., 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology* 42, 487–505.
- Mon, R. and Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the central Andes between 22\_ and 32\_ S. lat. *Geol. Rundsch.* 83:745–758.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51, 1–10.
- Omarini, R. H., Sureda, R. J., Götze, H. J., Seilacher, A., and Pflüger, F., 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *Int. J. Earth Sci.* 88:76–97.
- Otamendi, J. E., Patiño Douce, A. E., 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the northern Sierra Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1751–1772.
- Pankhurst, R. J. Rapela C. W. and Fanning, C. M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 151-168.
- Patiño Douce, A. E. and Harris N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39 (4): 689-710.
- Pimentel, M. M., Charnley, N., 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm–Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chem. Geol.* 86: 123-138.

- Ramos, V., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino.1. Evolución tectónica de la Argentina. *In* Caminos, R., ed. Geología Argentina. Inst. Geol. Recurs. Miner. Anal. 29:715–784.
- Ramos, V., 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 36:289–324.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. and Saavedra, J., 1992. The lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogen. *International Geology Review*, 34: 1081-1142.
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, London. 352 p.
- Rossi, J. N., Toselli, A. J., and Durand, F. R., 1992. Metamorfismo de baja presión, su relación con el desarrollo de la cuenca Puncoviscana, plutonismo y régimen tectónico. Argentina. *Estud. Geol.* 48:279–287.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada. 371p.
- Sola, A., Becchio, R. A. y Pimentel M. M., 2009. “Magmatismo granítico en el extremo norte de la sierra de Molinos, Provincia de Salta. Leucogranito Pumayaco. Anatéxis cortical durante el ciclo orogénico Famatiniano”. *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Vol. Esp.: Magmatismo de los Andes Centrales (In press)*.
- Solar, G., Brown, M., 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology* 42 (4), 789–823.
- Stevens, G. and Clemens, J.D., 1993. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: A slanted summary?: *Chemical Geology*, v. 108, p. 1–17, doi: 10.1016/0009-2541(93)90314-9.
- Toselli, A.J., Sial, A.J. and Rossi, J.N., 2002. Ordovician Magmatism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, NW of Argentina. *In* Aceñolaza, F.G. (Ed.) Aspects of the Ordovician System in Argentina, INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 313-326, Tucumán.
- Turner, J., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria (Argentina). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 41: 163-196. Córdoba, Argentina.
- Turner, J. C., and Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Bol. Acad. Cienc. Córdoba* 51:11–24.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257–276.



- Vielzeuf, D. and Montel, J. M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375–393.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. & Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and Crystallization with Application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37: 1579-1600.
- Viramonte, J.M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Pimentel, M.M., Martino, R.D., 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U–Pb and Sm–Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24 167–183.
- Wegmann, M.I., Riller, U., Hongn, F.D., Glodny, J. and Oncken, O., 2008. Age and kinematics of ductile deformation in the Cerro Durazno area, NW Argentina: significance for orogenic processes operating at the western margin of Gondwana during Ordovician – Silurian times, *Journal of South American Earth Sciences* 26: 78-90.
- White, A.R.J., Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granite genesis. *Tectonophysics* 43: 7–22.

## 10. Appendix

Table 1. Major element (in wt%) and trace element (in ppm) composition of metasediments, migmatites and granitoid rocks from Molinos range. LOI: Loss on ignition; n/d: below limit of detection

Petrology	Puncoviscana Fm						Migmatic Schists		Stromatic Migmatites							
	Puncoviscana Fm		low grade	low grade	low grade	low grade	schist	schist	metatexite	metatexite	metatexite	metatexite	mesosome	metatexite	leucosome	leucosome
	MO-103-08	MO-104-08	MO-40	MO-24	mo-49	mo-25	mo-39	mo-26	mo-44	mo-37	mo-38	MO-108-08	MO-105-08	MO-31	mo-53	MO-106-08
<b>SiO2</b>	73.78	65.74	64.785	73.924	71.87	59.71	69.451	65.30	66.55	62.451	64.574	66.34	64.53	65.479	69.277	72.85
<b>TiO2</b>	0.50	0.60	0.662	0.526	0.52	0.77	0.603	0.71	0.62	0.786	0.694	0.63	0.68	0.684	0.338	0.16
<b>Al2O3</b>	11.64	15.31	15.854	11.595	12.37	18.29	14.219	16.51	15.97	16.854	16.564	15.41	16.62	15.981	16.121	14.69
<b>Fe2O3</b>	3.69	5.64	6.253	4.073	4.74	7.20	4.837	6.21	5.34	7.235	6.776	5.51	6.07	5.987	2.83	1.32
<b>MnO</b>	0.05	0.08	0.095	0.147	0.06	0.14	0.101	0.10	0.09	0.12	0.116	0.11	0.11	0.104	0.061	0.03
<b>MgO</b>	1.46	2.76	2.687	1.797	2.03	2.94	2.034	2.56	2.33	3.131	2.977	2.43	2.67	2.616	1.228	0.62
<b>CaO</b>	0.97	0.59	0.983	1.846	0.99	0.35	1.768	1.35	1.07	0.731	0.763	1.46	0.98	0.88	2.968	0.88
<b>Na2O</b>	4.01	1.97	1.979	2.334	3.06	1.74	2.5	2.89	1.96	1.726	1.786	2.20	1.82	2.124	4.112	2.09
<b>K2O</b>	1.15	3.90	4.075	2.034	1.96	5.07	3.166	3.27	4.33	4.606	4.54	3.93	4.20	4.189	1.868	5.44
<b>P2O5</b>	0.22	0.18	0.186	0.193	0.17	0.18	0.198	0.18	0.19	0.142	0.17	0.21	0.19	0.178	0.308	0.24
<b>LOI</b>	1.71	2.43	1.49	0.87	1.57	2.83	0.92	0.90	1.95	2.61	0.83	1.05	1.34	0.86	0.7	1.05
<b>total</b>	99.18	99.20	99.049	99.339	99.34	99.21	99.797	99.98	100.39	100.39	99.79	99.28	99.20	99.082	99.811	99.37
<b>Ba</b>	187	324	400	199	191	n/d	386	306	456	391	417	495	402	385	176	930
<b>Rb</b>	51	142	146	98	83	23	148	132	148	161	148	160	147	143	113	125
<b>Sr</b>	130	37	104	175	108	167	67	127	113	83	91	129	102	100	271	258
<b>Zr</b>	257	158	178	223	168	423	173	197	160	187	154	245	186	179	144	84
<b>Y</b>	35	31	37	35	35	32	37	36	32	38	35	33	34	35	24	22
<b>Nb</b>	10	11	14	12	12	8	14	13	13	14	13	12	12	14	8	4
<b>U</b>	1	4	2	n/d	n/d	n/d	3	3	n/d	1	n/d	0	1	n/d	n/d	0
<b>Th</b>	6	11	2	6	2	5	5	n/d	2	2	6	11	11	1	5	3
<b>Ni</b>	36	40	40	35	37	18	49	38	37	45	46	41	36	39	18	10
<b>Cr</b>	31	63	61	61	59	47	112	65	62	86	64	52	63	67	18	6
<b>V</b>	96	127	123	88	100	32	175	137	121	144	138	139	127	129	64	19
<b>La</b>	31.9	34.2				33.2				44.1	38.8	38.3	41		18	19.2
<b>Ce</b>	70.1	75				70.6				98.5	80.9	84.3	86.5		39.2	40.6
<b>Pr</b>	8.04	8.54				8.07				11.32	9.79	9.63	10.12		4.7	4.71
<b>Nd</b>	30.4	33.5				29.4				40.5	36.9	38.3	39.9		17.5	17.5
<b>Pm</b>																
<b>Sm</b>	6.07	6.55				5.83				7.78	6.91	7.26	7.7		3.34	3.49
<b>Eu</b>	1.09	1.2				1.15				1.39	1.31	1.35	1.33		1.01	0.83
<b>Gd</b>	5.16	5.39				5.1				6.68	5.85	6.18	6.28		2.98	3.2
<b>Tb</b>	0.88	0.93				0.88				1.15	1.03	1.04	1.02		0.55	0.55
<b>Dy</b>	5.03	5.09				4.81				6.28	5.69	5.68	5.55		3.06	3.01
<b>Ho</b>	1.03	1.05				1.02				1.29	1.16	1.14	1.14		0.57	0.56
<b>Er</b>	2.91	3.11				2.91				3.56	3.31	3.32	3.24		1.64	1.69
<b>Tm</b>	0.46	0.49				0.45				0.6	0.55	0.53	0.53		0.27	0.26
<b>Yb</b>	2.65	2.98				2.75				3.53	3.17	3.22	3.19		1.57	1.44
<b>Lu</b>	0.39	0.43				0.4				0.55	0.48	0.47	0.47		0.23	0.24
<b>Total REE</b>	166.11	178.46				166.57				227.23	195.85	200.72	207.97		94.62	97.28

Table 1 (continued)

Petrology Samples	In situ diatexites Molinos				Pumayaco													
	diatexite	diatexite	diatexite	diatexite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite	leucogranite
	mo-61	mo-51	MO-110-08	MO-102-08	mo-59	mo-34	mo-90	mo-35	mo-33	mo-55	mo-57	mo-80	mo-82	mo-56	mo-58	mo-72	mo-78	mo-77
SiO <sub>2</sub>	64.787	62.116	64.16	65.92	75.063	75.04	74.07	75.08	74.86	73.43	71.97	72.72	75.16	72.27	75.13	69.58	76.03	71.85
TiO <sub>2</sub>	0.628	0.8503	0.71	0.59	0.057	0.02	0.01	0.16	0.09	0.09	0.27	0.27	0.03	0.28	0.05	0.32	0.05	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.73	16.768	16.67	16.23	14.503	13.83	15.13	13.74	14.36	14.56	14.70	14.77	14.80	14.37	14.42	16.59	14.44	15.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.873	6.892	6.35	5.12	0.681	0.73	0.42	1.76	1.02	0.89	2.46	2.48	0.65	2.49	0.61	2.48	0.64	2.45
MnO	0.115	0.116	0.11	0.13	0.053	0.07	0.20	0.07	0.04	0.07	0.08	0.08	0.26	0.07	0.10	0.07	0.02	0.96
MgO	2.737	2.881	2.77	2.26	0.367	0.24	0.21	0.71	0.53	0.40	1.06	1.02	0.12	1.11	0.21	1.25	0.18	0.34
CaO	0.593	0.746	0.87	0.88	0.575	0.39	0.20	1.05	0.72	0.75	2.05	2.08	0.38	2.12	0.50	2.75	0.52	0.72
Na <sub>2</sub> O	2.363	2.208	2.14	2.24	4.028	3.74	2.01	4.14	3.28	3.80	3.82	4.03	2.75	3.55	3.88	4.53	3.79	3.71
K <sub>2</sub> O	4.149	4.257	3.87	4.08	4.015	4.30	6.86	2.97	4.99	4.18	2.41	2.05	5.87	2.38	3.96	1.96	4.16	3.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.18	0.21	0.25	0.239	0.17	0.58	0.15	0.23	0.27	0.18	0.20	0.28	0.15	0.24	0.39	0.24	0.27
LOI	2.28	2.01	1.19	1.79	0.52	0.56	0.37	0.31	0.57	0.61	0.77	0.59	0.32	0.46	0.87	0.76	0.65	0.41
<b>total</b>	<b>100.46</b>	<b>99.02</b>	<b>99.06</b>	<b>99.48</b>	<b>100.10</b>	<b>99.10</b>	<b>100.04</b>	<b>100.14</b>	<b>100.68</b>	<b>99.05</b>	<b>99.78</b>	<b>100.29</b>	<b>100.61</b>	<b>99.23</b>	<b>99.97</b>	<b>100.68</b>	<b>100.70</b>	<b>99.75</b>
Ba	308	419	408	511	56	38	67	240	212	113	275	235	54	347	54	99	105	23
Rb	210	229	164	142	285	157	284	154	183	352	179	127	163	178	366	87	201	111
Sr	82	96	84	141	n/d	4	28	91	114	26	148	151	n/d	145	n/d	273	n/d	5
Zr	147	171	181	172	20	17	3	68	45	38	142	141	28	142	22	158	20	122
Y	34	33	36	31	18	18	15	32	25	21	30	29	15	28	18	24	19	16
Nb	12	13	11	12	11	33	34	12	9	12	9	10	11	9	14	10	11	0
U	2	2	0	1	1	1	n/d	n/d	1	1	n/d	n/d	n/d	2	n/d	1	n/d	n/d
Th	10	9	12	10	n/d	2	n/d	3	n/d	1	4	6	n/d	5	1	2	2	0
Ni	36	38	41	36	6	n/d	n/d	11	n/d	6	16	18	10	12	7	14	3	n/d
Cr	77	90	67	49	11	8	3	13	11	5	18	15	10	14	9	15	4	9
V	128	161	134	138	2	9	n/d	32	14	11	47	44	n/d	58	8	33	5	n/d
La	80.24	39.1	41.6	33.4									1.38			12.6		2
Ce	155.69	85.8	92.7	73									3.35			27.5		3.6
Pr	19.78	9.88	10.6	8.41									0.47			3.48		0.44
Nd	76.69	36.7	39.5	33.1									1.92			12.6		1.6
Pm																		
Sm	14.28	7.08	7.72	6.14									0.78			2.5		0.49
Eu	2.78	1.22	1.45	1.2									0.01			0.86		0.08
Gd	12.02	6.05	6.77	5.35									0.70			2.34		0.45
Tb	1.67	1.01	1.14	0.91									0.14			0.43		0.15
Dy	8.29	5.74	6.16	5.06									0.87			2.44		1.09
Ho	1.39	1.19	1.25	0.99									0.11			0.49		0.3
Er	3.49	3.35	3.65	2.85									0.32			1.53		1.14
Tm	0.31	0.57	0.57	0.46									0.02			0.23		0.31
Yb	3.81	3.29	3.46	2.58									0.55			1.48		2.68
Lu		0.5	0.51	0.39												0.22		0.43
<b>Total REE</b>		<b>201.48</b>	<b>217.08</b>	<b>173.84</b>												<b>68.7</b>		<b>14.76</b>

Table 1 (continued)

Petrology	Molinos trondjemites		Cachi Formation*			anfibolite	pegmatite
	Trondjemite	Trondjemite	trondjemite*	trondjemite*	trondjemite*		
Samples	MO-46	MO-45	L1-1-07	L1-1-15	L1-1-14	mo-63	mo-32
SiO <sub>2</sub>	69.31	73.894	72.74	76.35	72.25	53.933	75.71
TiO <sub>2</sub>	0.227	0.158	0.18	0.29	0.19	1.331	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.09	14.9	16.04	12.2	16.2	14.135	14.136
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.621	1.191	1.52	2.41	1.54	8.147	0.815
MnO	0.029	0.025	0.02	0.04	0.03	0.169	0.148
MgO	0.86	0.646	0.61	1.51	0.87	4.097	0.35
CaO	2.502	2.149	2.26	1.17	2.8	15.338	0.434
Na <sub>2</sub> O	5.015	5.478	6.04	4.25	5.34	0.77	4.165
K <sub>2</sub> O	1.175	1.045	0.94	1.44	0.95	0.237	3.935
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.102	0.119	0.06	0.13	0.07	0.208	0.339
LOI	0.356	0.61	0.33	0.62	0.57	1	0.31
<b>total</b>	<b>96.29</b>	<b>100.22</b>	<b>100.74</b>	<b>100.41</b>	<b>100.81</b>	<b>99.37</b>	<b>100.36</b>
Ba	111	5	145	166	112	182	48
Rb	64	57	40.7	47.3	20.6	12	115
Sr	551	473	617.7	245.4	629.7	268	7
Zr	166	104	86.3	127.5	82.9	92	22
Y	14	14	6	8	5	26	14
Nb	7	8	2	3.5	2.2	8	4
U	n/d	n/d	0.4	0.6	0.6	n/d	2
Th	n/d	n/d	1.7	3.1	1.7	2	n/d
Ni	9	6	40	63	55	19	2
Cr	12	22	13	20	15	69	9
V	35	23	11	19	10	222	9
La			6.4	10.7	7.9	7.4	1
Ce			14.6	23.9	16.3	20.2	2.2
Pr			1.48	2.4	1.68	2.92	0.24
Nd			7.7	12	7.7	13.9	0.8
Pm							
Sm			1.9	2.8	1.7	3.85	0.26
Eu			0.46	0.43	0.48	1.49	<0.02
Gd			1.5	2	1.2	4.51	0.23
Tb			0.2	0.3	0.2	0.83	0.07
Dy			1.1	1.5	0.9	4.78	0.49
Ho			0.2	0.3	0.1	1.01	0.09
Er			0.5	0.8	0.4	2.92	0.31
Tm			0.06	0.1	0.06	0.45	0.07
Yb			0.5	0.5	0.4	2.53	0.58
Lu			0.06	0.11	0.06	0.39	0.1
<b>Total REE</b>			<b>36.66</b>	<b>57.84</b>	<b>39.08</b>	<b>67.18</b>	<b>6.44</b>

\*data from Mendez et al., 2006

Table 2. U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO10208 Diatexite

Sample	f(206)%	7/6 ratio	2s(%)	7/5 ratio	2s(%)	6/8 ratio	2s(%)	Rho	Apparent ages						Conc (%)
									7/6 age	2s(Ma)	7/5 age	2s(Ma)	6/8 age	2s(Ma)	
04_Z1core	-0.92	0.06065	0.9	0.85155	2.1	0.10183	1.9	0.90	626.9	19.4	625.5	9.6	625.1	11.1	99.7
05_Z1rim	3.37	0.05768	0.9	0.66914	2.0	0.08414	1.8	0.90	517.7	19.3	520.2	8.2	520.8	9.0	100.6
06_Z2core	0.02	0.06124	1.4	0.82875	3.2	0.09815	2.9	0.90	647.6	30.2	612.9	14.6	603.6	16.4	93.2
07_Z2rim	2.52	0.05921	1.2	0.71497	2.7	0.08757	2.4	0.90	575.0	25.7	547.7	11.5	541.1	12.6	94.1
11_Z3core	2.09	0.05898	1.1	0.72654	2.4	0.08935	2.1	0.88	566.2	24.6	554.5	10.2	551.7	11.2	97.4
12_Z3rim	6.37	0.05639	1.0	0.58459	2.2	0.07519	2.0	0.88	467.7	22.9	467.4	8.3	467.3	8.8	99.9
13_Z4core	4.34	0.05792	1.0	0.64873	2.0	0.08124	1.8	0.89	526.6	20.9	507.7	8.2	503.5	8.8	95.6
14_Z5core	0.83	0.06091	1.3	0.79436	3.0	0.09459	2.7	0.89	636.1	29.0	593.6	13.4	582.6	14.8	91.6
18_Z6	-0.89	0.06093	1.1	0.85568	2.3	0.10186	2.1	0.89	636.7	22.8	627.8	11.0	625.3	12.5	98.2
19_Z7	6.55	0.05640	0.9	0.58123	1.9	0.07474	1.6	0.89	468.3	19.2	465.3	7.0	464.6	7.4	99.2
20_Z7core	0.38	0.06097	1.1	0.81085	2.3	0.09646	2.1	0.88	638.0	23.7	602.9	10.6	593.6	11.7	93.0
21_Z8	4.64	0.05807	2.0	0.64394	4.3	0.08042	3.8	0.89	532.5	43.2	504.7	17.1	498.6	18.3	93.6
24_Z9	-7.96	0.13968	1.6	7.25717	3.4	0.37681	3.0	0.89	2223.3	27.7	2143.6	30.6	2061.4	53.6	92.7
25_Z10core	-4.21	0.06971	1.6	1.22572	3.5	0.12752	3.1	0.89	919.9	32.5	812.4	19.3	773.7	22.4	84.1
26_Z10rim	7.21	0.05804	1.3	0.58880	2.9	0.07357	2.6	0.89	531.4	29.0	470.1	10.8	457.6	11.3	86.1
27_Z11	-0.91	0.06192	3.6	0.87698	8.1	0.10272	7.3	0.89	671.4	77.9	639.3	38.5	630.3	43.5	93.9
30_Z12rim	6.93	0.05704	1.1	0.58860	2.3	0.07484	2.0	0.89	493.1	23.4	470.0	8.6	465.2	9.1	94.3
31_Z12core	6.79	0.05577	1.1	0.56863	2.3	0.07394	2.1	0.89	443.4	23.8	457.1	8.5	459.9	9.1	103.7
32_Z13core	-8.03	0.07248	1.3	1.67173	2.8	0.16728	2.5	0.89	999.5	26.6	997.8	18.1	997.1	23.3	99.8
33_Z13rim.	-7.44	0.07254	2.0	1.60225	4.4	0.16019	3.9	0.89	1001.2	40.3	971.1	27.2	957.8	34.5	95.7
36_Z14	-2.22	0.05894	1.9	0.86859	4.3	0.10689	3.8	0.89	564.7	42.3	634.8	20.1	654.7	23.5	115.9
37_Z15.	4.24	0.05846	1.0	0.65883	2.1	0.08173	1.9	0.88	547.1	22.3	513.9	8.6	506.5	9.1	92.6
38_Z16core	3.61	0.05868	1.4	0.67760	3.1	0.08375	2.8	0.89	555.3	31.6	525.3	12.8	518.4	13.8	93.4
39_Z16rim	6.68	0.05757	1.7	0.59333	3.6	0.07475	3.2	0.89	513.5	36.3	473.0	13.5	464.7	14.2	90.5
42_Z17core	-7.62	0.07284	1.3	1.59030	2.8	0.15834	2.4	0.88	1009.6	26.5	966.4	17.2	947.5	21.5	93.9
43_Z17rim	-8.05	0.07258	1.0	1.67777	2.0	0.16767	1.8	0.87	1002.1	19.9	1000.1	12.8	999.2	16.2	99.7
44_Z18core	1.83	0.06014	0.9	0.74968	1.9	0.09041	1.7	0.88	608.5	20.0	568.0	8.3	558.0	9.0	91.7
45_Z18rim	4.01	0.05858	1.4	0.66622	2.9	0.08248	2.6	0.89	551.5	29.6	518.4	11.9	510.9	12.8	92.6
48_Z19rim	1.75	0.06012	1.3	0.75455	5.3	0.09103	5.1	0.97	607.9	28.7	570.9	23.1	561.6	27.5	92.4
49_Z20core	3.59	0.05836	1.0	0.67340	4.2	0.08369	4.0	0.97	543.3	21.6	522.8	17.0	518.1	20.1	95.4
50_Z20rim	2.31	0.05867	0.8	0.71234	3.6	0.08806	3.5	0.97	554.7	18.2	546.1	15.1	544.1	18.1	98.1
51_Z21	2.93	0.05882	1.9	0.69749	4.6	0.08601	4.2	0.91	560.3	42.2	537.3	19.3	531.9	21.5	94.9
54_Z22rim	6.48	0.05704	2.1	0.59724	5.4	0.07594	4.9	0.92	493.1	46.5	475.5	20.3	471.8	22.4	95.7
55_Z23	-8.50	0.07338	1.9	1.76851	4.8	0.17480	4.4	0.92	1024.4	37.8	1034.0	31.1	1038.5	42.4	101.4
56_Z24	4.63	0.05785	1.5	0.64123	4.2	0.08039	3.9	0.93	524.2	33.4	503.1	16.5	498.4	18.5	95.1
58_Z25rim	6.77	0.05781	5.8	0.59464	13.3	0.07461	11.9	0.90	522.5	127.7	473.8	50.2	463.8	53.4	88.8
61_Z26core	-2.63	0.06344	1.0	0.97833	2.0	0.11185	1.8	0.87	723.0	21.5	692.7	10.3	683.5	11.5	94.5
62_Z26rim	6.99	0.05621	1.1	0.57031	2.3	0.07358	2.0	0.88	460.8	24.5	458.2	8.6	457.7	9.0	99.3
63_Z27	0.79	0.05867	1.2	0.75801	2.6	0.09371	2.3	0.88	554.7	26.0	572.9	11.2	577.4	12.5	104.1
64_Z28.	-4.39	0.16775	1.7	8.88417	3.8	0.38410	3.4	0.89	2535.3	29.0	2326.2	34.6	2095.4	60.5	82.6
67_Z29	4.54	0.06981	1.1	0.82480	2.3	0.08569	2.0	0.88	922.8	22.0	610.7	10.4	530.0	10.1	57.4
68_Mnz1	5.46	0.05806	1.0	0.62532	2.1	0.07811	1.9	0.88	532.0	22.2	493.2	8.3	484.9	8.7	91.1
69_Z31	-5.20	0.06557	1.0	1.18744	2.0	0.13134	1.8	0.87	792.7	20.9	794.8	11.3	795.5	13.4	100.4
70_Z32.	-2.42	0.06383	2.1	0.98258	4.5	0.11165	4.0	0.89	735.9	44.0	694.9	22.9	682.3	26.1	92.7
73_Z33core	-6.58	0.07422	1.5	1.53056	3.4	0.14956	3.0	0.89	1047.5	31.1	942.7	20.9	898.5	25.4	85.8

Table 2 (Continued). U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO10208 Diatexite

Sample	f(206)%	7/6 ratio	2s(%)	7/5 ratio	2s(%)	6/8 ratio	2s(%)	Rho	Apparent ages						Conc (%)
									7/6 age	2s(Ma)	7/5 age	2s(Ma)	6/8 age	2s(Ma)	
79_UQZ	-10.06	0.07772	0.9	2.13545	1.7	0.19927	1.5	0.86	1139.8	17.3	1160.4	11.8	1171.4	15.8	102.8
80_Z35rim	1.73	0.05852	1.1	0.72685	2.2	0.09008	1.9	0.87	549.4	23.1	554.7	9.3	556.0	10.1	101.2
81_Z36rim	1.43	0.05871	1.2	0.73889	2.6	0.09128	2.2	0.87	556.4	27.1	561.8	11.1	563.1	12.1	101.2
82_Z37	7.26	0.05906	3.2	0.60059	7.1	0.07375	6.3	0.89	569.5	69.8	477.6	26.9	458.7	27.9	80.5
85_Z38	3.41	0.05864	1.3	0.68670	2.5	0.08493	2.2	0.86	553.7	28.4	530.8	10.4	525.5	10.9	94.9
86_Z39rim	6.56	0.05720	1.1	0.59101	2.1	0.07493	1.8	0.86	499.4	23.6	471.5	7.8	465.8	8.0	93.3
87_Z40rim	8.48	0.05636	1.2	0.54538	2.3	0.07018	2.0	0.87	466.7	25.7	442.0	8.3	437.2	8.5	93.7
88_Z41rim	4.79	0.05779	2.0	0.63656	4.4	0.07989	3.9	0.89	521.7	44.5	500.2	17.3	495.5	18.5	95.0
54_Z22rim	6.26	0.05684	1.0	0.59886	2.2	0.07642	1.9	0.88	485.3	22.9	476.5	8.2	474.7	8.7	97.8
55_Z23	-8.87	0.07263	1.0	1.79005	2.2	0.17874	2.0	0.88	1003.8	21.2	1041.8	14.5	1060.1	19.2	105.6
56_Z24	4.24	0.05808	1.1	0.65347	2.3	0.08160	2.0	0.89	532.8	23.0	510.6	9.1	505.7	9.8	94.9
58_Z25rim	5.35	0.05730	2.1	0.61756	4.6	0.07817	4.1	0.89	503.0	45.6	488.3	17.9	485.2	19.2	96.5
03_TEM	11.35	0.05394	0.7	0.48251	1.8	0.06488	1.6	0.92	368.5	16.2	399.8	5.9	405.2	6.4	110.0
04_Z1	1.31	0.05674	0.8	0.71091	2.0	0.09087	1.8	0.91	481.6	18.1	545.3	8.3	560.7	9.6	116.4
05_Z1	3.69	0.05625	1.0	0.64090	2.4	0.08263	2.1	0.90	462.3	22.6	502.9	9.4	511.8	10.5	110.7
06_Z3	4.03	0.06758	0.9	0.79908	2.1	0.08576	1.9	0.91	855.6	18.7	596.3	9.6	530.4	9.8	62.0
09_Z4	1.24	0.07961	1.1	1.12677	2.6	0.10265	2.3	0.90	1187.4	22.2	766.2	13.7	629.9	13.8	53.0
10_Z4core	-9.30	0.06596	1.2	1.58168	2.7	0.17391	2.4	0.90	805.2	25.1	963.0	16.9	1033.6	23.2	128.4
11_Z5	4.30	0.05768	0.8	0.64649	1.7	0.08128	1.5	0.90	517.8	16.6	506.3	6.9	503.8	7.5	97.3
12_Z5cor	3.37	0.05962	1.3	0.69773	2.8	0.08488	2.5	0.90	589.8	27.5	537.4	11.9	525.2	12.9	89.0
15_Z6rim	5.29	0.12941	0.9	4.85814	2.0	0.27226	1.8	0.89	2090.0	16.1	1795.0	17.2	1552.3	25.2	74.3
16_Z6core	3.95	0.11953	0.8	5.54145	1.9	0.33623	1.7	0.89	1949.2	15.0	1907.1	16.1	1868.5	27.1	95.9
17_Z7	-0.10	0.05868	0.7	0.68948	1.7	0.08522	1.5	0.90	555.1	15.9	532.5	6.9	527.2	7.5	95.0
18_Z8	0.10	0.05608	1.6	0.55729	3.6	0.07208	3.2	0.90	455.3	35.3	449.8	13.0	448.7	13.9	98.5
21_Z9	0.18	0.07370	0.8	1.63066	1.7	0.16046	1.5	0.89	1033.4	16.2	982.1	10.9	959.3	13.6	92.8
22_Z10	-0.24	0.05783	1.2	0.69446	2.7	0.08709	2.4	0.89	523.4	26.9	535.5	11.2	538.3	12.4	102.8
23_Z11	-0.24	0.05682	1.4	0.65604	3.1	0.08374	2.8	0.89	484.4	31.6	512.2	12.6	518.4	13.9	107.0
24_Z12	11.00	0.19384	1.7	13.43920	3.6	0.50284	3.2	0.89	2775.0	27.2	2711.0	34.3	2626.0	69.5	94.6
28_Z13	-0.32	0.06204	0.8	0.92140	1.8	0.10771	1.5	0.88	675.5	17.9	663.1	8.5	659.5	9.7	97.6
29_Z14	0.59	0.07663	1.3	1.55337	2.7	0.14702	2.4	0.89	1111.6	25.2	951.8	16.8	884.2	19.9	79.5
30_Z15rim	0.11	0.05882	1.6	0.64127	3.4	0.07907	3.0	0.89	560.4	34.0	503.1	13.4	490.6	14.2	87.5
31_Z15core	0.09	0.05664	1.3	0.57665	2.7	0.07384	2.3	0.88	477.6	28.0	462.3	9.9	459.2	10.4	96.2
34_Z16	0.00	0.07115	0.9	1.49454	1.7	0.15235	1.5	0.85	961.7	18.6	928.2	10.4	914.1	12.4	95.1
35_Z17	0.02	0.07258	0.8	1.65762	1.5	0.16565	1.3	0.86	1002.1	15.7	992.5	9.5	988.1	11.8	98.6
36_Z18	0.06	0.05685	1.6	0.58818	3.6	0.07504	3.2	0.89	485.7	36.0	469.7	13.5	466.4	14.4	96.0
37_Z19	-0.20	0.05798	1.7	0.68814	3.7	0.08608	3.3	0.89	529.1	36.8	531.7	15.5	532.3	17.1	100.6
40_Z20	-0.43	0.05693	0.9	0.70613	2.0	0.08997	1.8	0.90	488.6	19.4	542.4	8.4	555.3	9.6	113.7
41_Z21	-0.29	0.05711	1.0	0.68082	2.2	0.08646	1.9	0.90	495.9	21.0	527.3	8.8	534.5	9.9	107.8
42_Z22	-0.38	0.05691	1.0	0.69736	2.3	0.08887	2.1	0.89	488.2	22.8	537.2	9.7	548.8	10.9	112.4
43_Z23	-0.36	0.06212	1.7	0.95193	3.8	0.11113	3.4	0.89	678.4	36.1	679.1	18.7	679.3	21.8	100.1



Table 3 U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO45 Trondjhemite

Sample	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	2s(%)	7/5 ratio	2s(%)	6/8 ratio	2s(%)	Rho	Apparent ages					Conc (%)	
											7/6 age	2s(Ma)	7/5 age	2s(Ma)	6/8 age		2s(Ma)
3UQZ	0.24	0.09	6713.851951	0.081768423	2.9	2.253052309	4.4	0.1998409	3.3	0.75	1240.0	55.7	1197.7	30.3	1174.5	35.1	94.7
4_Zr1	1.16	0.19	1789.620695	0.056471632	4.0	0.523877263	6.8	0.067281852	5.5	0.81	471.0	86.9	427.7	23.5	419.8	22.3	89.1
5_Zr1	0.15	0.29	9361.125858	0.054768802	5.2	0.602956797	6.1	0.079845728	3.1	0.51	402.8	112.6	479.1	22.9	495.2	14.8	122.9
6_Zr2	0.08	0.01	22395.42839	0.057726752	2.2	0.618340344	2.6	0.077687149	1.4	0.53	519.4	47.4	488.8	10.0	482.3	6.4	92.9
10_Zr3	0.41	0.23	4396.168626	0.056379376	3.4	0.641245879	4.3	0.082490331	2.7	0.63	467.3	73.2	503.1	17.1	511.0	13.4	109.3
11_Zr4	0.26	0.17	8403.919454	0.057434482	2.8	0.582293853	3.7	0.07353062	2.4	0.65	508.3	61.0	465.9	13.8	457.4	10.7	90.0
12_Zr4core	0.34	0.16	5257.975502	0.056610162	2.6	0.557594728	5.0	0.071436964	4.2	0.85	476.4	57.0	450.0	17.9	444.8	18.1	93.4
13_Zr5	0.31	0.26	5793.948797	0.051752177	5.0	0.524811134	6.7	0.073548385	4.4	0.66	274.5	111.1	428.4	23.1	457.5	19.6	166.7
16_Zr6	0.17	0.28	10305.52439	0.057626068	2.8	0.663642313	3.3	0.083524485	1.8	0.54	515.6	60.3	516.8	13.4	517.1	9.0	100.3
17_Zr6core	0.02	0.11	147353.5976	0.1121957	1.7	4.074016048	2.3	0.263357231	1.6	0.69	1835.3	29.7	1649.1	18.5	1507.0	21.4	82.1
18_Zr7	0.20	0.27	9154.232662	0.055533116	2.7	0.575233048	4.5	0.075126042	3.6	0.80	433.8	58.7	461.4	16.6	467.0	16.3	107.7
19_Zr8	0.13	0.52	14057.56843	0.057704078	2.5	0.6771363	2.9	0.085107594	1.5	0.52	518.5	53.8	525.0	11.9	526.5	7.7	101.5
22_UQZ	0.08	0.13	22114.9639	0.0783336	2.0	2.240403603	3.0	0.207432549	2.2	0.74	1155.3	39.6	1193.8	21.0	1215.1	24.7	105.2
23_Zr9	0.16	0.20	9398.180705	0.056328621	2.1	0.589776854	2.8	0.075937681	1.8	0.65	465.3	46.6	470.7	10.6	471.8	8.4	101.4
24_Zrim10	0.13	0.22	13388.71723	0.056751608	2.5	0.649329898	3.0	0.082982393	1.6	0.54	481.9	54.2	508.1	11.8	513.9	7.8	106.6
25_Zrcore10	0.18	0.16	9582.65836	0.063844023	2.1	1.01099476	4.2	0.114849044	3.6	0.86	736.5	44.2	709.4	21.3	700.8	24.2	95.2
28_Zr11	0.06	0.19	31379.29856	0.058349521	1.8	0.800352181	2.9	0.099481555	2.3	0.79	542.9	38.2	597.0	13.1	611.4	13.5	112.6
29_Zr12	0.10	0.33	13833.8893	0.055986585	2.0	0.675165744	2.6	0.087463156	1.7	0.66	451.8	43.1	523.8	10.7	540.5	9.0	119.6
30_Zr13	0.05	0.19	33238.59416	0.059057402	1.6	0.943404525	2.7	0.115857018	2.1	0.80	569.2	34.6	674.7	13.0	706.7	14.2	124.1
31_Zr14	0.16	0.28	11355.97582	0.055564167	2.4	0.673061588	2.9	0.087853431	1.6	0.57	435.0	51.9	522.6	11.7	542.8	8.5	124.8
34_Zr15	0.07	0.18	25674.8881	0.069002685	1.9	1.284399296	2.6	0.134999696	1.7	0.66	898.8	39.1	838.8	14.5	816.3	13.0	90.8
35_Zr16	0.07	0.17	23085.37562	0.069937836	1.4	1.447540068	2.5	0.150112594	2.1	0.83	926.5	28.4	908.9	15.1	901.6	17.8	97.3
36_Zr17rim	1.14	0.32	1567.80489	0.088943268	3.3	1.066466317	3.8	0.086962655	1.9	0.50	1402.9	62.5	737.0	19.9	537.5	9.9	38.3
37_Zr17core	5.16	0.25	346.8344185	0.071831454	8.7	0.817888001	8.9	0.082580575	2.0	0.23	981.2	167.3	606.9	39.9	511.5	10.0	52.1
40_Zr18	0.16	0.23	11515.49409	0.056212857	2.5	0.59085081	3.2	0.07623263	2.0	0.62	460.8	54.8	471.4	12.0	473.6	9.1	102.8
41_Zr19	0.08	0.05	29837.35726	0.05892863	1.6	0.622557193	2.8	0.076621675	2.3	0.82	564.5	33.9	491.4	10.8	475.9	10.5	84.3
42_Zr20	0.09	0.03	19425.78448	0.05669502	2.6	0.607159003	3.2	0.077670527	1.8	0.57	479.7	56.5	481.8	12.1	482.2	8.5	100.5
43_Zr21	0.26	0.24	7039.830322	0.057623794	2.9	0.602688334	4.1	0.075855952	2.9	0.71	515.5	61.8	478.9	15.4	471.3	13.1	91.4
47_Zr22	0.27	0.28	6533.761512	0.056299086	3.3	0.605082542	4.9	0.077949262	3.6	0.73	464.2	72.4	480.5	18.7	483.9	16.8	104.2
48_Zr23core	0.23	0.07	11412.02867	0.054803939	3.6	0.569663955	4.3	0.075388602	2.4	0.56	404.2	77.7	457.8	15.7	468.5	10.8	115.9
49_Zr24	0.14	0.04	11872.27846	0.095319101	2.0	2.86398571	4.2	0.21791626	3.7	0.88	1534.4	36.3	1372.5	31.0	1270.9	42.5	82.8
50_Zr25	0.43	0.17	4167.757726	0.0548463	3.8	0.60113681	4.7	0.079492235	2.8	0.59	406.0	82.6	478.0	17.8	493.1	13.3	121.5
53_Zr26	0.06	0.04	30443.60823	0.056415037	2.5	0.602637454	3.2	0.077474712	1.9	0.61	468.7	54.4	478.9	12.0	481.0	8.9	102.6
54_Zr27rim	0.19	0.34	7279.014112	0.05575745	2.8	0.633366175	3.8	0.082385482	2.5	0.67	442.7	61.0	498.2	14.7	510.3	12.3	115.3
55_Zr27core	0.28	0.24	6320.776021	0.055766987	4.2	0.608363301	4.9	0.079119685	2.4	0.49	443.1	91.4	482.5	18.5	490.9	11.3	110.8
56_Zr28	0.18	0.14	9843.55875	0.057119265	3.2	0.622248211	4.8	0.079009583	3.7	0.76	496.1	68.0	491.3	18.7	490.2	17.3	98.8

Table 4 U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO0609 Low grade metasediment.

Sample	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	2s(%)	7/5 ratio	2s(%)	6/8 ratio	2s(%)	Rho	7/6 age	2s(Ma)	Apparent ages				Conc (%)
													7/5 age	2s(Ma)	6/8 age	2s(Ma)	
03_Zr1	0.01	0.35	347132.7649	0.062774917	2.1	1.143494504	3.1	0.132113337	2.3	0.74	700.6	44.4	774.2	16.9	799.9	17.4	114.2
04_Zr2	0.02	0.29	180641.3722	0.058453074	1.5	0.745266231	3.1	0.092470416	2.7	0.88	546.8	31.9	565.5	13.4	570.1	14.9	104.3
05_Zr3	0.09	0.30	19468.39948	0.05843812	1.8	0.732700292	3.0	0.090934536	2.3	0.79	546.2	39.6	558.1	12.7	561.1	12.5	102.7
06_Zr4	0.19	0.02	9160.855929	0.063489521	4.5	0.920300128	3.6	0.105129877	2.6	0.74	724.7	92.7	662.5	17.6	644.4	16.2	88.9
09_Zr5	0.01	0.12	143298.659	0.11908682	1.5	5.534871583	3.1	0.337087444	2.8	0.88	1942.6	26.3	1906.0	26.7	1872.6	44.9	96.4
10_Zr6	0.01	0.08	1580906.007	0.060929177	1.6	0.925907868	2.5	0.110215122	1.9	0.77	636.7	33.8	665.5	12.1	674.0	12.3	105.9
11_Zr7	0.01	0.17	255750.6306	0.132605407	1.2	7.566711669	2.5	0.413851638	2.2	0.88	2132.8	20.6	2180.9	22.3	2232.5	41.6	104.7
12_Zr8	0.06	0.29	29286.35056	0.066638904	1.7	1.252032303	3.3	0.136265657	2.8	0.85	826.5	36.0	824.3	18.3	823.5	21.3	99.6
15_Zr9	0.01	0.55	138073.7535	0.060595876	1.4	0.903372459	3.9	0.108124099	3.7	0.93	624.9	29.9	653.5	18.8	661.8	23.1	105.9
16_Zr10	0.01	0.09	110716.6091	0.074620354	1.4	1.857154234	2.7	0.180505065	2.4	0.87	1058.3	27.0	1066.0	17.8	1069.7	23.2	101.1
17_Zr11	0.05	0.16	31495.00026	0.07535921	4.0	1.819104217	3.0	0.17507332	2.6	0.87	1078.1	77.3	1052.4	19.3	1040.0	24.9	96.5
18_Zr12	0.04	0.57	39673.42024	0.105050902	1.9	4.835323178	3.3	0.333829296	2.7	0.82	1715.2	35.0	1791.1	27.7	1856.9	43.7	108.3
20_Zr13	0.04	0.15	46195.31879	0.073681376	1.5	1.84599487	2.3	0.181706929	1.7	0.75	1032.8	30.3	1062.0	14.9	1076.3	16.9	104.2
23_Zr14	0.07	0.99	24943.33989	0.071868701	1.6	1.666785965	2.4	0.168204946	1.7	0.73	982.2	32.6	996.0	14.9	1002.2	16.0	102.0
24_Zr15	0.02	0.08	92857.80057	0.062597215	4.1	0.905414882	3.0	0.104903829	2.7	0.91	694.6	84.3	654.6	14.4	643.1	16.7	92.6
25_Zr16	0.02	0.78	80971.12591	0.059183653	4.1	0.759393566	3.1	0.093060176	2.8	0.90	573.9	87.8	573.7	13.4	573.6	15.2	100.0
26_Zr17	0.07	0.25	25643.76544	0.058348043	2.3	0.732637348	2.8	0.091067095	1.5	0.53	542.9	50.4	558.1	11.8	561.8	7.9	103.5
27_Zr18	0.17	0.15	10186.84337	0.072480715	3.4	1.697510343	2.8	0.169859047	1.9	0.70	999.5	67.6	1007.6	17.7	1011.3	18.2	101.2
30_Zr19	0.02	0.40	65146.73594	0.122560476	1.3	6.194474621	2.3	0.366566494	1.9	0.81	1993.8	23.6	2003.7	20.0	2013.2	32.4	101.0
31_Zr20	0.01	0.37	119588.234	0.060486737	1.4	0.974521704	3.0	0.116850367	2.7	0.89	621.0	29.3	690.8	14.9	712.4	18.0	114.7
32_Zr21	0.04	0.24	39399.18537	0.061696743	1.7	0.906416317	2.4	0.106552636	1.7	0.70	663.6	35.8	655.2	11.4	652.7	10.3	98.4
33_Zr22	0.02	0.50	112293.6601	0.07113845	1.3	1.480580922	2.4	0.150947691	2.0	0.83	961.4	26.9	922.5	14.5	906.3	16.9	94.3
34_Zr23	0.01	0.17	112670.2551	0.062083565	1.2	1.002234313	2.3	0.117082327	1.9	0.85	677.0	25.8	704.9	11.6	713.7	13.2	105.4
35_Zr24	0.03	0.13	61792.45297	0.126048951	3.5	5.718155963	2.6	0.329014839	2.3	0.87	2043.6	60.5	1934.1	22.6	1833.6	36.5	89.7
36_Zr25	0.06	0.13	29200.37507	0.068711175	2.2	1.392165688	3.0	0.146947525	2.0	0.67	890.1	45.0	885.6	17.6	883.8	16.7	99.3
39_Zr26	0.01	0.25	212483.4633	0.118966321	1.4	5.424784732	2.5	0.330717519	2.1	0.84	1940.8	24.5	1888.8	21.5	1841.9	33.9	94.9
40_Zr27	0.03	0.49	60867.86512	0.058030519	1.5	0.807875511	2.8	0.100968688	2.4	0.85	530.9	33.0	601.3	12.8	620.1	14.2	116.8
41_Zr28	0.02	0.19	92874.83474	0.062235097	1.6	0.968918253	2.6	0.112914701	2.1	0.80	682.2	33.1	687.9	12.9	689.7	13.5	101.1
42_Zr29	0.01	0.12	151969.5466	0.06093214	4.2	0.872748214	3.2	0.10388223	2.7	0.83	636.8	87.3	637.1	15.1	637.1	16.2	100.0
45_Zr30	0.12	0.27	14283.71549	0.061288427	2.8	0.899109416	3.6	0.106397837	2.2	0.63	649.4	58.5	651.3	17.0	651.8	13.8	100.4
46_Zr31	0.05	0.09	27375.23627	0.076494289	3.8	1.964647975	3.0	0.186274951	2.3	0.78	1108.0	73.7	1103.5	19.8	1101.2	23.5	99.4
47_Zr32	0.48	0.47	3584.256421	0.070448973	4.4	1.595640197	5.6	0.164270291	3.4	0.61	941.5	88.4	968.5	34.4	980.5	31.1	104.1
48_Zr33	0.04	0.39	43440.10356	0.071740199	2.8	1.590051882	2.3	0.160748691	1.6	0.69	978.6	56.0	966.3	14.3	960.9	14.1	98.2
51_Zr34	0.17	0.33	10206.03328	0.058865826	2.1	0.728756786	2.8	0.089787958	1.8	0.65	562.1	46.1	555.8	12.0	554.3	9.6	98.6
52_Zr35	0.03	0.20	147116.149	0.061290646	1.8	0.901101917	2.3	0.106629762	1.5	0.66	649.4	37.5	652.3	11.2	653.1	9.6	100.6
53_Zr36	0.07	0.03	24377.5032	0.064759546	1.7	1.136204387	2.4	0.127248125	1.8	0.73	766.5	34.6	770.7	13.0	772.1	12.9	100.7
54_Zr37	0.03	0.47	58791.57161	0.091682817	1.5	3.219517384	2.0	0.254683936	1.3	0.65	1460.8	28.9	1461.9	15.5	1462.6	17.0	100.1
57_Zr38	0.07	0.28	25522.74596	0.058311541	2.4	0.71778726	2.1	0.089277075	1.2	0.56	541.5	51.9	549.4	8.9	551.3	6.2	101.8
58_Zr39	0.08	0.13	22851.81243	0.060771407	3.1	0.878500468	2.5	0.104843482	1.9	0.74	631.2	66.2	640.2	11.9	642.7	11.4	101.8
59_Zr40	0.03	0.05	50340.55141	0.073572901	1.6	1.784815582	2.1	0.175943892	1.4	0.68	1029.8	31.6	1039.9	13.8	1044.8	13.9	101.5
60_Zr41	0.08	0.10	22371.03199	0.05834266	2.3	0.720893948	2.9	0.089615654	1.8	0.62	542.7	48.5	551.2	12.1	553.3	9.4	102.0

Table 4 (continued) U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO0609 Low grade metasediment.

Sample	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	2s(%)	7/5 ratio	2s(%)	6/8 ratio	2s(%)	Rho	Apparent ages						Conc (%)
											7/6 age	2s(Ma)	7/5 age	2s(Ma)	6/8 age	2s(Ma)	
63_Zr42	0.11	0.08	15974.26289	0.075079816	4.3	1.813071	3.5	0.175142014	2.4	0.70	1070.6	83.2	1050.2	22.6	1040.4	23.3	97.2
64_Zr43	0.11	0.21	11509.80936	0.058331006	3.7	0.698187035	3.0	0.086810256	2.0	0.68	542.2	78.0	537.7	12.6	536.6	10.5	99.0
65_Zr44	0.01	0.37	131157.1797	0.113173763	3.9	5.022606535	3.0	0.321871205	2.5	0.81	1851.0	69.0	1823.1	25.4	1798.9	38.5	97.2
66_Zr45	0.06	0.12	28999.27316	0.063946828	2.3	1.092093354	3.1	0.123862397	2.1	0.69	739.9	46.9	749.5	16.3	752.8	15.2	101.7
69_UQZ	0.08	0.13	20400.6558	0.077242258	1.9	2.138397349	3.2	0.200785419	2.5	0.80	1127.5	37.0	1161.3	21.6	1179.5	27.3	104.6
70_Zr46	0.11	0.34	15655.45542	0.060852478	2.5	0.849015167	3.1	0.101189606	1.9	0.61	634.0	52.7	624.1	14.5	621.4	11.4	98.0
71_Zr47	0.03	0.14	51101.80924	0.116989979	4.8	4.397666297	3.6	0.272629177	3.2	0.89	1910.7	83.0	1711.9	29.0	1554.1	43.5	81.3
72_Zr48	0.11	0.25	15822.06188	0.0736484	2.0	1.759252006	3.4	0.173246099	2.7	0.79	1031.8	40.7	1030.6	21.5	1030.0	25.3	99.8
73_Zr49	0.39	0.26	4560.612003	0.060373228	4.5	0.85270621	5.1	0.102436269	2.4	0.46	617.0	94.4	626.1	23.5	628.7	14.1	101.9
74_Zr50	0.06	0.07	41677.8561	0.091764049	4.3	3.070965163	3.5	0.242717476	2.6	0.74	1462.5	80.5	1425.5	26.4	1400.8	32.6	95.8
75_Zr51	0.04	0.02	39980.85259	0.060472299	4.2	0.850798668	3.1	0.102039671	2.8	0.89	620.5	87.3	625.1	14.4	626.4	16.5	100.9
76_Zr52	0.12	0.35	14765.73196	0.057180034	2.4	0.683164233	3.2	0.086652168	2.1	0.65	498.5	52.3	528.7	13.0	535.7	10.6	107.5
79_Zr53	0.52	0.34	3451.873433	0.058161868	4.0	0.662780805	3.1	0.08264761	2.5	0.85	535.9	85.1	516.3	12.4	511.9	12.5	95.5
80_Zr54	0.14	0.20	12188.54432	0.057928751	2.1	0.704633114	3.1	0.088220112	2.2	0.72	527.1	46.4	541.6	12.9	545.0	11.6	103.4
81_Zr55	0.06	0.34	22541.9976	0.178184433	1.3	12.55414007	2.8	0.510994158	2.4	0.88	2636.0	21.7	2646.8	25.6	2660.9	52.5	100.9
82_Zr56	0.17	0.15	10479.62976	0.058198446	2.8	0.725185427	3.5	0.090372523	2.2	0.62	537.2	59.9	553.7	15.0	557.7	11.7	103.8
85_Zr57	0.06	0.27	25469.68738	0.204024584	5.1	11.21762323	3.8	0.398765037	3.4	0.92	2858.7	80.6	2541.4	34.5	2163.4	62.9	75.7
86_Zr58	0.08	0.06	17570.73985	0.073846327	2.2	1.858896928	3.4	0.1825682	2.6	0.76	1037.3	44.7	1066.6	22.5	1081.0	25.9	104.2
87_Zr59	0.09	0.07	19090.4855	0.095550273	4.2	2.817282732	3.2	0.213844077	2.7	0.84	1538.9	76.4	1360.1	23.7	1249.3	30.3	81.2
88_Zr60	0.05	0.06	36634.50472	0.074870754	3.6	1.79232429	2.9	0.173621343	2.1	0.75	1065.0	70.4	1042.7	18.5	1032.0	20.5	96.9
91_Zr61	0.09	0.25	16683.74516	0.107703357	1.6	4.716284373	3.1	0.317591937	2.7	0.85	1760.9	29.8	1770.1	26.0	1778.0	41.4	101.0
92_Zr62	0.02	0.17	94863.44852	0.109933711	2.5	4.343530429	2.0	0.286556791	1.5	0.74	1798.3	44.5	1701.7	16.4	1624.3	21.1	90.3
93_Zr63	0.03	0.23	6545.457473	0.06036881	1.4	0.837262178	1.9	0.100588327	1.3	0.68	616.8	29.7	617.6	8.8	617.9	7.7	100.2
94_Zr64	0.15	0.41	11968.1676	0.058871736	2.7	0.719488303	3.1	0.088637117	1.5	0.47	562.4	58.4	550.4	13.1	547.5	7.6	97.4
97_Zr65	0.02	0.06	105105.6898	0.072340579	1.2	1.702745418	1.7	0.170712948	1.2	0.73	995.5	23.7	1009.6	10.9	1016.0	11.7	102.1
98_Zr66	0.07	0.50	19591.45568	0.07287436	1.4	1.738831006	1.9	0.173053884	1.3	0.67	1010.5	28.4	1023.0	12.2	1028.9	12.2	101.8
99_Zr67	0.08	0.28	22163.46333	0.060130382	1.9	0.862424271	2.4	0.104022128	1.5	0.61	608.3	40.4	631.4	11.2	637.9	8.8	104.9
100_Zr68	0.14	0.28	12658.00504	0.06064698	2.3	0.865382328	2.7	0.103489804	1.3	0.50	626.7	49.2	633.1	12.5	634.8	8.1	101.3
103_Zr69	0.05	0.09	39268.29033	0.060966225	1.6	0.850346471	2.3	0.101159187	1.7	0.73	638.0	33.2	624.8	10.6	621.2	9.9	97.4
104_Zr70	0.01	0.29	27244.2286	0.10593185	1.2	4.01973041	1.7	0.275213097	1.3	0.74	1730.5	21.1	1638.2	13.9	1567.2	17.6	90.6
105_Zr71	0.05	0.75	3387.192615	0.116151596	1.9	5.317930965	3.2	0.33205975	2.6	0.81	1897.8	33.8	1871.7	27.4	1848.4	42.2	97.4
106_Zr72	0.04	0.30	39529.27717	0.129372159	1.5	6.582333985	2.2	0.369009726	1.6	0.74	2089.5	25.6	2057.0	19.0	2024.7	27.8	96.9

Table 5. U-Pb laser ablation (ICP-MS) data. Sample MO 106/08 Leucosome (metatexite).							Apparent ages					
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s (Ma)	7/5 age	2s (Ma)	6/8 age	2s (Ma)
04_Z1core.	0.057360354	0.8	0.642682079	1.9	0.081261173	1.7	505.4	18.1	504.0	7.5	503.6	8.2
05_Z1rim	0.056991299	0.8	0.625411032	1.8	0.079589487	1.6	491.2	17.8	493.2	7.1	493.7	7.7
06_Z2rim	0.05668042	0.9	0.606862403	2.0	0.077652582	1.8	479.1	20.1	481.6	7.7	482.1	8.4
07_Z3cor.	0.055505592	0.0	0.532416877	0.0	0.069568686	0.0	432.6	0.0	433.4	12.9	433.6	0.0
10_Z4rim	0.058920405	0.8	0.695824602	1.6	0.085651067	1.4	564.2	16.5	536.3	6.6	529.8	7.1
11_Z5rim	0.056203441	1.0	0.58267864	2.2	0.075190837	2.0	460.4	23.1	466.2	8.4	467.4	8.9
12_Z6rim.	0.059992793	0.8	0.811028144	1.7	0.098047285	1.5	603.3	17.9	603.0	7.7	603.0	8.5
13_Z6core	0.056697	1.2	0.580668768	2.6	0.074279183	2.3	479.8	27.6	464.9	9.9	461.9	10.4
16_Z7rim	0.056412144	1.0	0.587513305	2.0	0.075534233	1.8	468.6	22.7	469.3	7.7	469.4	8.0
17_Z8core	0.055374155	1.1	0.532450188	2.2	0.069738178	1.9	427.4	23.6	433.4	7.7	434.6	8.1
18_Z9core.	0.082759033	1.9	1.095184404	4.3	0.095977751	3.8	1263.5	37.9	751.0	22.7	590.8	21.5
19_Z10rim	0.056740821	1.4	0.519371722	3.0	0.06638675	2.7	481.5	30.9	424.7	10.6	414.4	10.8
22_Z11rim	0.05743132	0.8	0.598775405	1.7	0.075616031	1.5	508.1	18.1	476.5	6.6	469.9	6.9
23_Z12rim	0.057628757	2.0	0.576757308	4.5	0.072585953	4.1	515.7	44.9	462.4	16.9	451.7	17.7
24_Z13	0.060316416	1.1	0.785504737	2.3	0.094452184	2.1	614.9	23.0	588.6	10.4	581.8	11.5
25_Z14rim	0.058951954	1.5	0.728760723	3.3	0.089657263	3.0	565.3	33.0	555.8	14.3	553.5	15.8
29_Z15	0.058496337	1.0	0.549544313	2.5	0.068135394	2.3	548.4	22.6	444.7	9.0	424.9	9.4
30_Z16cor	0.058703314	1.0	0.540575933	2.3	0.066787134	2.0	556.1	21.0	438.8	8.1	416.8	8.3
31_Z17	0.057834212	1.1	0.603767426	2.4	0.075715289	2.1	523.5	23.7	479.6	9.1	470.5	9.7
32_Z18.	0.056243168	1.9	0.579723865	4.1	0.074756701	3.6	462.0	41.2	464.3	15.2	464.7	16.3
35_Z19rim	0.062799012	0.8	0.984958032	1.5	0.113753205	1.3	701.4	16.2	696.1	7.6	694.5	8.6
36_Z19core	0.06249427	0.8	0.884627057	1.7	0.102664132	1.5	691.1	17.9	643.5	8.2	630.0	9.0
37_Z20rim	0.054038988	0.9	0.55808965	1.8	0.074902358	1.6	372.7	20.1	450.3	6.7	465.6	7.2
38_Z21rim	0.062046852	2.4	0.944556432	5.2	0.110409612	4.6	675.7	50.4	675.3	25.7	675.1	29.7
41_Z22rim	0.058354074	0.9	0.638373951	1.9	0.079341918	1.7	543.1	20.7	501.3	7.6	492.2	8.0
42_Z22core	0.059742977	1.0	0.7349613	2.0	0.0892229	1.8	594.3	20.7	559.5	8.6	550.9	9.3
43_Z23rim	0.058900437	0.9	0.711364582	1.8	0.087593615	1.6	563.4	18.8	545.6	7.6	541.3	8.2
44_Z23core	0.05847594	1.2	0.685570611	2.5	0.085030299	2.3	547.6	26.0	530.1	10.5	526.1	11.4
47_Z24rim	0.056888387	0.9	0.588730225	1.8	0.075057041	1.6	487.2	19.1	470.1	6.8	466.6	7.1
48_Z24core	0.05653336	0.8	0.587642733	1.7	0.075388881	1.5	473.4	17.4	469.4	6.2	468.5	6.6
49_Z25rim	0.057965732	0.8	0.647904705	1.7	0.081065961	1.5	528.5	17.0	507.2	6.7	502.5	7.2
50_Z25core	0.058301998	1.2	0.69039358	2.6	0.085883954	2.3	541.1	25.7	533.0	10.8	531.1	11.9
54_Z26core	0.061084379	0.7	0.873838559	1.7	0.103752786	1.5	642.2	16.1	637.6	7.8	636.4	8.9
55_Z27	0.055923971	0.8	0.572496835	1.8	0.074246129	1.6	449.4	18.5	459.6	6.8	461.7	7.3
56_Z28	0.072905205	0.7	1.17172261	1.6	0.170880781	1.4	1011.3	14.8	1015.2	10.1	1017.0	13.1

Table 6. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data for Molinos Complex rocks

Sample	Lithology	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr Meas. (±2SE)	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>t</sub>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd meas. (± 2SE)	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>t</sub>	εNd(0)	εNd(t)	T(DM) Ga
MO 49	low grade	81.3*	94*	2.51	0.73510+/-3	0.71830	6.301	31.858	0.1196	0.512058+/-10	0.511690	-11.3	-6.7	1.6
MO 25	low grade	23	167	0.40	0.80305+/-2	0.80036	7.031	34.751	0.1223	0.512009+/-20	0.511632	-12.3	-7.8	1.7
MO 26	migmatic schist	132	127	3.02	0.74471+/-2	0.72450	7.585	38.461	0.1192	0.512054+/-17	0.511687	-11.4	-6.7	1.6
MO 53	leucosome	87.2*	210.2*	1.20	0.72715+/-3	0.71910	3.389	17.186	0.1192	0.512245+/-6	0.511878	-7.7	-3.0	1.3
MO 37	metatexite	213.1*	80.9*	7.65	0.74268+/-3	0.69147	9.161	47.895	0.1156	0.512016+/-13	0.511660	-12.1	-7.3	1.6
MO 44	metatexite	148	113	3.81	0.75390+/-4	0.72841	6.175	37.044	0.1008	0.512036+/-9	0.511726	-11.7	-6.0	1.4
MO 39	metatexite	148	67	6.43	0.77704+/-3	0.73395	9.519	48.569	0.1185	0.512024+/-8	0.511659	-12.0	-7.3	1.6
MO 38	metatexite	187.2*	87.1*	6.25	0.76198+/-3	0.72012	7.676	37.923	0.1224	0.512022+/-11	0.511645	-12.0	-7.6	1.7
MO 51	diatexite	194.2*	88.7*	6.37	0.75748+/-4	0.71486	6.546	33.592	0.1178	0.512040+/-9	0.511677	-11.7	-6.9	1.6
MO 61	diatexite	210	82	7.43	0.73996+/-2	0.69019	4.681	23.211	0.1219	0.511899+/-18	0.511524	-14.4	-9.9	1.9
MO 35	leucogranite	154	91	4.91	0.74311+/-3	0.71021	2.504	9.721	0.1557	0.512310+/-12	0.511831	-6.4	-3.9	1.9
MO 56	leucogranite	178	145	3.56	0.73277+/-3	0.70893	3.511	16.807	0.1263	0.512176+/-7	0.511787	-9.0	-4.8	1.5
MO 57	leucogranite	179	148	3.51	0.73260+/-6	0.70911	3.208	14.928	0.1299	0.512252+/-14	0.511852	-7.5	-3.5	1.4
MO 78	leucogranite	201	n/d	....	1.09236+/-3	.....	1.24	3.21	0.2336	0.512470+/-20	0.511751	-3.3	-5.5	....
MO 77	leucogranite	114.5*	16.2*	20.52	0.74192+/-3	0.60453	0.542	1.964	0.167	0.512207+/-33	0.511693	-8.4	-6.6	2.8
MO 59	leucogranite	285	n/d	....	0.81225+/-14	.....	0.743	2.073	0.2166	0.512351+/-11	0.511684	-5.6	-6.8	....
MO 34	leucogranite	157	4	124.61	1.70189+/-5	0.86749	1.069	2.376	0.2721	0.512645+/-14	0.511807	0.1	-4.4	....
MO 90	leucogranite	289.1	20.8	40.83	0.86554+/-26	0.59210	0.078	0.224	0.2066	0.512329	0.511693	-6.0	-6.6	....
MO 33	leucogranite	183	114	4.66	0.74768+/-4	0.71646	1.513	6.36	0.145	0.512079+/-10	0.511633	-10.9	-7.8	2.1
MO 55	leucogranite	352	26	39.89	0.89523+/-5	0.62812	1.146	4.306	0.1609	0.512251+/-15	0.511756	-7.5	-5.4	2.3
MO 80	leucogranite	127	151	2.44	0.73330+/-2	0.71696	2.82	12.719	0.134	0.512141+/-8	0.511728	-9.7	-5.9	1.7
MO 58	leucogranite	366	n/d	....	0.89541+/-11	....	0.611	1.419	0.2601	0.512565+/-32	0.511764	-1.4	-5.2	....
MO 72	leucogranite	92.3*	165.7*	1.61	0.72871+/-3	0.71790	2.685	12.953	0.1253	0.512246+/-17	0.511860	-7.6	-3.4	1.4
MO 63	amphibolite	10.1*	311.1*	0.09	0.70924	0.70861	3.979	13.871	0.1734	0.512801+/-8	0.512267	3.2	4.6	0.9
MO 32	pegmatite	109	4.2	77.11	0.98358+/-11	0.46720	0.251	0.73	0.2076	0.512396+/-25	0.511757	-4.7	-5.4	....

\* Elemental abundances taken from ICP-MS analysis

## IV. CONCLUSÕES GERAIS

A ocorrência de corpos graníticos desde leucosomas, veios, diques e pequenos plutons (e.g. Fig. 4D) sugere a formação dos granitos por anatexia de rochas metasedimentarias. As rochas estudadas representam diferentes elementos de um sistema anatexico ativo durante o Ciclo orogênico Famatiniano aos 470 Ma aproximadamente e sob condições de baixa pressão em fácies de anfibolito.

### *Observações de campo*

-As relações de campo da associação entre granitóides, complexos metamórficos HTLP e zonas de cisalhamento próximas é interpretada como um sistema de drenagem de magmas félsicos.

### *Modelagem Geoquímica*

-A química dos fundidos gerados durante a fusão parcial parece estar controlada pela atividade de água, a presença da qual modifica significativamente as razões  $K_2O/Na_2O$ ; Rb/Sr; Sr/Ba. Os leucosomas trondjhemíticos e graníticos podem ser os produtos de diferentes taxas de fusão da mesma fonte e a sua diversidade química é consequência da atividade de  $H_2O$  durante a fusão (Fig. 18).

-A comparação com experimentos levados a cabo em condições e protolitos similares (Patiño Douce and Harris, 1998) sugere a quebra de moscovita como a principal reação na geração de fundidos, embora os estudos petrográficos provem também a participação da biotita.

-A través da modelagem foi determinado que magmas de composição trondjhemítica podem ser gerados pela fusão parcial de metasedimentos ricos em  $K_2O$  (Fm Puncoviscana) sem necessidade de uma contribuição do manto ou da crosta inferior. É por isso importante reconsiderar as separações ou divisões que vem sendo propostas (e.g. Pankhurst et al., 2000) sobre a origem de essas rochas ao longo do limite Puna – Cordilheira Oriental.

-O processo predominante na evolução dos magmas félsicos gerados por fusão parcial é a separação fundido – restito.

### *Dados isotópicos e proveniência*

-Foi determinado um forte desequilíbrio dos sistemas isotópicos Rb/Sr e Sm/Nd aparentemente causado pela própria natureza do processo de fusão parcial. Tal desequilíbrio é o responsável da dificuldade no

calculo de idades modelo  $\epsilon\text{Nd}$  e de heterogeneidade nas razoes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Porém, os dados isotópicos obtidos indicam valores que se correspondem com a reciclagem e retrabalho da crosta continental andina.

-As similitudes nas razoes isotópicas entre metasedimentos, migmatitos e granitos sugerem uma derivação comum e praticamente in situ dos granitos.

- Os estudos de proveniência permitiram identificar a Formação Puncoviscana entre outras possíveis fontes metasedimentares.

### *Geodinâmica*

-O mecanismo de fusão por descompressão numa configuração tectônica de margem ativa com extensão de *back-arc*, pode explicar satisfatoriamente o desenvolvimento do intenso magmatismo tipo S (ver Collins, 2008) durante o ciclo orogênico Famatiniano. Esse modelo geodinâmico tem sido utilizado com sucesso para explicar a geração de granitos tipo S no contexto Circum-Pacífico.



**ANEXO**  
**Balanço de massa**

Foi utilizado o programa Genesis versão 1.1 1996 (Léo R Teixeira). O programa de balanço de massas verifica a melhor composição modal para um sólido residual ou cumulativo originado de uma fusão parcial ou cristalização fracionada onde a composição inicial (Co) e a final (CF) são conhecidas. O programa executa os cálculos dos mínimos quadrados a partir dos dados de óxidos de elementos maiores.

-Balanço de massa para o Leucosoma MO53 com tendência Trondjhemítica:

GENESIS - [B. Massas/Regressão]

Ajuda

Comp. Inicial (Co)  
41 - Punco1

Comp. Final (Cf)  
43 - 53 leuco

Fases Mineralis, Sólidos e Líquidos Disponíveis

	3-Qtz	4-Biot	5-K-Felds	6-Mgt	7-Ilm
SiO2	40,13	35,69	63,8	.	.
TiO2	,03	3,58	.	.	.
Al2O3	.	15,61	18,75	.	.
Fe2O3	14,15	25,9	.	100.	.
FeO	.	.	.	.	.
MnO	.	.	.	.	.
MgO	45,68	9,04	.	.	.
CaO	.	,03	.	.	.
Na2O	.	,1	1,01	.	.
K2O	.	10,05	16,44	.	.
P2O5	.	.	.	.	.

Fases Mineralis (Máximo = 6)

35 - quartzo  
45 - Bt quilmes  
46 - moscovita  
44 - Crd  
06 - Mgt  
05 - K-Felds

Executar      Sair

GENESIS - [Resultados]

Arquivo   Mostra Resultados 1   Mostra Resultados 2   Imprimir

Regressão de Co = Punco1   para Cf = 53 leuco

1 - Dados relativos às composições Co, Cf e Cs (Cs = Sólido adicionado ou subtraído de Co)

	Cs= Sólido		Diferença entre Cf e Co		A - B
	Adic./Subtr.	A= Observada	B= Calculada	[RESÍDUO]	
SiO2	66,97	2,042	2,057	-,014	
TiO2	,73	-,279	-,251	-,029	
Al2O3	15,59	,463	,474	-,012	
Fe2O3	7,46	-2,978	-2,963	-,014	
FeO	,	,	,	,	
MnO	,	,	,	,	

2 - Dados relativos às fases sólidas (minerais) utilizadas = Composição modal de Cs

% Peso relat. ao/às:	Co	Fases Utilizadas	Fases Adic.	Fases Subtraídas
quartzo	-25,14	38,99	,	38,99
Bt quilmes	-12,17	18,88	,	18,88
moscovita	-11,94	18,52	,	18,52
Crd	-7,66	11,88	,	11,88
Mgt	-1,75	2,72	,	2,72
K-Felds	-5,81	9,02	,	9,02

Total relativo à composição inicial = (1 - F) x 100:      64,48

**Soma dos quadrados dos resíduos=      ,357**

GENESIS - [Resultados]

Arquivo Mostra Resultados 1 Mostra Resultados 2 Imprimir

Regressão de Co = Punco1 para Cf = 53 leuco

3 - Composição dos líquidos (Cl) em função de diferentes valores de F

F ---->	,9	,8	,7	,6	,5	,4	,3	,2	,1
SiO2	68,24	68,4	68,61	68,88	69,26	69,84	70,79	72,71	78,44
TiO2	,61	,59	,57	,55	,51	,46	,37	,19	-,36
Al2O3	15,89	15,93	15,98	16,05	16,14	16,27	16,5	16,96	18,32
Fe2O3	5,66	5,44	5,15	4,77	4,23	3,42	2,07	-,63	-8,72
FeO	,	,	,	,	,	,	,	,	,
MnO	,	,	,	,	,	,	,	,	,
MgO	2,76	2,65	2,49	2,29	2,01	1,58	,87	-,56	-4,83
CaO	,68	,76	,87	1,01	1,21	1,51	2,01	3,02	6,02
Na2O	2,24	2,48	2,79	3,21	3,79	4,67	6,13	9,04	17,8
K2O	3,91	3,74	3,53	3,25	2,85	2,25	1,26	-,72	-6,68
P2O5	,	,	,	,	,	,	,	,	,

\* As composições de Cl foram calculadas com a fórmula de balanço de massas:  $Cl = [Co - (1-F) Cs] / F$

Total relativo à composição inicial =  $(1 - F) \times 100$ : **64,48**

**Soma dos quadrados dos resíduos = ,357**

-Balanço de massas para o leucosoma MO10608 de composição granítica:

GENESIS - [B. Massas/Regressão]

Ajuda

Comp. Inicial (Co)  
41 - Punco1

Comp. Final (Cf)  
42 - 106 leuco

Fases Mineralis, Sólidos e Líquidos Disponíveis

	2-Bbde-2	3-Oliv	4-Biot	5-K-Felds	6-Mt
SiO2	46,49	40,13	35,69	63,8	
TiO2	2,09	,03	3,58		
Al2O3	9,16	.	15,61	18,75	
Fe2O3	13,75	14,15	25,9	.	
FeO	.	.	.	.	
MnO	.	.	.	.	
MgO	17,44	45,68	9,04	.	
CaO	11,08	.	,03	.	
Na2O	.	.	,1	1,01	
K2O	.	.	10,05	16,44	
P2O5	.	.	.	.	

Fases Mineralis (Máximo = 6)

- 12 - An15
- 35 - quartzo
- 06 - Mgt
- 45 - Bt quilmes
- 44 - Crd
- ?

Executar Sair

Regressão de Co = Puncol para Cf = 106 leuco

**1 - Dados relativos às composições Co, Cf e Cs (Cs = Sólido adicionado ou subtraído de Co)**

	Cs= Sólido		Diferença entre Cf e Co		A - B
	Adic./Subtr.	A= Observada	B= Calculada	[RESÍDUO]	
SiO2	61,42	6,182	6,176	,006	
TiO2	,64	-,459	-,229	-,229	
Al2O3	16,8	-,881	-,871	-,01	
Fe2O3	10,74	-4,498	-4,503	,006	
FeO	,	,	,	,	
MnO	,	,	,	,	

**2 - Dados relativos às fases sólidas (minerais) utilizadas = Composição modal de Cs**

% Peso relat. ao/às:	Co	Fases Utilizadas	Fases Adic.	Fases Subtraídas
An15	-9,05	18,88	,	18,88
quartzo	-13,37	27,87	,	27,87
Mgt	-2,1	4,37	,	4,37
Bt quilmes	-11,5	23,97	,	23,97
Crd	-11,95	24,91	,	24,91

Total relativo à composição inicial = (1 - F) x 100:

47,96

**Soma dos quadrados dos resíduos=****,077**

Regressão de Co = Puncol para Cf = 106 leuco

**3 - Composição dos líquidos (Cl) em função de diferentes valores de F**

F ---->	,9	,8	,7	,6	,5	,4	,3	,2	,1
SiO2	68,86	69,79	70,99	72,58	74,81	78,16	83,74	94,9	128,38
TiO2	,62	,62	,61	,61	,6	,59	,58	,54	,45
Al2O3	15,76	15,63	15,46	15,24	14,93	14,46	13,68	12,12	7,44
Fe2O3	5,3	4,62	3,75	2,58	,95	-1,49	-5,57	-13,72	-38,19
FeO	,	,	,	,	,	,	,	,	,
MnO	,	,	,	,	,	,	,	,	,
MgO	2,58	2,22	1,77	1,17	,32	-,95	-3,07	-7,3	-20,
CaO	,61	,61	,62	,62	,62	,63	,64	,67	,73
Na2O	2,05	2,07	2,09	2,11	2,15	2,2	2,28	2,46	2,98
K2O	4,22	4,43	4,72	5,09	5,61	6,4	7,71	10,33	18,2
P2O5	,	,	,	,	,	,	,	,	,

\* As composições de Cl foram calculadas com a fórmula de balanço de massas:

$$Cl = [Co - (1-F) Cs] / F$$

Total relativo à composição inicial = (1 - F) x 100:

47,96

**Soma dos quadrados dos resíduos=****,077**