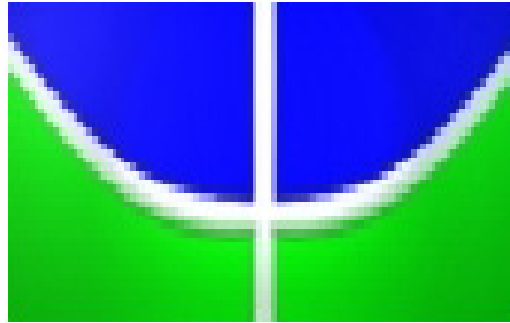


**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**“CRONOLOGIA E ORIGEM DO MAGMATISMO E METAMORFISMO  
NA BORDA ORIENTAL DA PUNA AUSTRAL -NW DA ARGENTINA”**

**TESE DE MESTRADO**

**POR: JOSÉ MARÍA VIRAMONTE**

**BANCA EXAMINADORA: Orientador: Prof. Dr. Marcio M. Pimentel (UnB/IG)  
Examinador Interno: Prof. Dr. José Affonso Brod (UnB/IG)  
Examinador Externo: Miguel Stipp Basei (USP/IG)**

**2006**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**“CRONOLOGIA E ORIGEM DO MAGMATISMO E METAMORFISMO  
NA BORDA ORIENTAL DA PUNA AUSTRAL -NW DA ARGENTINA”**

**TESE DE MESTRADO**

**POR: JOSÉ MARÍA VIRAMONTE**

**BANCA EXAMINADORA: Orientador: Prof. Dr. Marcio M. Pimentel (UnB/IG)  
Examinador Interno: Prof. Dr. José Affonso Brod (UnB/IG)  
Examinador Externo: Miguel Stipp Basei (USP/IG)**

**2006**

# INDICE GERAL

<b>Índice de Figuras</b>	i	
<b>Dedicatória</b>	ii	
<b>Agradecimentos</b>	iii	
<b>Abstract</b>	iv	
<b>Resumo</b>	v	
<b>1.0. Introdução</b>	1	
<b>2.0. Objetivos</b>	3	
<b>3.0. Metodología geral de trabalho</b>	4	
<b>4.0. Localização e vias de acesso</b>	5	
<b>5.0. Geologia Regional</b>	6	
<b>6.0. Trabalhos anteriores e a evolução do conhecimento das rochas graníticas e metamórficas da área de estudo</b>	10	<b>7.0.</b>
<b>Geologia Local</b>	11	
<b>7.1. Petrografia</b>	17	
<b>7.1.1. Unidade Vulcano-Sedimentar</b>	17	
<b>7.1.1.1. Riolito protomilonítico</b>	17	
<b>7.1.1.2. Filitos</b>	18	
<b>7.1.1.3. Metagrauvas</b>	19	
<b>7.1.1.4. Metabasitos</b>	20	
<b>7.1.1.5. Metariolitos e metadacitos</b>	20	
<b>7.1.1.6. Grauvas protomiloníticas</b>	22	
<b>7.1.2. Unidade Plutônica</b>	23	
<b>7.1.2.1. Sienogranitos porfiríticos</b>	23	

7.1.2.2. Enclaves	25
7.1.2.3. Sienogranitos equigranulares	26
7.1.2.4. Leucogranitos	27
<b>8.0. Estrutura</b>	<b>29</b>
8.1. Estruturas pré-ordovicianas	29
8.2. Estruturas paleozóicas	29
8.3. Estruturas cenozóicas	33
<b>9.0. Geoquímica</b>	<b>34</b>
<b>10.0 Geocronologia</b>	<b>45</b>
10.1 Dados U-Pb	46
10.2 Dados isotópicos de Nd e Sr	49
<b>11.0. Discussão</b>	<b>52</b>
<b>12.0. Conclusões</b>	<b>54</b>
<b>13.0. Referências Bibliográficas</b>	<b>56</b>
<b>Apendice I.</b>	
-Procedimentos Analíticos	61
<b>Apêndice II.</b>	
-Carta de aceitação do Journal of South American Earth Sciences	63

## INDICE DE FIGURAS

-Figura 1. Distribuição das diferentes províncias geológicas do Noroeste Argentino	3
-Figura 2. Mapa de localização e vias de acesso	6
-Figura 3. Mapa regional da região Puna Argentina	9
-Figura 4. A) Vista panorâmica a sudeste do Filo de Oire Grande e Quebrada do Oculito. B) Vista panorâmica a nordeste da Serrania de Ochaqui e Cerro Morro.	11
-Figura 5. Mapa geológico e perfil geológico na área da Quebrada do Oculito e Filo de Oire Grande	12
-Figura 6. Mapa geológico na área da Serrania de Ochaqui e Cerro Morro	13
-Figura 7. Vista a sul da Quebrada do Oculito	14
-Figura 8. Contato entre os filitos e as metagrauvacas	15
-Figura 9. A) Interação entre o metariolito e os filitos. B) Detalhe do contato C) Fragmento angulosos do metariolito	15
-Figura 10. Contato entre o Sienogranito equigranular e a Unidade Vulcano-sedimentar. Setor leste da Quebrada do Oculito	16
-Figura 11. Contato entre o Sienogranito equigranular e o Sienogranito porfirítico. Setor da Quebrada do Posto	16
-Figura 12. Contato entre o Leucogranito e a Unidade Vulcano-sedimentar. Setor leste da Quebrada do Oculito	17
-Figura 13. Contato entre o Leucogranito e o Sienogranito porfirítico. Setor da Serrania de Ochaqui. Note-se os agregados de turmalina	17
-Figura 14. Fotomicrografia. (Nicois X x 4). Riolito protomilonítico.	18
-Figura 15. Fotomicrografia. (Nicois X x 4). Riolito protomilonítico. Feldspato potássico relicto (FK) hipidiomorfo	18
-Figura 16. A) Afloramento de Filitos acetinados com foliação penetrativa. B) Fotomicrografia, (Nicois // x 10).	19
-Figura 17. A) Afloramento das metagrauvacas. B) Fotomicrografia, (Nicois X x 4). Observa-se a textura sedimentar reliquiar com pouca deformação	19
-Figura 18. A-A') Metabasitos intercalados nos filitos. B) Fotomicrografia, (Nicois X x 4).	20
-Figura 19. Afloramentos de A) Metadacitos e B) Metariolitos.	21

<b>-Figura 20.</b> A) Fotomicrografia, (Nicois X x 10). Metadacito B) Fotomicrografia, (Nicois X x 10). Metadacito C) Fotomicrografia, (Nicois X x 4). Metariolito	21
<b>-Figura 21.</b> Grauvaca protomilonítica de aspecto placoso	22
<b>-Figura 22.</b> A) Fotomicrografia, (Nicois X x10). Grauvaca protomilonítica. B) Fotomicrografia, (Nicois X x4) Grauvaca protomilonítica	23
<b>-Figura 23.</b> A e B) Sienogranito porfirítico com megacrístais de feldspato potássico idiomórficos de até 7 cm	24
<b>-Figura 24.</b> Grandes enclaves arredondados no sienogranito porfirítico	24
<b>-Figura 25.</b> Fotomicrografias, (Nicois X x10). Sienogranito porfirítico	25
<b>-Figura 26.</b> Grandes enclaves com fenocristais de feldspato potássico do sienogranito Porfirítico	26
<b>-Figura 27.</b> Sienogranito equigranular	26
<b>-Figura 28.</b> Fotomicrografia, (Nicois X x 4) Desenvolvimento de textura gráfica no Sienogranito equigranular	26
<b>-Figura 29.</b> Fotomicrografias, (Nicois // x 4). Leucogranito. Granada (Grt) com diferentes formas e tamanhos	27
<b>-Figura 30.</b> Fotomicrografias, (Nicois X x 4). Leucogranito. Texturas microgranofíricas	28
<b>-Figura 31.</b> Diagrama de Streckesien (1976), QAP	28
<b>-Figura 32.</b> Mapa das principais estruturas da região de estudo. Perfil correlacionando o Filo de Copalayo, a Quebrada do Oculito e o Filo de Oire grande	31
<b>-Figura 33.</b> Rede de Schmidt plotando polos da: a) foliação na borda ocidental da Quebrada do Oculito, b) na borda oriental da Quebrada do Oculito	32
<b>-Figura 34.</b> Modelo hipotético do desenvolvimento da deformação na Quebrada do Oculito	33
<b>-Figura 35.</b> Diagrama TAS (Lê Maitre, 1989)	36
<b>-Figura 36.</b> A) Diagrama de Mullen (1982). B) Diagrama de Miyashiro, (1975)	37
<b>-Figura 37.</b> Diagrama $A=Na_2O+K_2O$ ; $F=Fe_2O_3$ ; $M=MgO$ , (Irvine e Baragar, 1971)	37
<b>-Figura 38.</b> Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ , (Shand, 1929)	38
<b>-Figura 39.</b> Diagrama multielementar das rochas básicas normalizadas ao manto primitivo (Taylor e Mc Lennan, 1985)	38
<b>-Figura 40.</b> Diagrama de elementos terras raras das rochas básicas normalizadas ao condrito (Sun e Mc Donough, 1989)	39
<b>-Figura 41.</b> Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores versus MgO	40

- <b>Figura 42.</b> Diagramas de variação de elementos traços versus MgO	41
- <b>Figura 43.</b> Diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo (Taylor e Mc Lennan, 1985)	42
- <b>Figura 44.</b> Diagrama de elementos de terras raras normalizadas ao condrito (Sun e Mc Donough, 1989)	43
- <b>Figura 45.</b> Diagrama de elementos de terras raras normalizadas à média da crosta continental (Rudnick e Gao, 2003)	44
- <b>Figura 46.</b> Diagrama de elementos terras raras normalizadas à amostra do sienogranito porfirítico OCH-1	45
- <b>Figura 47.</b> Diagramas de concordia U-Pb ID-TIMS	48
- <b>Figura 48.</b> Diagrama $\epsilon_{Nd}$ versus Tempo	51
- <b>Figura 49.</b> Diagrama de composições isotópicas de Sr e Nd	52
- <b>Figura 50.</b> Possível modelo evolutivo da Puna Austral	53

## **AGRADECIMENTOS**

São várias as pessoas às quais quero expressar meu agradecimento.

Ao meu orientador o Prof. Marcio Pimentel por todo o apoio e ajuda neste trabalho e na vida em Brasília porque sem ele nada teria sido feito.

Ao Dr. Raúl Becchio da Universidade Nacional de Salta, pelo apoio no campo e discussões sobre as rochas de estudo.

Ao pessoal do Laboratório de Geocronologia, Bárbara, Jorge, Sandrine, Sérgio, Giana e Osmar pelo incansável apoio para fazer as análises e a amizade. Também quero agradecer ao Professor José Affonso Brod e a Elisa pela ajuda com as análises químicas no Laboratório de Geoquímica. Muito obrigado por tudo!!.

Ao Instituto GEONORTE da Universidade Nacional de Salta e a Ricardo Pereyra, Alejandro Nieva, Ricardo Dominguez e Cristian Tenenbaum do Laboratório de Geoquímica de Salta.

Ao pessoal da pós-graduação pela sua amizade e porque me fizeram sentir como em casa. (Não coloco os nomes um por um porque são muitos os amigos da pós e posso esquecer de alguém)

Quero agradecer especialmente aos Professores Affonso Brod, Elton Dantas, Nilson Botelho, Oswaldo de Araújo Filho e Claudinei Gouveia de Oliveira pela ajuda em todo momento que eu precisei e boas discussões sobre o tema de estudo.

Aos meus amigos Argentinos (Mariana, Tomas, César e Caro) e Colombianos (Hernan, Glorita, Glorita Cadavid, Carol e Guy) pela amizade e acompanhamento de tantos dias em Brasília.

Um eterno agradecimento a Lourdes pelo apoio, o mais importante, e tranquilidade em todo momento. Por ser minha companheira e estar a meu lado sempre.

Quero agradecer a meu pai por tudo. Muito obrigado!!!



## ABSTRACT

New field, petrological, geochemical and geochronological data (U-Pb and Sm-Nd) for Ordovician rock units in the southeastern Puna, NW Argentina, allowed to recognize two lithostratigraphic units in the eastern-northeastern border of salar Centenario: (i) a bimodal volcano-sedimentary sequence affected by low grade metamorphism, comprising metasediments associated with basic and felsic metavolcanic rocks, dated at  $485 \pm 5$  Ma., and (ii) a plutonic unit composed of syenogranites to quartz-rich leucogranites with U-Pb zircon ages between  $462 \pm 7$  and  $475 \pm 5$  Ma. Felsic metavolcanic and plutonic rocks are peraluminous and show similar geochemical differentiation trends. They have initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of 0.7089-07349,  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  values ranging from  $-3.2$  to  $-7.5$  and  $T_{\text{DM}}$  model ages between 1.54 Ga. and 1.78 Ga., which suggest a derivation of the original magmas from older (Meso-Paleoproterozoic) continental crust. Mafic rocks show flattened REE patterns, initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of 0.7067 and  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  ranging from  $+2.3$  to  $+2.5$ , which suggests a mixture between a depleted and enriched sources resulting in a T-MORB signature. The data presented here, combined with those in the literature, suggest that an underplating of mafic magmas took place at the base of the lower crust, which caused first ensialic extension in retroarc position, a termic anomaly that triggered the partial melting of the middle crust with the generation of felsic magmas and regional metamorphism. Also, our data suggest that the Ordovician magmatism mainly recycles the pre-existing crust with minor addition of juvenile mantle-derived material.

## RESUMO

A partir de novos estudos de campo, petrológicos, geoquímicos e dados geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd) de unidades ordovicianas do sudeste da Puna, Noroeste Argentino, se reconheceram duas unidades litoestratigráficas: (i) uma seqüência vulcano-sedimentar bimodal afetada por metamorfismo de baixo grau, composta de metasedimentos associados a rochas metavulcânicas félsicas e máficas com idades de  $485 \pm 5$  Ma. e (ii) uma unidade plutônica integrada por sienogranitos a leucogranitos ricos em quartzo com idades U-Pb em zircões e monazita de  $462 \pm 7$  e  $475 \pm 3$  Ma. As rochas metavulcânicas félsicas e plutônicas são peraluminosas e apresentam “trends” de diferenciação geoquímica similares. Apresentam razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.7089-07349, valores  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  entre  $-3.2$  e  $-7.5$  e idades modelo  $T_{\text{DM}}$  entre 1.54 Ga. e 1.78 Ga. sugerindo que os magmas originais poderiam derivar de uma crosta continental antiga (Meso-Paleoproterozoica). As rochas máficas apresentam padrões de ETR horizontalizados, razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.7067 e valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  entre  $+2.3$  e  $+2.5$  o que sugere mistura de uma fonte empobrecida e uma outra fonte enriquecida resultando em uma assinatura T-MORB. Os dados apresentados nesse trabalho, combinados com os da literatura, sugerem que um processo de “underplating” de magmas máficos teve lugar na base da crosta continental, o que causou uma extensão no retroarco e uma anomalia térmica importante que gera a fusão parcial da crosta média desenvolvendo magmatismo félsico e metamorfismo regional. Nossos dados sugerem que o evento Ordoviciano recicla principalmente crosta preexistente com menor adição de material mantélico jovem.

# 1. INTRODUÇÃO

A Puna Argentina foi definida como província geológica por Turner (1972) e abarca uma área de aproximadamente 100.000 Km<sup>2</sup> no noroeste do território Argentino, ocupando a parte ocidental das províncias de Jujuy, Salta e Catamarca (Figura 1). É uma região desértica cuja paisagem dominante compreende extensas planícies aluviais, salinas e estratovulcões atingindo altitudes de até 6000 metros. É o segundo platô mais alto do planeta com uma altitude média de 4000 metros acima do nível do mar. Nesta região a crosta continental tem espessura média de aproximadamente 60 km em função do encurtamento tectônico e soergimento termal sofrido durante o Cenozóico, coincidente com o incremento na taxa de convergência das placas e do ângulo de subducção (Isacks, 1988, James e Sacks, 1999).

A Puna é limitada a oeste pela Cordilheira Ocidental, onde se localiza o atual arco magmático Andino, e a leste pela Cordilheira Oriental. A norte do paralelo 22°, a Puna se estende até o Planalto Boliviano e para o sul termina na latitude 27°S, na chamada Cordilheira de San Buenaventura (Figura 1). A região é dividida em duas subprovíncias geológicas (Puna Setentrional ou Puna Norte e Puna Austral) através do alinhamento Calama-Olacapato-Toro.

O embasamento Pré-Andino nos Andes Centrais consiste principalmente de rochas ígneas-metamórficas de idade Proterozóica-Paleozóica. Este embasamento estende-se desde o sul do Peru (Craton de Arequipa) até o terreno alóctone da Precordilheira, aflorando descontinuamente por sob a cobertura Mesozóica e Cenozóica. Diferentes autores têm proposto diversos modelos para explicar a origem do embasamento Pré-Andino, onde dois ciclos orogênicos são reconhecidos: O ciclo Pampeano (Precambriano Superior-Cambriano inferior) e o ciclo Famatiniano (Cambriano superior- Siluriano inferior). Alguns modelos envolvem processos de subducção com formação de arcos magmáticos seguidos de sucessivas colisões de terrenos alóctones ou para-autóctones (peri-Gondwânicos), (Ramos et al., 1986; Ramos, 1988; Loewy, et al., 2004). Por outro lado, alguns autores questionam esses modelos colisionais devido à falta de evidências e indicadores deste processo (Becchio et al., 1999; Bock, et al., 2000; Lucassen, et al., 2000; Buttner, et al., 2005). Lucassen et al. (2000) propõem para o embasamento dos Andes Centrais uma evolução de um cinturão móvel onde a distinção entre os ciclos Pampeano e Famatiniano não é possível. Propõem um único evento, compreendido entre aproximadamente 540 e 410 Ma. O cinturão móvel culmina com metamorfismo de baixa *P*/alta *T* há ca. 520-500 Ma (Ciclo Pampeano), seguido por um longo regime de alto gradiente termal até o Siluriano (Ciclo Famatiniano).

Unidades geológicas do Paleozóico Inferior têm uma ampla distribuição na província geológica da Puna, com o predomínio de seqüências sedimentares caracterizadas pela presença de

importante registro magmático de idade ordoviciana (Ciclo Famatiniano). Este magmatismo se distribui ao longo de duas “faixas” de direção N-S conhecidas como, Faixa Eruptiva da Puna Ocidental (FEPOc) (Palma et al., 1986) e Faixa Eruptiva da Puna Oriental (FEPOr) (Méndez et al., 1973). Estas faixas representam um dos mais bem expostos registros tectono-magmáticos para a reconstrução geodinâmica da margem sudoeste de Gondwana durante o Ordoviciano. Os modelos propostos para a evolução destas faixas diferem na existência ou não de terrenos alóctones na margem de Gondwana. Esses modelos implicam que: (i) as duas faixas representam terrenos alóctones acrecionados à margem sudoeste de Gondwana com subducção para leste (Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1983; Dalziel e Forsythe, 1985; Ramos et al., 1986; Conti et al., 1996) (ii) a faixa oriental seria produto de extensão ensiálica desenvolvida entre o craton Arequipa-Antofalla a oeste e a plataforma Brasileira a leste (Aceñolaza e Toselli, 1984), (iii) uma margem continental de longa vida com subducção, que gera as duas faixas magmáticas e metamorfismo em um ambiente de cinturão móvel (Lucassen et al., 2000), (iv) em um estágio inicial de vulcanismo de arco e retro-arco, a faixa ocidental se desenvolve durante o Cambriano tardio – Arenigiano. Em seguida, em um estágio intermediário (Arenigiano-Llanvirniano), desenvolve-se a faixa oriental, caracterizada por regime convergente oblíquo de subducção na Puna sul e de transcorrência na Puna norte. Finalmente, em um estágio tardio de compressão, produto da Orogenia Ocloyica ~ Tacónica (Llanvirniano tardio- Caradociano), ocorre o fechamento de bacias, deformação, fim do vulcanismo no nordeste e alojamento de plutons de origem colisional na faixa ocidental (Coira et al., 1999; modelo tectônico do magmatismo Ordoviciano proposto principalmente para a região da Puna Norte).

No presente trabalho são apresentados dados petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos das rochas metavulcânicas e graníticas da Faixa Eruptiva da Puna Oriental pertencentes ao ciclo Famatiniano (e.g. Aceñolaza e Toselli, 1976; Rapela et al., 1998) e expostas na Puna sul-oriental, ao longo da borda leste -nordeste do salar Centenário.

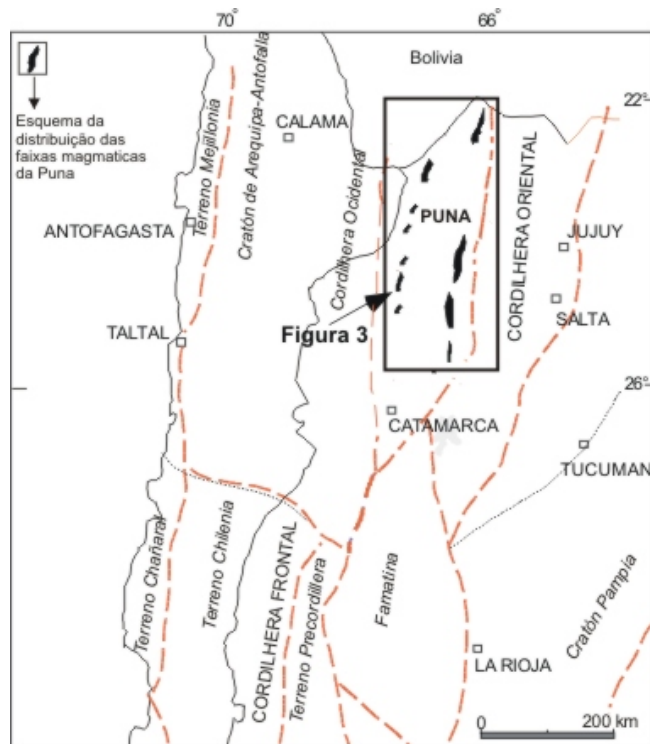


Figura 1. Distribuição das diferentes províncias geológicas do Noroeste Argentino.

## 2. OBJETIVOS

A evolução e gênese do magmatismo Ordoviciano na região da Puna, particularmente na subprovincia geológica Puna Austral (Alonso et al., 1984) é ainda um tema de debate e controvérsias. Apesar da importância que tem para o entendimento da evolução geológica dos Andes Centrais, relativamente poucos dados geoquímicos, isotópicos, geocronológicos e petrológicos existem para as distintas unidades geológicas que constituem a faixa magmática sul-oriental. Neste sentido, o objetivo desta tese inclui diferentes aspectos, a partir da investigação de uma área chave selecionada. Os objetivos específicos são:

- Aprimorar o conhecimento das diversas unidades magmáticas Ordovicianas que compõem a borda NNE do salar Centenário na Puna Austral, incluindo as relações de campo, suas diferentes fácies e relações temporais.
- Caracterizar a petrologia das rochas magmáticas e metamórficas mediante trabalho de campo e estudos petrográficos.
- Determinar as idades absolutas de diferentes tipos de rochas selecionadas (mais representativas) mediante datações radiométricas aplicando o método U-Pb.

- Estabelecer as características geoquímicas e isotópicas, para determinar a tipologia dos magmas e possíveis ambientes de geração.
- Propor o modelo evolutivo para o magmatismo do Noroeste da Argentina a partir dos resultados obtidos e dados da literatura de áreas vizinhas para aportar novos conhecimentos sobre a evolução geotectônica da borda sudoeste da Gondwana durante o Paleozóico Inferior.

Adicionalmente, qualquer resolução dos debates sobre a existência ou não de terrenos alóctones à margem de Gondwana, referidos no item anterior, necessita estudos petrogenéticos e geocronológicos mais acurados nas duas Faixas Eruptivas e este trabalho pretende ser uma contribuição ao tema para esta importante área da Puna suloriental.

### **3. METODOLOGIA GERAL DE TRABALHO**

#### **3.1 ATIVIDADES PRELIMINARES**

Para essa etapa do trabalho foram realizadas a busca e compilação da bibliografia e documentos cartográficos sobre a região estudada, assim como o processamento de imagens ASTER mediante a aplicação de software específico para o posterior mapeamento das diferentes unidades e utilização como base.

O mapeamento geológico foi realizado utilizando como base a folha geológica San Antonio de los Cobres em escala 1:250.000 (Blasco e Zappettini, 1996), imagens de satélite e fotografias aéreas em escala aproximada de 1:30.000.

#### **3.2 ATIVIDADES DE CAMPO**

Inicialmente foi realizado o reconhecimento da geologia regional entre os paralelos 24° 32' 54'' e 24° 54' 29'' e meridianos 66° 40' 10'' e 66° 29' 20'', incluindo a identificação das principais unidades geológicas e as relações estratigráficas entre elas. A coleta sistemática de amostras das unidades foi georeferenciada com o uso de GPS. Durante os trabalhos de campo procurou-se coletar amostras não intemperizadas, representativas dos tipos litológicos aflorantes na área.

#### **3.3 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO**

Os estudos petrográficos foram realizados através de métodos óticos convencionais em 30 lâminas delgadas, com o objetivo de determinar a mineralogia e textura das amostras. Em rochas com granulação muito grossa foram realizadas seções delgadas especiais de 6 cm de comprimento. As análises modais nas rochas graníticas foram realizadas mediante contador em microscópio de

polarização Leitz com uma média de 1000 pontos por seção delgada. A percentagem de minerais nas rochas metassedimentares foi feita a partir da planilha para estimativa de percentagem.

A partir do estudo das lâminas delgadas foram selecionadas amostras para análises químicas de elementos maiores e traços, isotópicas (Nd e Sr) e geocronológicas. Foram preparadas e moídas vinte e três amostras (10-20 Kg aproximadamente por amostra) para análises geoquímicas de elementos maiores e alguns traços no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Salta. Das vinte e três amostras foram escolhidas nove para análises de elementos de Terras Raras e traços determinados por ICP-MS no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília. As determinações isotópicas de Nd foram realizadas em dezessete amostras enquanto as de Sr em treze amostras. Por último, concentrados de monazita foram obtidos a partir de uma amostra e de zircão a partir de seis amostras para determinação de idades absolutas pelo método U-Pb ID-TIMS. Esta separação foi realizada mediante concentração gravimétrica utilizando bateia, seguida de separação magnética utilizando separador magnético isodinâmico “Franz” e, por último, seleção dos minerais sob lupa binocular. Tanto as determinações isotópicas como geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Os procedimentos analíticos utilizados nos Laboratórios de Geoquímica e Geocronologia da Universidade de Brasília estão descritos no apêndice 1.

### 3.4 ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO

Os trabalhos de campo permitiram o aprimoramento do mapa geológico regional da região da Puna ([Figura 3](#)) em escala 1:2.500.000 (Coira et al, 1999), bem como a elaboração de dois mapas geológicos da área de estudo ([Figuras 5 e 6](#)) em escala 1:70.000, utilizando imagens de satélite ASTER com combinação de bandas RGB 3-2-1 no subsistema VNIR e a elaboração de um perfil geológico (A-B na [Figura 5](#)) na zona da Quebrada do Oculito. Por último, o processamento dos dados (realização de gráficos e calibração dos dados analíticos), foram seguidos da interpretação e elaboração do relatório final.

## 4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na borda oriental-nororiental do salar Centenario entre os paralelos 24° 32' 54'' e 24° 54' 29'' e meridianos 66° 40' 10'' e 66° 29' 20'', no estado de Salta, República Argentina. A principal via de acesso é a rodovia nacional N° 51 que liga a cidade de Salta à localidade de Santo Antonio dos Cobres depois de percorrer 160 Km ao longo da Quebrada do Toro. Da Localidade de Santo Antonio dos Cobres, seguindo pela rodovia estadual N° 149 S que percorre a Quebrada de Tajamar, Abra do Galo, a localidade de Santa Rosa dos Pastos Grandes e

Mina Sijes, se chega ao salar Centenário depois de 100 km de percurso. No salar Centenário atualmente existe uma mina de boratos chamada “Mina Maggie” e explorada pela empresa BORAX S.A. (Figura 2).

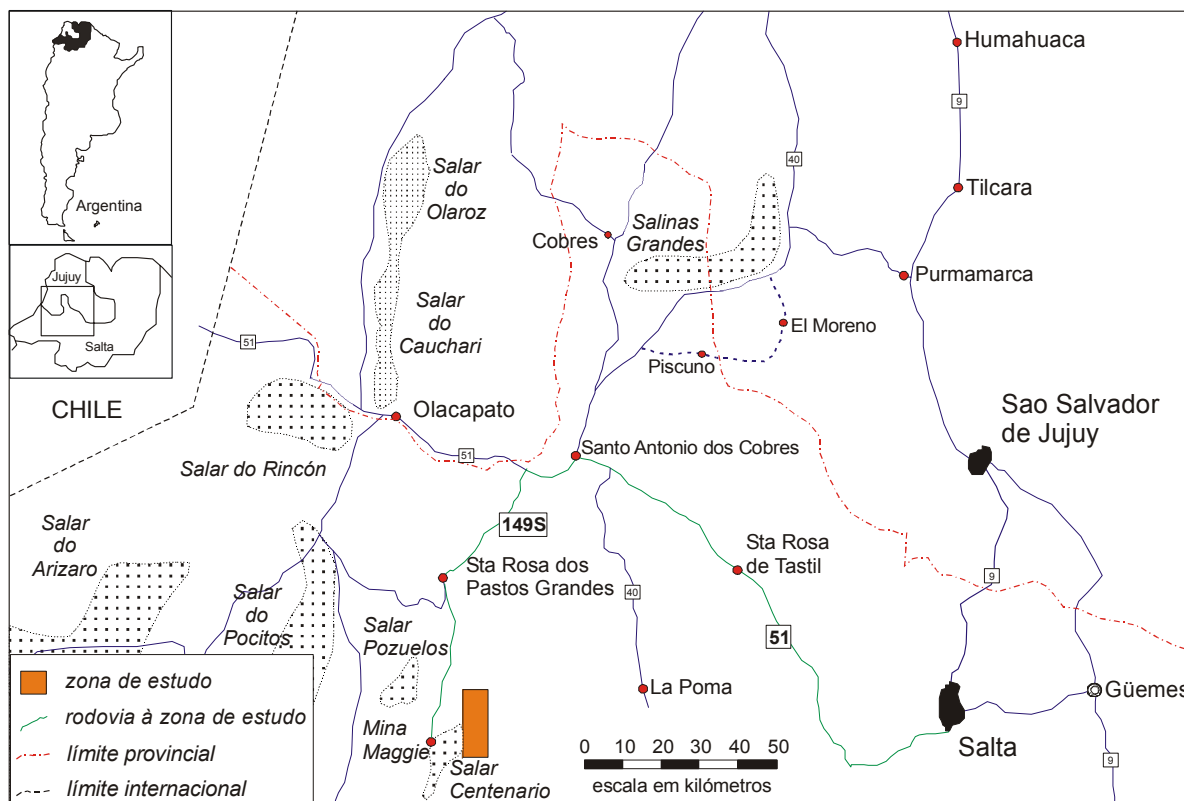


Figura 2. Mapa de localização e vias de acesso.

## 5. GEOLOGIA REGIONAL

Sob o ponto de vista geotectônico, a área de estudo situa-se na província geológica da Puna, mais precisamente, na subprovíncia geológica da Puna Austral (Alonso et al, 1984a).

A Puna divide-se em duas subprovíncias geológicas, Puna Norte e Puna Austral, separadas pelo alinhamento Calama- Olacapato- Toro (Figura 3). Este alinhamento tem orientação NW-SE e é definido como um sistema de falhas transcorrentes sinistras desde a costa Pacífica do Chile até a Cordilheira Oriental no NW Argentino.

Na Puna Norte o embasamento exposto está caracterizado por unidades do Precambriano superior – Paleozóico inferior. Na região de San Antonio de los Cobres afloram unidades de baixo a muito baixo grau metamórfico pertencentes à Formação Puncoviscana, de idade Precambriana superior-Cambriana inferior, pouco expostas na região da Puna.



O embasamento na Puna Norte é constituído principalmente por seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares de idade Ordovicianas. Coira et al. (1999) definem as seqüências vulcano-sedimentares, desde o alinhamento Calama- Olacapato- Toro até o limite com a Bolívia, como Complexo Magmático Sedimentar Cochino- Escaya, o qual representaria a Faixa Eruptiva da Puna Oriental na Puna Norte. Granitos de idade Ordovicianas só afloram na Serra de Tanque e Cobres.

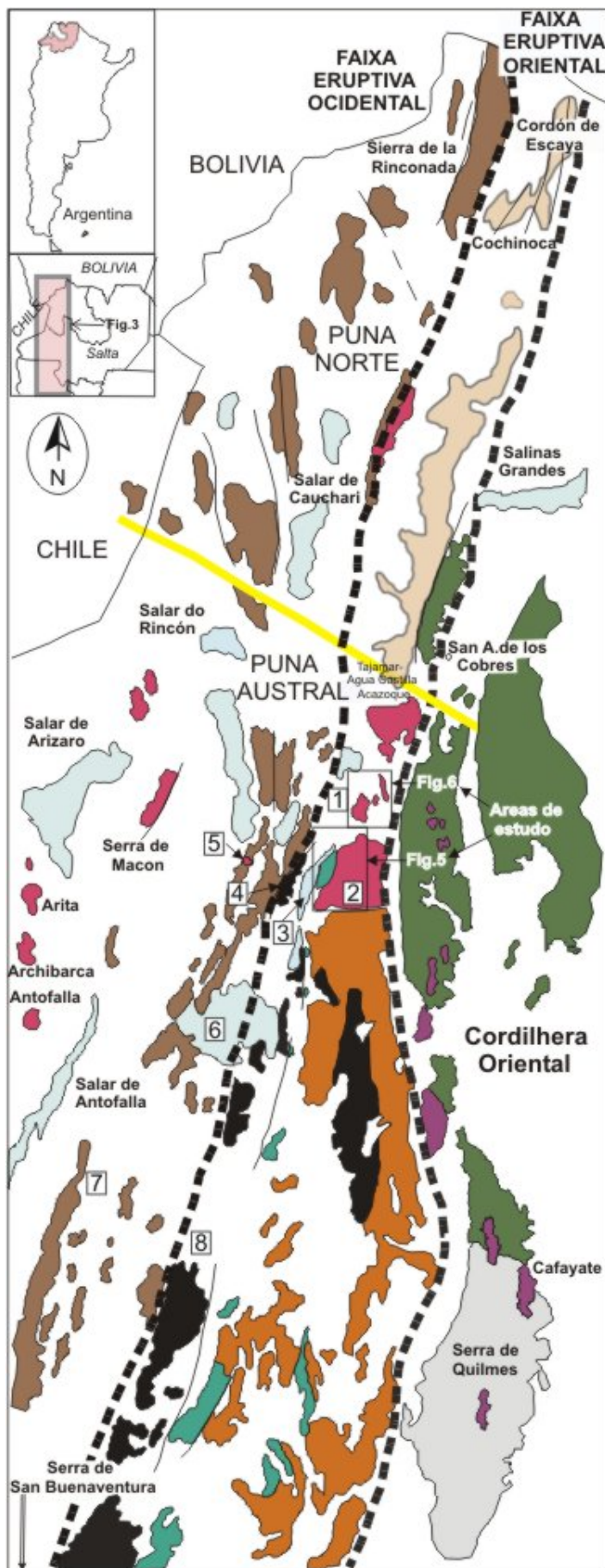
Para melhor entendimento, a geologia da Puna austral é dividida em dois cinturões N-S, concordantes com as faixas magmáticas ocidental e oriental, (FEPOc e FEPOr). O embasamento do cinturão ocidental aflora na borda sul-oriental do salar de Pocitos e compreende arenitos quartzosos pertencentes à Formação Tolar Chico (Zappettini et al., 1994), de idade Cambriana. A seqüência Ordovicianas começa com pelitos escuros marinhos que contêm fósseis do Tremadociano inferior e quantidades subordinadas de arenitos e tufos. Esta seqüência pertence à Formação Las Vicuñas (Moya et al., 1993) e aflora na quebrada Los Medanos, no setor sudoeste do salar Rincon. A sedimentação marinha continua com grauvacas e, em menor quantidade, arenitos (Formação Tollilar; Zappettini et al., 1994). Estas seqüências estão sobrepostas concordantemente à Formação Tolar Chico. Para o sul, o componente sedimentar inclui quantidades variáveis de rochas calci-silicáticas assim como corpos máficos-ultramáficos expostos no salar de Pocitos e na Serra de Calalaste. Os granitóides Ordovicianos da FEPOc são representados por granodioritos e monzogranitos interpretados como magmatismo de arco com características metaluminosas e idades K- Ar de  $485 \pm 15$  Ma (Granito Archibarca; Palma et al., 1986), Ar-Ar de  $482 \pm 8$  Ma (Granito de Macón; Koukharsky et al., 2002) e U-Pb de  $476 \pm 2$  Ma (Complexo Pocitos; Kleine et al., 2004) (Figura 3).

No cinturão oriental o embasamento é constituído por rochas metamórficas de médio a alto grau com idade de metamorfismo de baixa *P*-alta *T* de 525-500 Ma (Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000). Este embasamento é afetado, na Serra de Quilmes (Cordilheira Oriental Figura 3), por um novo metamorfismo nas mesmas condições de pressão e temperatura, aos 470-440 Ma (Lucassen et al., 2000; Buttner et al., 2005). As rochas compreendidas são, principalmente, paragneisses, ortogneisses de composição granítica, migmatitos, seqüências monótonas de xistos e níveis calci-silicáticos (Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000). Na borda oeste do salar Centenário (Filo de Copalayo) e na Serra do Jote-El Peñon essas rochas se sobrepõem por falha de empurrão a oeste, sobre seqüências metasedimentares Ordovicianas. Essa estrutura é chamada “Frente Oclóyico” e pertence à fase de deformação homônima (Ordoviciano superior) (Hongn, 1992, 1994). O registro Ordoviciano é constituído por seqüências sedimentares, vulcano-sedimentares e granitóides. Na zona de Água Castilla (Figura 3) os níveis sedimentares pelíticos com intercalações de rochas vulcânicas são portadores de fauna graptolítica do Arenigiano

(Aceñolaza e Tosselli, 1984; Bahlburg et al. 1990). Na região do salar Centenário essas seqüências são caracterizadas por magmatismo bimodal e são afetadas por metamorfismo de baixo grau (Unidade vulcano-sedimentar), sem evidências paleontológicas. Os granitóides Ordovicianos da FEPOr, em alguns casos, intrudem as seqüências vulcano-sedimentares e em outros estão em contato por falha (Hongn, 1994). Esses granitóides compreendem sienogranitos porfiríticos, equigranulares e leucosienogranitos, com características peraluminosas. Hongn (1994) descreve na Puna austral estreitas (métricas) faixas miloníticas de orientação N-S e grande comprimento, além de diferentes graus de deformação nesses granitóides e nas rochas metamórficas de baixo grau. O mesmo autor reporta que as estruturas principais que têm vergência para oeste pertenceriam à fase Oclóyica, já que afetam grande parte das rochas Ordovicianas e o embasamento metamórfico, enquanto que as que têm vergência para leste seriam mais antigas (pré-Oclóyicas; pré-ordovicianas no capítulo 8).

Por último, depósitos vulcânicos, vulcanoclásticos, aluviais e evaporíticos Cenozóicos pertencentes ao ciclo Andino, formam grandes extensões cobrindo o embasamento metamórfico e as rochas Ordovicianas.

As características petrológicas das rochas da Puna sugerem que para o sul estão expostos níveis crustais mais profundos já que afloram rochas metamórficas de médio-alto grau e grandes quantidades de rochas graníticas (Méndez et al., 1973; Alonso et al., 1984; Omarini et al., 1984; Hongn, 1994).



## LEGENDA

### Terciário

Salares

### Ordoviciano

Sedimentitas com intercalações de rochas volcânicas e volcanoclásticas

Complexo magmático-sedimentar Cochino- Escaya (Coira et al., 1999)

Granitoides (Unidade Plutônica. Ver Fig.5;6 )

Granitoides e Ortognaisses indiferenciados

Granitoides intruindo embasamento Precambriano (Cordilheira Oriental)

Rochas metamórficas de baixo grau (Unidade vulcano-sedimentar. Ver Fig.5 )

### Cambriano

Rochas metamórficas de mediano-alto grau. 520-500 Ma. (Puna)

Rochas metamórficas de mediano-alto grau. 520-500 Ma com "overprinting" aos 470-440 Ma. (Serra de Quilmes)

### Precambriano

Turbiditas com metamorfismo de baixo a muito baixo grau. (Fm. Puncoviscana)

Alinhamento Calama-Olacapato-Toro

Falhas

Limites entre a Cordilheira Oriental-Faixa Eruptiva Oriental e Faixa Eruptiva Ocidental

0 25 50Km

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
Instituto de Geociências

MAPA GEOLOGICO REGIONAL

TESE DE MESTRADO

JOSE MARIA VIRAMONTE ANO: 2006

Figura 3. Mapa geológico regional da região Puna (modificado de Coira et al., 1999) mostrando as principais unidades do Precambriano-Paleozóico inferior. 1.Serrania de Ochaqui; 2.Filo de Oire Grande; 3.Salar Centenario; 4.Filo de Copalayo; 5.Complexo Igneo Pocitos; 6.Salar de Hombre Muerto; 7.Serra de Calalaste; 8.El Peñon-Jote.

## **6. TRABALHOS ANTERIORES E A EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DAS ROCHAS GRANÍTICAS E METAMÓRFICAS DA ÁREA DE ESTUDO:**

Os trabalhos de mapeamento de maior importância na zona de estudo são os de Turner (1964a), Mendez et al., (1973) e Blasco e Zappettini (1996). Especificamente na área do presente estudo, as descrições das diferentes unidades litológicas feitas por esses autores foram realizadas, de forma geral, em escala macro a mesoscópica e, em menor medida, em escala microscópica.

Turner (1964a), na Folha Geológica “Nevado de Cachi” definiu as rochas graníticas que afloram na Puna sudeste (Figura 3) como Formação Oire e classificou-as como migmatitos graníticos com porfiroblastos de feldspato potássico e de origem migmatítico-anatética descrevendo uma passagem transaccional entre migmatitos e granitos. A idade proposta por esse autor foi Precambriana.

Mendez et al. (1973) definiram como Faixa Eruptiva da Puna Oriental as rochas que compõem um cinturão N-S de aproximadamente 500 Km de comprimento e 10-20 Km de largura (Figura 3) Estende-se desde o limite com a Bolívia até a Cordilheira de San Buenaventura, no estado de Catamarca. Esses autores classificam as rochas como pórfiros riodacíticos e granodioritos a norte e sul do alinhamento Calama- Olacapato- Toro, respectivamente, com presença de quartzo azul e megacristais de feldspato potássico como características distintivas. Cabe assinalar que o caráter granodiorítico da Faixa Eruptiva da Puna Oriental coincide com a Formação Oire de Turner (1964a). Segundo Mendez et al. (1973) a idade de toda a faixa é Siluriana. Datações radiométricas realizadas por Omarini et al. (1984) na quebrada Tajamar e por Lork & Bahlburg (1993) na Serra Cochinoqa-Escaya e Serra de Cobres (Figura 3), permitiram definir uma idade Ordoviciano para esses setores da faixa.

Blasco e Zapettini (1996) definem as rochas metamórficas que afloram a oeste e leste do salar Centenário como Complexo Ígneo-Metamórfico Salar Centenário (CIMSC) e as descrevem como as rochas mais antigas da região, de idade Precambriana. A margem ocidental (Filo de Copalayo) do salar Centenário foi descrita como composta por ortognaisses, xistos micáceos e cordieríticos com intercalações de orto-anfibolitos e para-anfibolitos, enquanto a margem oriental é composta por xistos com intercalações de metabasitos. Os mesmos autores, com base na diversidade litológica das rochas graníticas da Puna sudeste, redefiniram a Formação Oire (Turner 1964a) como Complexo Eruptivo Oire (CEO). Identificaram neste Complexo, rochas graníticas com fácies porfíricas e equigranulares, leucosienogranitos e corpos de aplitos.

Por último, Blasco e Zappettini (1996) definem formalmente uma seqüência de derrames de metadacitos e metariodacitos que afloram na encosta oriental da quebrada do Oculito (Figura 5) como Formação Burruyacu (FB). Tanto o CEO quanto a FB são assinaladas ao Ordoviciano.

## 7. GEOLOGIA LOCAL

A zona de estudo caracteriza-se por apresentar topografia muito escarpada e de difícil acesso (Figura 4). Os afloramentos apresentam coberturas aluviais ou são muitas vezes cobertos por clastos pequenos da mesma rocha gerados pela amplitude térmica da região.

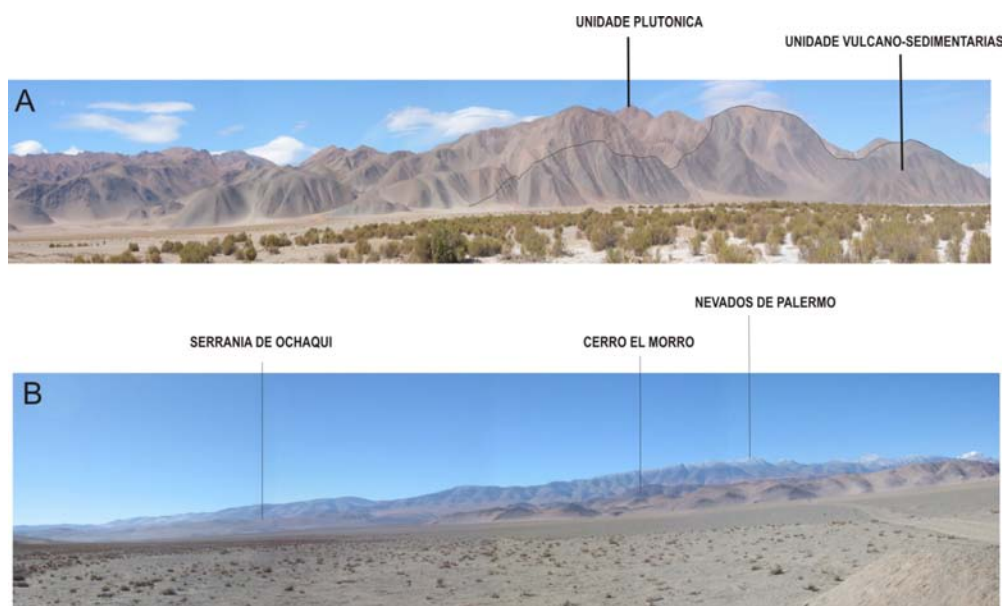


Figura 4. A) Vista panorâmica a sudeste do Filo de Oire Grande e Quebrada do Oculito.  
B) Vista panorâmica a nordeste da Serrania de Ochaqui e Cerro Morro.

A partir da Folha Geológica San Antonio de los Cobres (1:250.000) foram feitas modificações com base em mapeamento de maior detalhe na região a E-NE do salar Centenário (Figuras 5 e 6). De acordo com todos os dados em conjunto obtidos no presente trabalho reconheceram-se duas unidades principais com orientação NNE-SSW: (i) **Unidade vulcano-sedimentar** (CIMSC+FB, de Blasco e Zappettini, 1996), localizada entre o salar Centenário e o Filo de Oire Grande aflorando em ambos flancos da quebrada do Oculito (Figura 5) e (ii) **Unidade plutônica** (CEO, de Blasco e Zappettini, 1996) aflorando no Filo de Oire Grande (Figura 5), Cerro Morro e Serrania de Ochaqui (Figura 6).

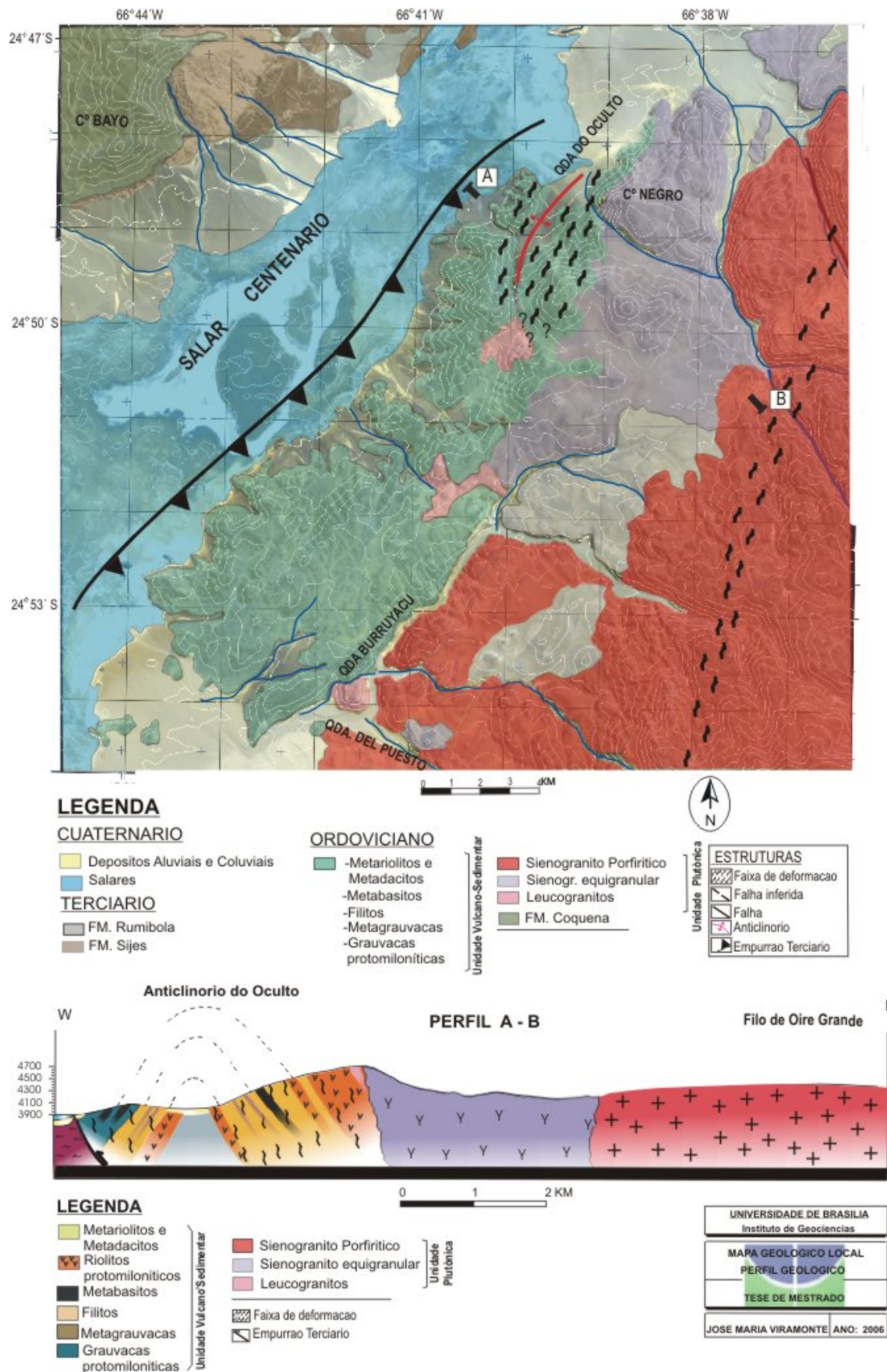
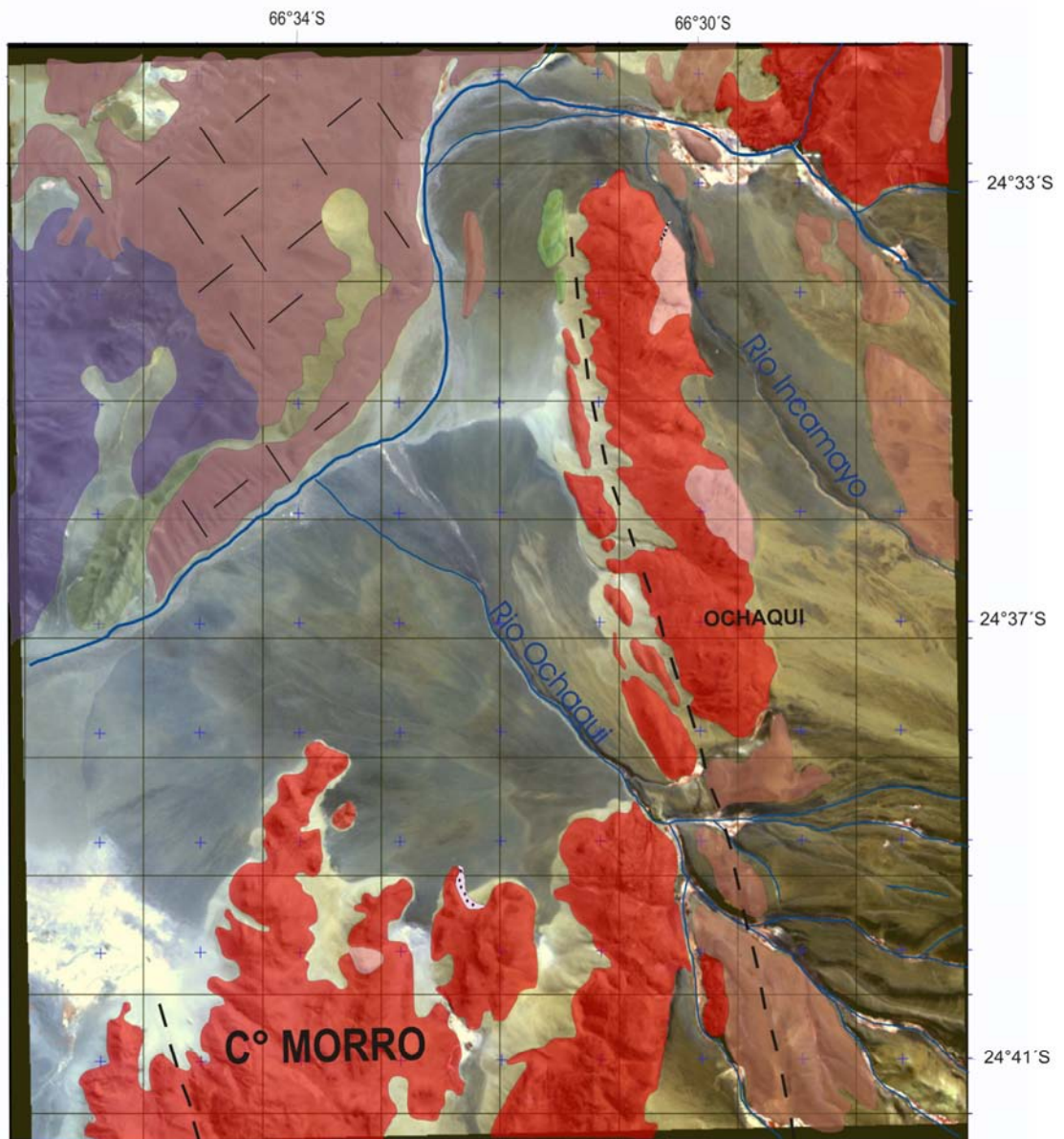


Figura 5. Mapa geológico e perfil geológico na área da Quebrada do Oculito e Filo de Oire Grande



**LEGENDA**

**CUATERNARIO**

Depositos Aluviais E Coluviais

**TERCIARIO**

FM. Qda Seca

FM. Abra El Gallo

FM. Pucara

FM. Pedras Brancas (Basaltos)

**ORDOVICIANO**

Sienogranito Porfídico

Leucogranitos

Facies de borde (Turmalinizadas)

FM. Coquena

Salares

Unidade Plutônica

**REFERENCIAS ESTRUCTURAIIS**

FALHA TERCIARIA INFERIDA

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
 Instituto de Geociências

MAPA GEOLOGICO LOCAL

TESE DE MESTRADO

JOSE MARIA VIRAMONTE ANO: 2006

Figura 6. Mapa geológico na área da Serra de Ochaqui e C° Morro

A unidade vulcano-sedimentar compreende rochas sedimentares com intercalações de rochas vulcânicas félsicas e básicas (magmatismo bimodal), afetadas por metamorfismo de baixo grau associado a uma zona de cisalhamento apresentando diferentes graus de deformação. Esta unidade se encontra dobrada segundo um anticlinório, aparentemente suave e simétrico. Esta estrutura é reconstruída a partir da repetição de algumas rochas em ambos lados da Quebrada do Oculito, já que a região da charneira e parte superior dos flancos encontra-se totalmente erodida (Figura 7) desenvolvendo o vale (“quebrada”). As rochas expostas envolvidas na dobra são: (i) bancos de 0.50-3.0 m de espessura de riolitos protomiloníticos, metagrauvas e metabasitos intercalados em ~60 m de filitos (Figura 8). Na base dos metariolitos, no contato com os filitos, há evidências de brechagem do metariolito onde o quartzo se encontra entre os pedaços fragmentados (angulosos) da lava (Figura 9); (ii) no setor oriental da Quebrada do Oculito sobre os filitos afloram ~25 m de metariolitos e metadacitos; (iii) no setor ocidental da Quebrada também sobre os filitos afloram ~30 m de grauvas protomiloníticas com intercalações de bancos de 2 metros de metabasitos. Os contatos entre as rochas não são sempre visíveis, mas a orientação da foliação ( $S_1$ ) e dos contatos visíveis ( $S_0$ ) permitem definir que as relações entre as rochas são concordantes (Ver capítulo 8).



Figura 7. Vista a sul da Quebrada do Oculito



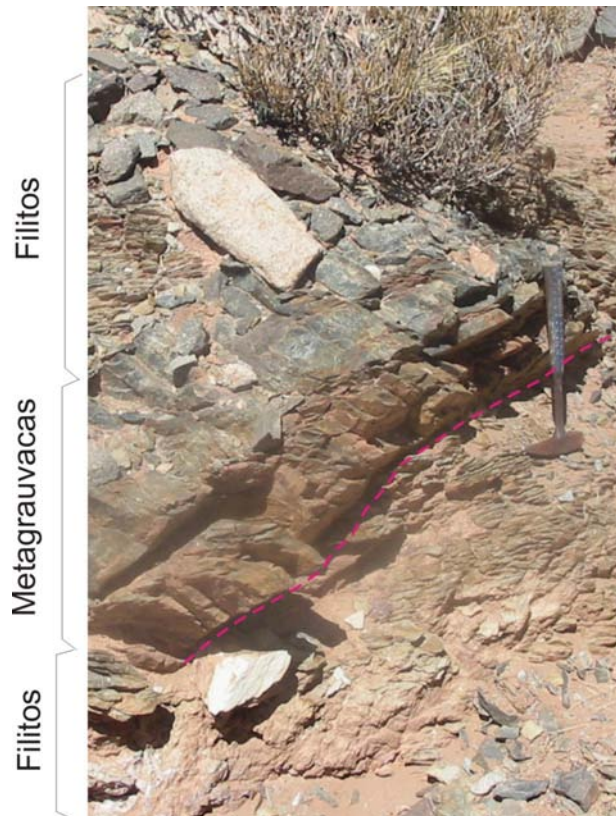


Figura 8. Contato entre os filitos e as metagrauvascas

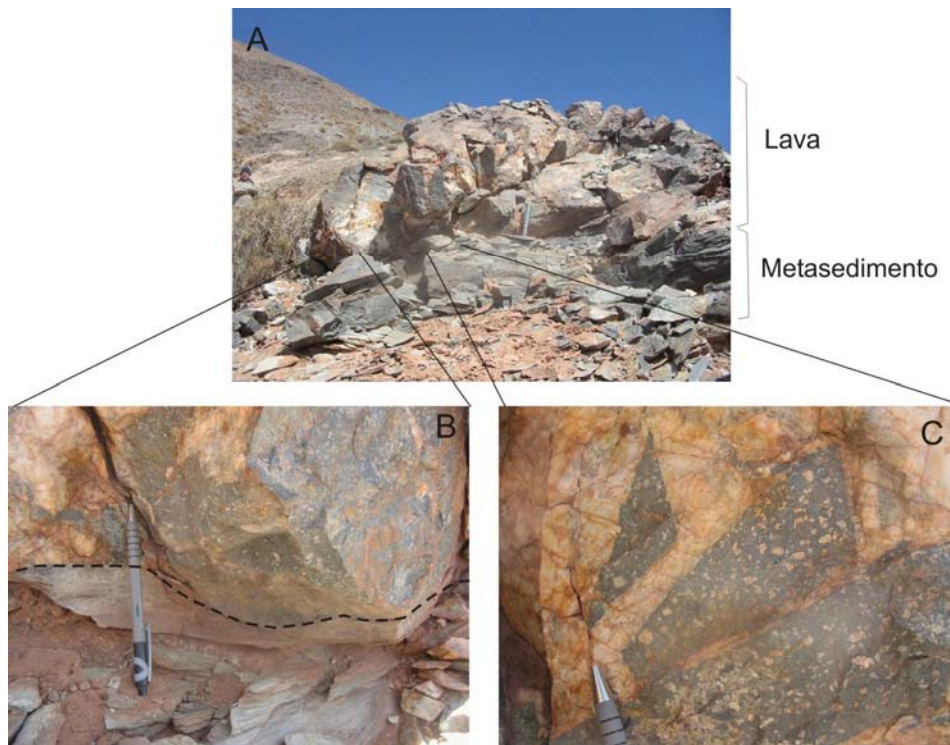


Figura 9. A) Interação entre o metariolito e os filitos. B) Detalhe do contato  
C) Fragmento angulosos do metariolito

A unidade plutônica não está afetada por metamorfismo e é constituída por sienogranitos porfíricos, sienogranitos equigranulares e leucosienogranitos. O sienogranito porfírico é a rocha mais abundante na região de estudo e é caracterizada por megacristais de feldspato potássico de até 7.0 cm de comprimento. A relação entre estas rochas e a unidade vulcano-sedimentar não é conhecida em função da cobertura de depósitos aluviais. Os sienogranitos equigranulares intrudem os metariolitos e matadacitos da unidade vulcano-sedimentar na área de Cerro Negro (Figura 10) e o sienogranito porfírico na Quebrada del Puesto (Figura 11), mostrando contatos frios nos dois locais. Os leucosienogranitos afloram como corpos arredondados, elípticos ou alongados com diferentes tamanhos. Um desses corpos com características de dique (alongado-pseudotabular) intrude o topo da unidade vulcano-sedimentar, no setor oriental da Quebrada do Oculito, apresentando contatos frios e deformando a rocha encaixante (Figura 12). Na Serrania de Ochaqui, corpos de leucosienogranitos intrudem o sienogranito porfírico, onde o contato parece gradacional em alguns centímetros e apresenta grandes agregados de turmalina (Figura 13).



Figura 10. Contato entre o Sienogranito equigranular e a Unidade Vulcano-sedimentar. Setor leste da Quebrada do Oculito



Figura 11. Contato entre o Sienogranito equigranular e o Sienogranito porfírico. Setor da Quebrada do Posto



Figura 12. Contato entre o Leucogranito e a Unidade Vulcano-sedimentar. Setor leste da Quebrado do Oculto



Figura 13. Contato entre o Leucogranito e o Sienogranito porfirítico Setor da Serrania de Ochaqui. Note-se os agregados de turmalina

## 7.1 Petrografia

### 7.1.1 UNIDADE VULCANO-SEDIMENTAR

#### 7.1.1.1 Riolito protomilonítico

Essa unidade apresenta-se como um corpo de direção NNE com espessura entre 1,5-2,0 m. É predominantemente cinza e de granulação fina. Encontra-se entre os filitos com os quais os contatos não são visíveis por causa do material aluvial. Apresenta textura porfírica reliquiária, evidenciada por fenocristais de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio. A matriz apresenta-se totalmente recristalizada e é composta por biotita, sericita e quartzo desenvolvendo a foliação e delimitando os fenocristais reliquiários. O quartzo se apresenta em duas formas: (i) recristalizado com tamanhos variáveis, formas xenomórficas, bandas de extinção ondulante, bordos suturados e desenvolvimento de subgrãos; preenchem sombras de pressão desenvolvidas por fenocristais de feldspato potássico e

quartzo, (ii) fenocristais reliquiares, com tamanhos entre 1.0 e 2.0 mm, formas hipidiomórficas e leve extinção ondulante. Em alguns fenocristais se observam golfos de corrosão (Figura 14). O feldspato potássico encontra-se como fenocristais com tamanhos de ~1,7 mm de comprimento, hipidiomórfos e correspondem a cristais reliquiares (Figura 15). Em alguns casos se observa geminação de Carlsbad e sericitização. O plagioclásio (An<sub>10-25</sub>, segundo o método de Michel-Levy) encontra-se como fenocristais reliquiares com geminação segundo a lei de Albita, formas hipidio-ou idiomórficas e, em alguns casos, com alteração para mica branca.

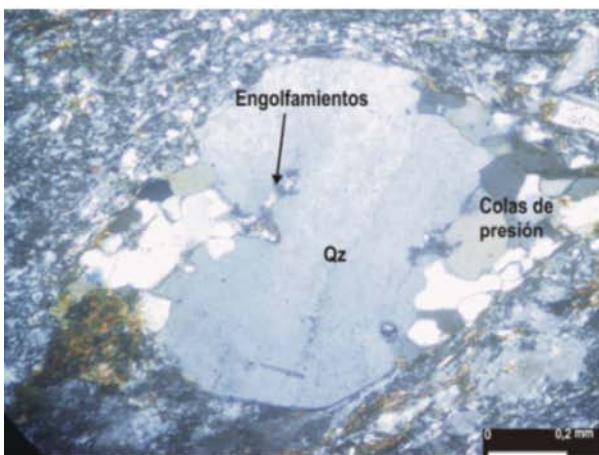


Figura 14. Fotomicrografia. (Nicois X x 4). Riolito protomilonítico. Quartzo (Qz) relicto com embaiamento de corrosão e recristalização em sombras de pressão.

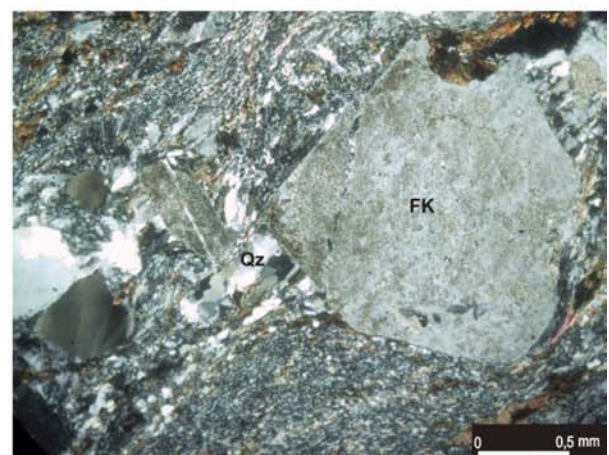


Figura 15. Fotomicrografia. (Nicois X x 4). Riolito protomilonítico. Feldspato potássico relicto (FK) hipidiomorfo.

#### 7.1.1.2 Filitos:

Esta rocha aflora em ambos os lados da quebrada do Oculto formando camadas com espessura de até 60 m. Apresenta coloração cinza clara acetinada, com granulação fina e foliação penetrativa bem desenvolvida (Figura 16 A). A golpe de martelo se separa em lajes de 1-2 cm de espessura. A textura é granolepidoblástica com domínios lepidoblásticos de biotita+muscovita e domínios granoblásticos de quartzo. Compõe-se de quartzo (40%), biotita (25-30%), muscovita e como acessórios são observados minerais opacos alongados associados à biotita. O quartzo é alongado, xenomórfico com bordas suturadas. Porções quartzosas formam veios pré-metamórficos onde se observa crescimento da biotita (Figura 16 B). A biotita é marrom escuro e forma lamelas junto à muscovita que em parte encontram-se anastomosadas.

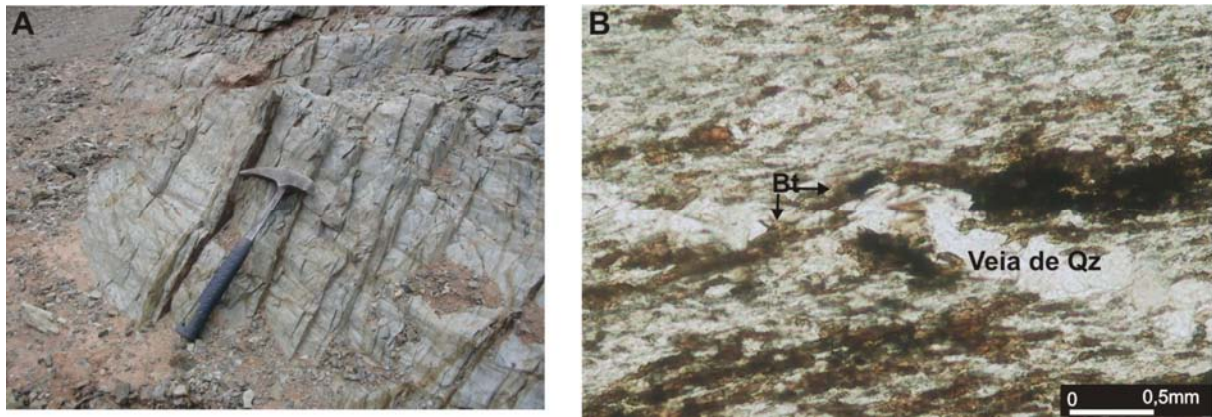


Figura 16. A) Afloramento de Filitos acetinados com foliação penetrativa. B) Fotomicrografia, (Nicois // x 10). Note-se a foliação S1 e blátesis de biotita (Bt) na veia de quartzo.

### 7.1.1.3 Metagrauvascas:

Esta rocha, da mesma forma que os filitos, aflora em ambos os lados da quebrada do Oculito. Tem uma coloração parda castanha a cinza e granulação fina (Figura 17 A). Apresenta textura sedimentar original dada por clastos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio enquanto que a matriz é fracamente lepidoblástica formada por biotita e muscovita (Figura 17 B). Esta rocha é composta por quartzo (50%), biotita (30-35%), plagioclásio, feldspato potássico e muscovita. Como acessórios são observados minerais opacos e zircão de grande tamanho. A foliação é fracamente desenvolvida e marcada por biotita e muscovita que rodeiam os cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. O quartzo tem uma leve orientação preferencial segundo a foliação, apresentando extinção ondulante e em alguns casos, subgrãos poligonais e bordas suturadas. O feldspato potássico e o plagioclásio são hipidiomórficos, sendo que o último apresenta geminação segundo a lei de albita.

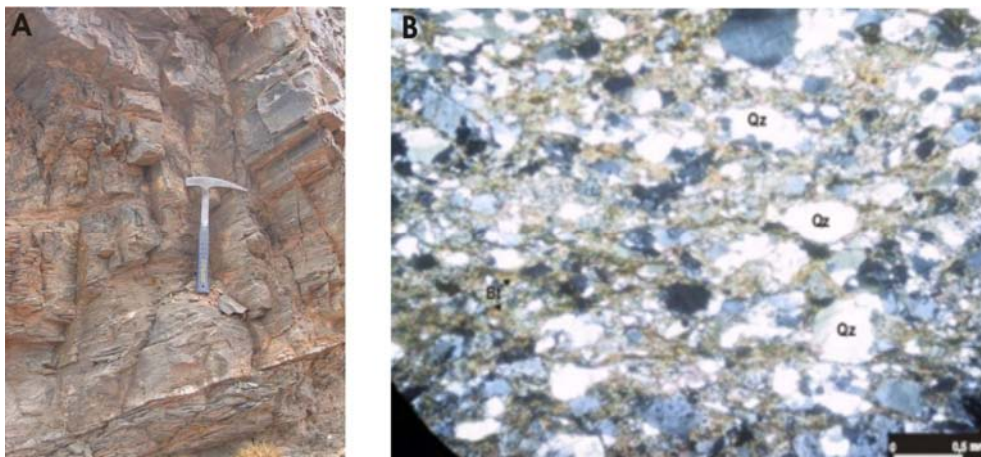


Figura 17. A) Afloramento das metagrauvascas. B) Fotomicrografia, (Nicois X x 4). Observa-se a textura sedimentar reliquiar com pouca deformação

#### 7.1.1.4 Metabasitos:

Esta rocha aflora em ambos os lados da quebrada do Oculito formando camadas de 3-4 m de espessura. É de cor verde escuro a preta, com estrutura maciça e granulação muito fina (Figura 18 A e A'). Apresenta textura subofítica reliquiar onde os minerais não possuem nenhuma orientação preferencial. É composta por anfibólio (actinolita), plagioclásio, clorita, epidoto e, em menor quantidade, quartzo. Como mineral acessório encontra-se titanita hipidiomórfica que em alguns locais desenvolve formas de seta grosseiras. O anfibólio é de cor verde oliva, pseudoacicular, hábito fibroso e encontra-se junto à clorita. O plagioclásio apresenta formas tabulares com tamanhos de até 0,35 mm, disposto sem orientação. Pelas características da rocha, a mesma teria sofrido retrometamorfismo em fácies de xisto verde com grande participação de fluidos (Figura 18 B). Em todos os afloramentos a rocha apresenta as mesmas características, sendo que em um dos afloramentos do lado oriental da quebrada do Oculito, os cristais de plagioclásio apresentam maior tamanho.



Figura 18. A-A') Metabasitos intercalados nos filitos. B) Fotomicrografia, (Nicois X x 4). Note-se que os minerais não apresentam orientação.

#### 7.1.1.5 Metadacitos e metariolitos

Estas rochas afloram no lado leste da quebrada do Oculito com espessuras de até 25 m sobre os filitos. No afloramento observa-se textura porfírica conformada por fenocristais de feldspatos e quartzo azul imersos em uma matriz afanítica de coloração escura (Figura 19 A e B). Constituem uma das rochas encaixantes do sienogranito equigranular da unidade plutônica. Cabe assinalar que a distinção entre estas rochas foi feita a partir da contagem de fenocristais e análises químicas.

Os metadacitos estão constituídos por cerca de 65 % de matriz e 35 % de fenocristais enquanto que nos metariolitos, a matriz representa 60 % e os fenocristais 40 %. Ao microscópio o metadacito apresenta textura porfírica reliquiar e é constituído por fenocristais de quartzo (25%), plagioclásio (65%) e, em menor quantidade, feldspato potássico (Figura 20 A). A rocha é holocristalina, sendo a matriz totalmente recristalizada e representada por um agregado granolepidoblástico com domínios lepidoblásticos de biotita e sericita e domínios granoblásticos de

quartzo e plagioclásio. Zircão e apatita representam os minerais acessórios. Quartzo ocorre como fenocristais e também como parte da matriz. No primeiro caso, possui tamanhos de até 1,5 cm, extinção ondulante, formas hipidiomórficas e golfos de corrosão (Figura 20 B). Na matriz encontra-se com formas xenomórficas, bordas irregulares e de pequeno tamanho. Os fenocristais de plagioclásio (An<sub>35</sub>) são hipidio- ou idiomórficos, com tamanhos de até 1,5 cm, apresentando, em alguns indivíduos, geminação de Albita. Alguns fenocristais apresentam zonação. Inclusões de sericita se dispõem seguindo essa zonação com maior concentração da alteração no núcleo do cristal. A biotita apresenta forte pleocroísmo de cor pardo claro ao marrom intenso e formas xenomórficas e alongadas junto a sericita marcando a foliação.



Figura 19 A) Metadacito com fenocristais de feldspato e quartzos azuis



Figura 19 B) Metariolito com fenocristais de feldspato e quartzos azuis

As características texturais do metariolito são muito similares às do metadacito, entretanto predominam fenocristais de feldspato potássico (40%) em relação aos de o plagioclásio (An<sub>10-25</sub>) (15%). Os fenocristais de quartzo (50%) ocorrem com tamanhos de até 7,5 mm. conservando formas idiomórficas, pseudo-hexagonais (Figura 20 C). Os fenocristais de feldspato potássico ocorrem com tamanhos de até 9 mm, formas hipidio ou idiomórficas, geminação de Carlsbad e alguns indivíduos apresentam pertitas em cordões. O plagioclásio tem tamanhos de até 5,0 mm, com formas hipidio-ou idiomórficas, geminação segundo a lei de Albita e alguns fenocristais apresentam alteração a sericita.

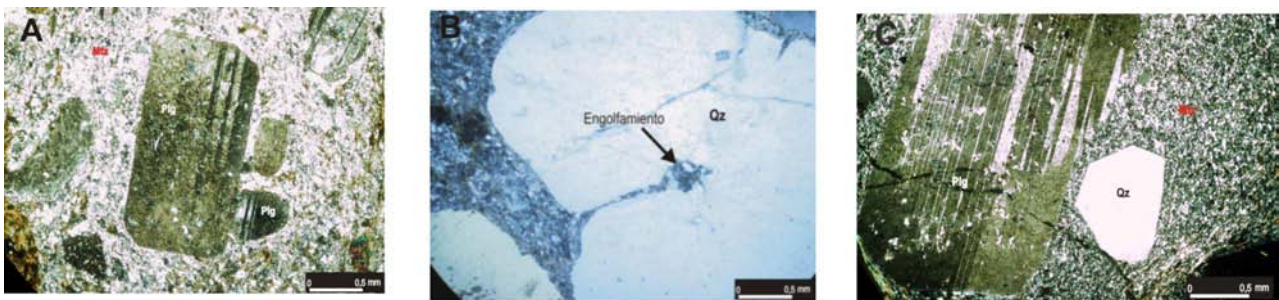


Figura 20. A) Fotomicrografia, (Nicois X x 10). Metadacito mostrando fenocristal relictivo idiomorfo de plagioclásio (Plg) em uma matriz recristalizada. B) ) Fotomicrografia, (Nicois X x 10). Quartzo (Qz) relictivo com embaiamento de corrosão no metadacito. C) Fotomicrografia, (Nicois X x 4). Metariolito com quartzo (Qz) e plagioclásio (Plg) relictivos conservando as suas formas.

#### 7.1.1.6 *Grauvaca protomilonítica*:

Esta rocha aflora no lado ocidental da Quebrada do Oculito sobre os filitos. O contato não é visível, mas a passagem de uma rocha a outra é aparentemente brusca. É predominantemente de coloração castanha, granulação média a fina e apresenta foliação marcada (Figura 21). A golpe de martelo se separa em lajes de 3-4 cm de espessura. Compõe-se de biotita, muscovita, sericita e clorita (35-40%), quartzo (25-30%), feldspato potássico e plagioclásio. Apresenta textura protomilonítica com porfiroclastos hipidiomórficos de feldspato com tamanhos entre 0,25 e 0,45 mm. Lamelas de biotita, muscovita, clorita e sericita marcam uma foliação anastomosada formando sigmóides e delimitando os porfiroclastos. A clorita encontra-se preferencialmente nas bordas dos sigmóides (Figura 22 A). O quartzo apresenta forte extinção ondulante, constituindo subgrãos alongados segundo a foliação e com bordas suturadas e contatos serrilhados, produto de recristalização e migração dos limites dos grãos, assim como descrito em Passchier e Trouw (1996). Em alguns locais o quartzo encontra-se estirado em meio aos filossilicatos. Os porfiroclastos de feldspato potássico apresentam fraturas preenchidas por quartzo indicando cristalização estática em zonas de menor pressão. (Figura 22 B). Em alguns casos se observa biotitização e sericitização do feldspato potássico. As características petrográficas indicam que os porfiroclastos seriam pré-cinemáticos com um comportamento rúptil frente à deformação, enquanto o comportamento do quartzo foi dúctil.



Figura 21. Grauvaca protomilonítica de aspecto placoso.



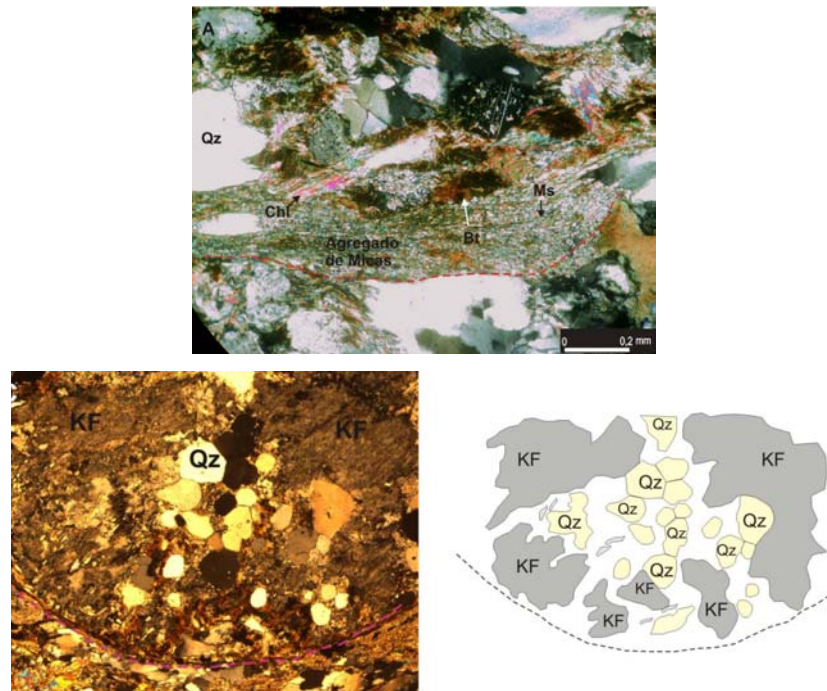


Figura 22. A) Fotomicrografia, (Nicois X x10). Grauvaca protomilonítica. Agregados de micas. Note-se a extinção ondulante e migração de limites dos grãos do quartzo (Qz). B) Fotomicrografia, (Nicois X x4) e desenho esquemático do Feldspato (FK) fraturado aonde cristaliza estáticamente o quartzo (Qz) mostrando junções tríplexes.

## 7.1.2 UNIDADE PLUTÔNICA:

### 7.1.2.1 Sienogranito porfirítico:

Esta rocha aflora em diferentes locais da Puna austral. No presente trabalho foram estudados os afloramentos de Cerro Morro, Serrania de Ochaqui e parte do Filo de Oire Grande. O sienogranito porfirítico é a rocha mais abundante e representativa da área de estudo apresentando orientação geral N-S. Tem coloração alaranjada-rosada e caracteriza-se por apresentar megacristais de feldspato potássico contidos em uma matriz de granulação grossa. Os megacristais apresentam hábitos prismáticos idiomórficos com tamanhos de 5,0 a 7,0 cm (Figura 23 A e B). Não apresentam orientação preferencial e representam 40 % da rocha.

Esta rocha contém uma importante quantidade de enclaves de diferentes formas e tamanhos que chegam a até 1 m de diâmetro (Figura 24). Em geral têm formas arredondadas e alguns enclaves apresentam megacristais de feldspato potássico.

A rocha é holocristalina, fanerítica, de granulação grossa, hipidiomórfica inequigranular. A matriz é constituída por quartzo (30%), feldspato potássico (26%), plagioclásio (20%) e biotita. Minerais acessórios são zircão, monazita, apatita e opacos. A clorita e a muscovita estão presentes como minerais secundários, produtos da alteração da biotita e feldspato potássico. A turmalina é muito escassa, sem formas bem definidas e sua coloração varia de verde a levemente azul, sugerindo origem hidrotermal. O feldspato potássico, sejam megacristais ou constituintes da matriz,

apresentam características similares, entretanto, de maneira geral, os megacristais apresentam formas idiomórficas enquanto que os cristais da matriz têm formas hipidiomórficas. Ocorrem com geminação em grade (microclínio), pertitas em cordões e intercrescimentos gráficos (Figura 25). Os megacristais localmente são poiquilíticos com inclusões de biotita hipidio-ou idiomórfica sem orientação preferencial, muscovita com formas hipidiomórficas, plagioclásio com tamanhos de até 1,2 mm e formas hipidio-ou idiomórficas e quartzo xenomórfico desenvolvendo texturas gráficas. O quartzo na matriz apresenta-se com formas hipidiomórficas ou xenomórficas, esses últimos intersticiais. Em alguns locais apresentam leve extinção ondulante e bordas irregulares possivelmente devido à deformação localizada.

Os cristais de plagioclásio ( $An_{25-30}$ ) são hipidio-ou idiomórficos com tamanhos de até 8,0mm, com geminação segundo a lei de Albita. Em alguns indivíduos se observam inclusões de mica branca.

A biotita possui tamanhos de até 5,0 mm com pleocroísmo de pardo claro ao marrom escuro e hábito tabular. Alguns indivíduos contêm zircão ou apatita com grandes halos pleocróicos.

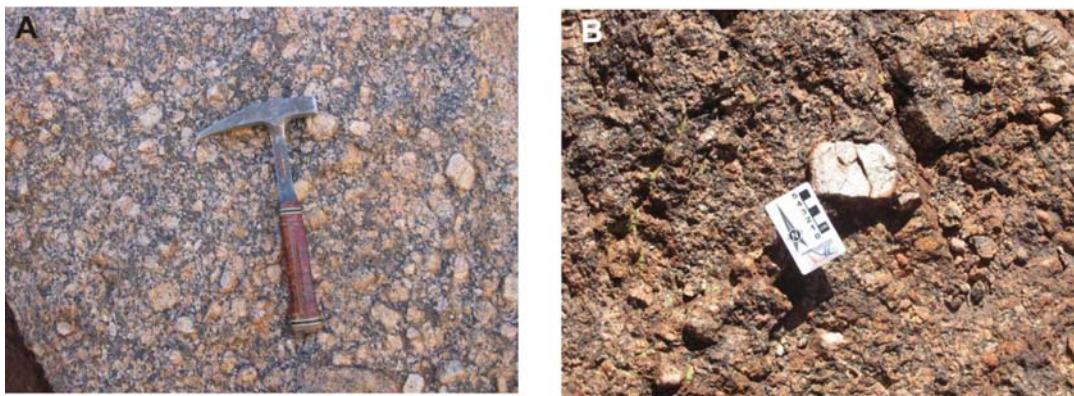


Figura 23. A e B) Sienogranito porfirítico com megacristais de feldspato potássico idiomórficos de até 7 cm.

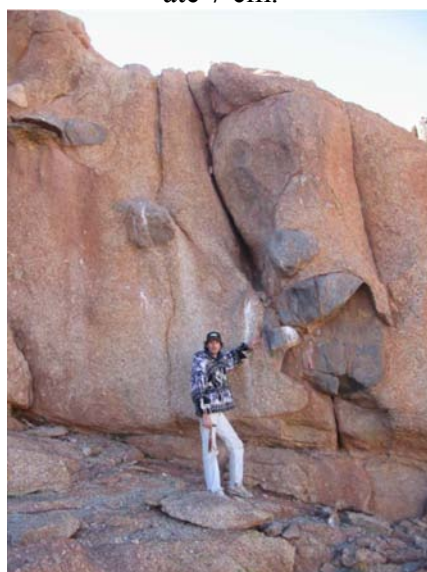


Figura 24. Grandes enclaves arredondados no sienogranito porfirítico.

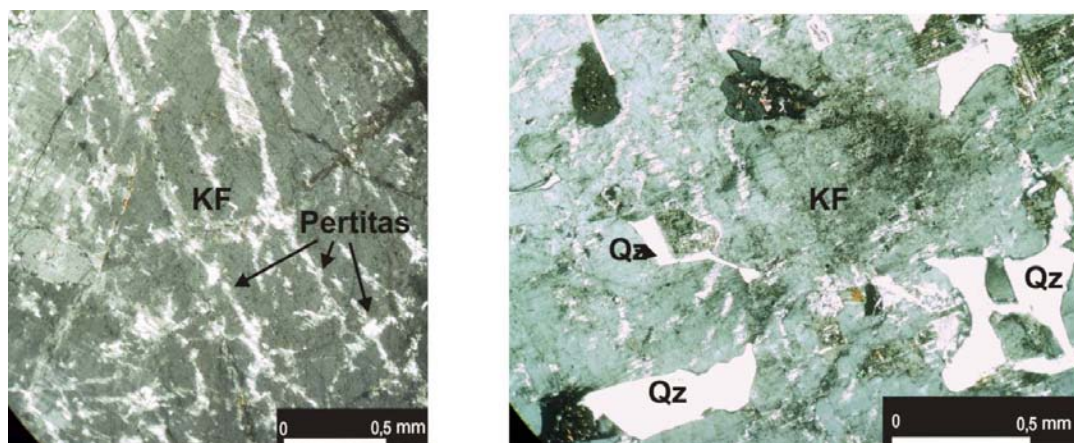


Figura 25. Fotomicrografias, (Nicois X x10). Sienogranito porfíritico Textura pertítica em cordões e gráfica nos megacristais de feldspato potássico (KF).

#### 7.1.2.2 Enclaves:

No sienogranito porfíritico, é comum a presença de enclaves como o mostrado na [Figura 24](#). Os mais abundantes são os de coloração escura, formas arredondadas e granulação fina a média. Três enclaves de composição monzogranítica, granodiorítica e tonalítica foram selecionados para estudo ([Figura 31](#)). São rochas holocristalinas, faneríticas e inequigranulares.

O enclave monzogranítico é composto de quartzo intersticial (47 %), plagioclásio idiomórfico (22 %), feldspato potássico (16 %) e biotita.

O enclave granodiorítico compõe-se de quartzo com leve extinção ondulante e bordas irregulares (45%), cristais hipidiomórficos de plagioclásio de até 3,5 mm (24%), feldspato potássico xenomórfico com geminação em grade (12 %) e biotita. Apresenta muscovita junto à biotita como mineral secundário.

Por último, o enclave tonalítico é constituído por quartzo xenomórfico (48 %), plagioclásio hipidiomórfico (34 %) e cristais hipidiomórficos de biotita parda a marrom escura (17 %). O feldspato potássico, encontra-se nas bordas do enclave ([Figura 26](#)) e apresenta características similares aos feldspatos da rocha encaixante e poderiam representar um processo de mistura de magmas. Há que ter em conta que para assegurar esta hipótese se teria que realizar um estudo de química mineral detalhado. Cabe assinalar que os cristais de feldspato potássico não se consideraram na contagem modal.



Figura 26. Grandes enclaves com fenocristais de feldspato potássico do sienogranito porfirítico

### 7.1.2.3 Sienogranito equigranular:

Na área de estudo esta rocha aflora no Cerro Negro (a leste da quebrada do Oculto) e na Quebrada del Puesto. É de coloração alaranjada, holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica equigranular (Figura 27) e composta de quartzo (42%), microclínio (35%), plagioclásio (11%) e biotita. Clorita e muscovita encontram-se junto à biotita como minerais secundários. Zircão ocorre como acessório. O quartzo tem formas hipidio-ou xenomórficas, sendo que esses últimos apresentam extinção ondulante e bordas irregulares, possivelmente produto de uma incipiente deformação. O feldspato potássico apresenta formas hipidiomórficas, geminação em grade, pertitas em cordões e tamanhos médios de 4,0 mm. O intercrescimento deste mineral com o quartzo desenvolve texturas gráficas (Figura 28). Alguns cristais apresentam caolinita como produto de alteração. O plagioclásio apresenta formas hipidio-ou idiomórficas, tamanhos de 3,0-3,5 mm e maclas polissintéticas segundo a lei de Albita. Alteração para mica branca é comum em alguns indivíduos. A biotita é abundante, com pleocroísmo de verde oliva a pardo, hábito tabular e contém inclusões de cristais de zircão que geram halos pleocróicos. Alguns cristais estão cloritizados.



Figura 27. Sienogranito equigranular

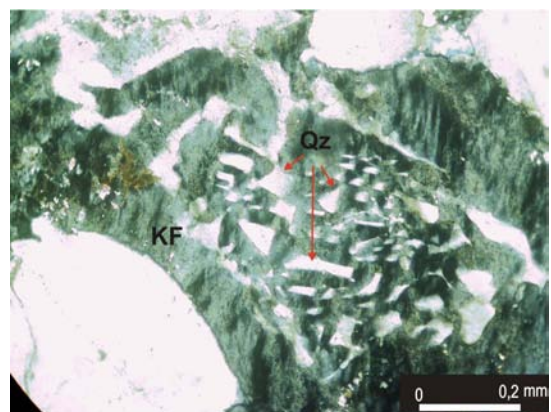


Figura 28. Fotomicrografia, (Nicois X x 4) Desenvolvimento de textura gráfica no Sienogranito equigranular.

#### 7.1.2.4 Leucosienogranitos:

Foram investigados os corpos que afloram no setor norte da Serrania de Ochaqui na borda oriental da quebrada do Oculito no topo da unidade vulcano-sedimentar e na quebrada del Puesto. Estas intrusões apresentam formas arredondadas a elípticas com tamanhos que variam de 20 x 100m até 1000 x 1000m. O corpo que aflora no topo da unidade vulcano-sedimentar tem forma pseudotabular de direção NNE-SSW, com características de dique.

Os leucosienogranitos são holocristalinos, faneríticos, brancos a rosados e apresentam granulação média. Nas bordas do corpo localizado na Serrania de Ochaqui são observados agregados de turmalina.

Ao microscópio as rochas constituintes dos corpos da Serrania de Ochaqui e Quebrada del Puesto apresentam textura hipidiomórfica inequigranular sendo compostas por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita. Minerais secundários são clorita e sericita e acessórios zircão e escassa turmalina de aspecto esquelético e levemente azul. O corpo aflorante na Serrania de Ochaqui apresenta também granada como mineral acessório.

O microclínio apresenta tamanhos de até 3,0-4,0 mm, formas idiomórficas a hipidiomórficas e geminação em grade bem desenvolvida. Alguns cristais apresentam alteração a sericita. A biotita é pouco abundante, com tamanhos de 2,0 mm, hipidiomórfica e castanha clara a marrom escura. Contêm grandes zircões gerando halos pleocróicos. Em alguns locais apresenta alteração para clorita. A muscovita ocorre de duas formas, uma crescendo a partir da biotita e outra aparentemente primária apresentando formas hipidiomórficas e tamanhos comparáveis com os outros minerais. No corpo da Serrania de Ochaqui, a granada ocorre como cristais hipidio-ou idiomórficos com tamanhos de 0.3-1.2 mm. Encontram-se junto ao feldspato potássico, biotita e muscovita em equilíbrio textural (Figura 29).

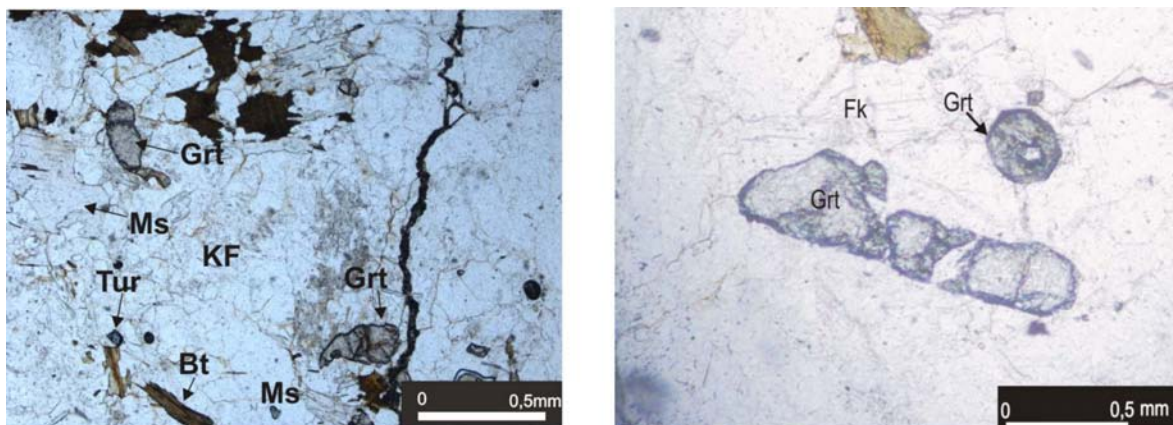


Figura 29. Fotomicrografias, (Nicois // x 4). Leucogranito. Granada (Grt) com diferentes formas e tamanhos junto ao feldspato potássico (KF), biotita (Bt) e muscovita (Ms). Note-se o cristal de turmalina levemente azul.

O corpo localizado no topo da unidade vulcano-sedimentar apresenta textura de intercrescimento granofírico bem marcada (Figura 30), indicativa de rápido resfriamento e níveis rasos de alojamento. A rocha é composta de quartzo, plagioclásio hipídio-ou idiomórfico com tamanhos de até 4,0 mm e feldspato potássico hipídio-ou xenomórfico apresentando micropertitas em alguns cristais.

O diagrama de Streckesien (1976) (Figura 31) mostra que as rochas graníticas vão enriquecendo-se em quartzo com relativamente igual quantidade de feldspato, desde os termos sienograníticos até os leucosienogranitos.

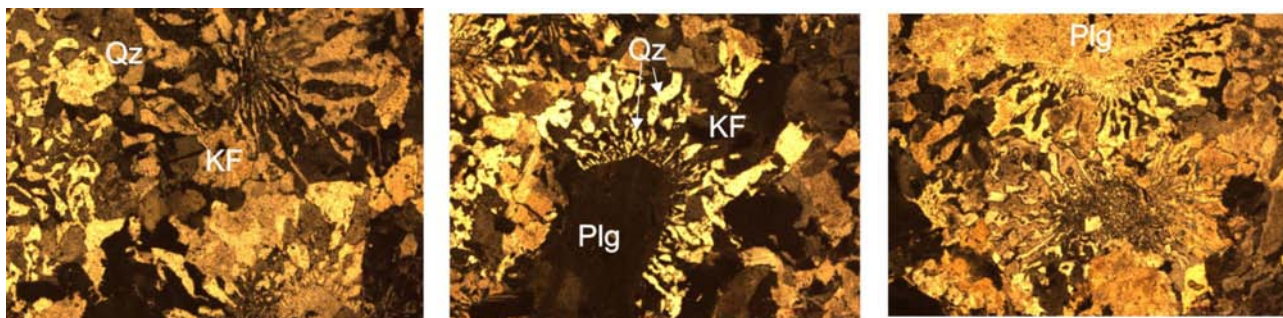


Figura 30. Fotomicrografias, (Nicois X x 4). Leucogranito. Texturas microgranofíricas. Texturas mirmequíticas nas interfaces entre o plagioclásio (Plg) e o feldspato potássico (KF).

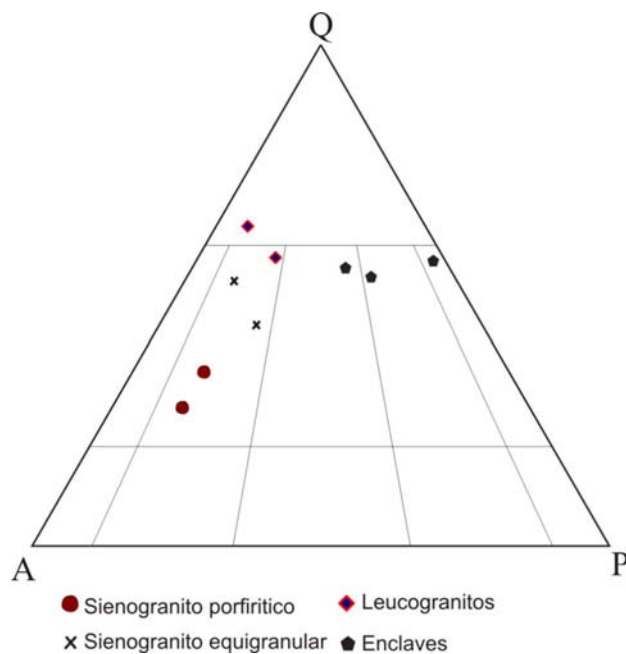


Figura 31. Diagrama de Streckesien (1976), QAP.

## **8. ESTRUTURA:**

Como é indicado nos objetivos, este trabalho tem como foco principal o estudo petrológico, geoquímico e isotópico das rochas metavulcânicas e plutônicas, razão pela qual não foi realizado uma exaustiva análise estrutural. Além disto, para os fins de ter a descrição completa das diferentes rochas, são apresentadas neste capítulo as informações de campo e um hipotético modelo estrutural da área de estudo.

O embasamento pré-Siluriano registra diferentes estruturas correspondentes a diversos eventos de deformação superimpostos, que geraram uma ampla variedade de estilos estruturais muito complexos. Em relação à idade das deformações existe um consenso geral entre os autores que realizaram os últimos trabalhos de síntese (Blasco e Zappettini, 1996; Hongn e Seggiaro, 2001) em distinguir estruturas pré-Ordovicianas, das Paleozóicas e das Cenozóicas.

### **8.1. Estruturas pre-ordovicianas**

Adota-se o nome de estruturas pré-Ordovicianas àquelas consideradas anteriores à fase Guandacol (Arenig. tardio; Salfity et al., 1984a) e Oclóyica (Ashgill.; Moya et al., 1993). A escala regional Hongn, (1994) postula que as mesmas são estruturas maiores que separam faixas do embasamento com sucessivas reativações durante diferentes períodos de tempo. Segundo Hongn e Seggiaro (2001), estas estruturas foram originadas pela fase de deformação “Tilcárica” (Turner e Méndez, 1975) a qual é considerada como o limite entre os ciclos Pampeano e Famatiniano (520 a 500 Ma). Na região de estudo existem duas estruturas desse tipo (Figura 32). Uma, definida como Frente Púnico (Salfity et al., 1975), e limita os afloramentos do embasamento leptometamórfico (Fm. Puncoviscana-Cordilheira Oriental) do embasamento de médio-alto grau (Puna).

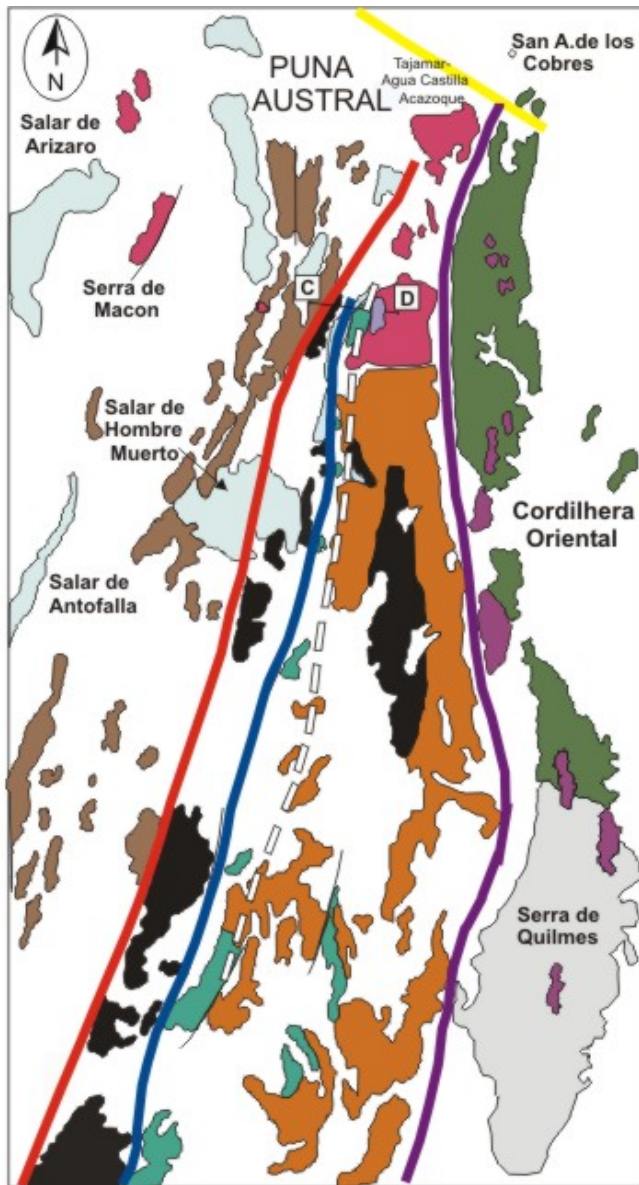
Com respeito à outra estrutura desse tipo, Hongn (1994) sugere uma possível falha de empurrão, que atualmente existiria embaixo do salar Centenario, onde essa estrutura colocaria as rochas de maior grau metamórfico (Borda ocidental do salar Centenario, Filo de Copalayo) acima das rochas de baixo grau (Borda oriental do salar Centenario).

### **8.2. Estruturas Paleozóicas**

As estruturas paleozóicas mais importantes são aquelas originadas pela fase Oclóyica (Turner e Méndez, 1975) durante o Ashgilliano (Moya et al., 1993). Segundo Blasco e Zappettini (1996) existem estruturas estabelecidas como produto da deformação Oclóyica, que é provável que tenham se originado durante a fase Guandacol (Arenigiano tardio). Esses autores opinam que, embora as relações entre as fases Guandacol e Oclóyica não sejam conhecidas com precisão,

seguramente existem estruturas que evoluíram de maneira contínua entre ambos eventos. Os depósitos do Siluriano- Devoniano da Formação Salar do Rincón que afloram em discordância angular sobre as rochas ordovicianas deformadas (Donato e Vergani, 1985; Moya et al., 1993), indicam a idade mínima da deformação Oclóyica. Por outro lado, níveis do Caradociano com deformação paleozóica (Bahlburg, 1990; Hongn, 1994) indicam que a deformação Oclóyica ocorreu no Ashgilliano. Essa fase desenvolveu zonas de cisalhamento rúpteis e dúcteis, que afetaram tanto o embasamento como as formações paleozóicas. Essas estruturas têm orientação N – S a NNE – SSW e inclinação suave para E–SE. Com respeito à influência da deformação paleozóica do embasamento cristalino, Mon e Hongn (1992) e Hongn (1994) asseguram que esta afetou o embasamento rígido segundo faixas de deformação localizadas. As estruturas oclóyicas têm principalmente vergência para oeste e constituem estruturas principais na configuração tectônica da região e aparentemente marcam zonas de fragilidade crustal com atividade tectônica superimposta, o que teria gerado condições apropriadas para a penetração de corpos subvulcânicos cenozóicos com alterações hidrotermais mineralizadas (Hongn, 1994). Na borda ocidental do salar Centenario, uma estrutura oclóyica, põe em contato tectônico o embasamento cristalino com as rochas sedimentares - leptometamórficas ordovicianas (Hongn, 1994). Segundo esse autor, a estrutura continua para o sul na Puna de Catamarca conformando uma estrutura chamada “Frente Oclóyico” (Figura 32). Os milonitos associados às zonas de cisalhamento dúctil oclóyicas, afloram desde o sul da Puna até o norte com variações no grau e condições de deformação e em muitos locais apresentam um desenho anastomosado que, por exemplo, na zona do salar de Diablillos (25-35 Km a sul do salar Centenario) são horizontais a subhorizontais (Hongn et al., 1996). Esse autor, nessa mesma zona, descreve que a foliação tem direção geral N– S com variações locais a NE – SW descrevendo estruturas S-C que indicam que o bloco superior sofreu deslocamento para oeste, cinemática compatível com a “Frente Oclóyico” que aflora na borda oeste do salar Centenario.





## LEGENDA

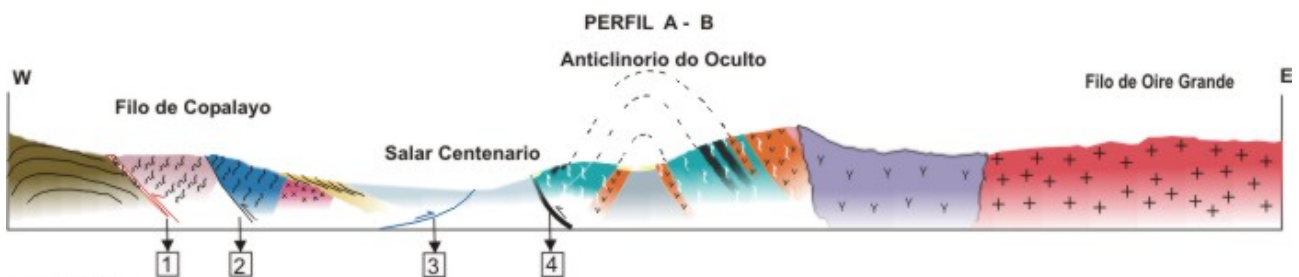
### PRINCIPAIS ESTRUTURAS

- Alinhamento Calama-Olacapato-Toro
- "Frente Punico" (Pre-Oclóyico, Salfity, 1975)
- "Frente Oclóyico" (Hongn, 1994)
- Falha de empurrão Pre-Oclóyico (Hongn, 1994)
- Zona de cisalhamento (Hongn, 1994)

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
Instituto de Geociências

MAPA DE ESTRUTURAS REGIONAIS  
E  
PERFIL GEOLÓGICO  
TESE DE MESTRADO

JOSE MARIA VIRAMONTE ANO: 2006



## LEGENDA

Depósitos aluviais

### Unidade Plutônica

Leucogranito

Sienogranito Porfírico

Sienogranito Equigranular

### Unidade Vulcano-sedimentar

Grauvacas protomiloníticas -

Filitos - Metagrauvacas

Metabasitos

Metariolitos e metadacitos

### Rochas metamórficas de

medio-alto grau

Ortognaisses

Gnaisses

Micaxistos com St-Grd-Sill

### Principais Estruturas

1 Frente Oclóyico

2 Falha Oclóyica

3 Falha de empurrão

Pre-Oclóyica

4 Falha Andina

Zona de cisalhamento

Figura 32. Mapa das principais estruturas da região de estudo. Perfil correlacionando o Filo de Copalayo, a Quebrada do Oculto e o Filo de Oire grande.

Na Quebrada do Oculito (unidade vulcano-sedimentar), se observa que os diferentes tipos de rochas apresentam distintos graus de deformação. As rochas que afloram na base e no topo da sequência são classificadas como protomilonitos já que mostram feições de deformação dúctil, enquanto aquelas que se encontram entre a base e o topo apresentam menor grau de deformação ou deformação nenhuma (metabasaltos).

Na borda ocidental da Quebrada do Oculito a orientação geral da foliação é  $315^{\circ}/43^{\circ}$  (DBz/Ibz), enquanto na borda oriental é  $130^{\circ}/48^{\circ}$  (DBz/Ibz) (Figura 33 a e b respectivamente). Assim pode-se inferir que a sequência exposta é a expressão de uma dobra aproximadamente simétrica.



Figura 33. Rede de Schmidt plotando polos da: a) foliação na borda ocidental da Quebrada do Oculito, b) na borda oriental da Quebrada do Oculito.

A partir das observações de campo e a petrografia se pode sugerir que a faixa de cisalhamento foi de baixa temperatura, já que o único mineral que recristaliza é o quartzo, enquanto os feldspatos se quebram fragilmente. Isto é consistente com o metamorfismo de baixo grau desenvolvido na unidade vulcano-sedimentar. Um cenário hipotético para a deformação dessas rochas pode ser a geração de zonas de cisalhamento anastomosadas gerando máxima deformação nas bordas dos sigmóides (grauvacas e riolitos protomiloníticos) e zonas de preservação ou mínima deformação (metariolitos-metadacitos-metabasitos-metagrauvasas-filitos) no interior dos sigmóides (Figura 34). Ao mesmo tempo, desenvolve uma foliação  $S_1$  horizontal-subhorizontal (paralela a  $S_0$ ) que posteriormente é dobrada por outra fase de deformação gerando a dobra localizada na Quebrada do Oculito (Figura 34). É possível que essa última fase tenha sido de pouca intensidade já que não desenvolve foliação de plano axial.

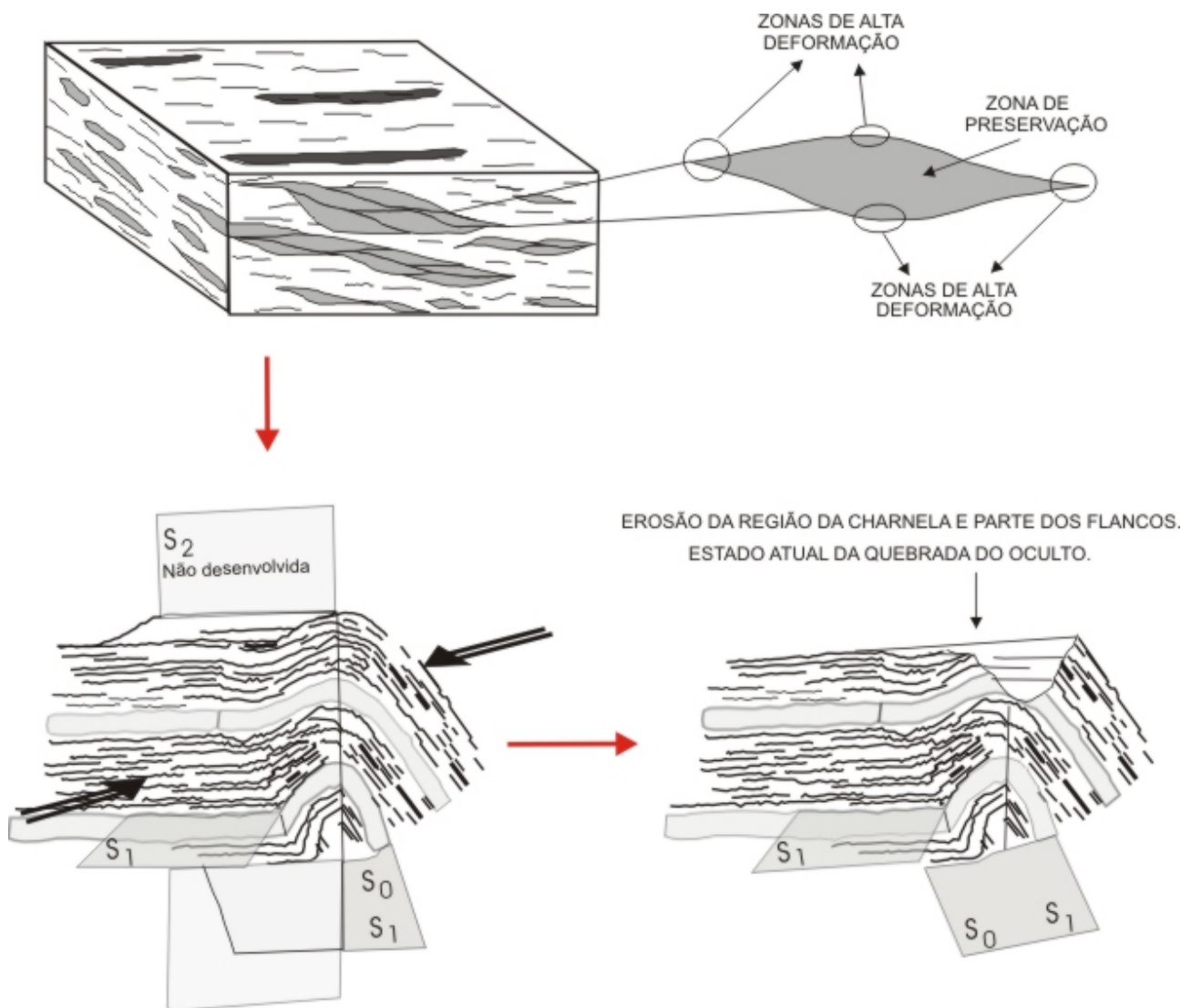


Figura 34. Modelo hipotético do desenvolvimento da deformação na Quebrada do Oculito.

### 8.3 Estruturas Cenozoicas

As diferentes fases identificadas nos movimentos andinos (Salfity et al., 1984b) estão representadas com diferentes graus de definição na área da borda oriental da Puna Austral. Com a fase Incaica iniciou-se a deposição das seqüências geralmente denominadas como Terciário (Salfity et al., 1984b), as quais formaram-se em sistemas de bacias de antepaís. A deformação cenozóica mais importante está relacionada com a fase Quechua do Mioceno. Os principais efeitos dessa fase foram o encurtamento crustal e soergimento da Puna-Planalto Boliviano e da Cordilheira Oriental (Jordan e Alonso, 1987). As estruturas relacionadas com a fase Diaguita (Plioceno Superior) mostram distribuição areal irregular. Durante essa fase, foram reativadas estruturas prévias e se definidos os principais cordões montanhosos que caracterizam o relevo atual.

## 9. GEOQUÍMICA:

Sob o ponto de vista geoquímico, foram estudadas as rochas metavulcânicas félsicas, máficas e os granitóides. Realizaram-se 20 análises geoquímicas de elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ) e traços (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Co, Ni, Cr, V) por Fluorescência de Raios X (FRX) no laboratório de Geoquímica da Universidade de Salta. Os elementos de terras raras (La-Lu) e traços (Ta, Hf, Ga, Th, U, Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Co, Ni, Cr, V) foram determinados em nove amostras por Espectrometria de Massa (ICP-MS) no laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília. Cabe assinalar que os valores dos elementos determinados por FRX foram similares aos valores obtidos para a mesma amostra por ICP-MS. Os resultados das análises são apresentados na [tabela 2](#) e os procedimentos de preparação das amostras e métodos analíticos no Apêndice 1.

Tabela 2. Análises geoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras.

Rocas	1	1	2	2	2	3	3	3	3	3	3
Amostras	PSC3	SC-05-12	PSC4	PSC26	SC-05-10	PSC8	OCH5	OCH6	MO1	OCH-1	SC-05-07
$\text{SiO}_2$	67.36	67.70	74.7	73.34	71.924	72.51	67.34	68.95	73.57	67.27	71.80
$\text{TiO}_2$	0.65	0.56	0.31	0.30	0.411	0.41	0.69	0.51	0.37	0.58	0.43
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.64	14.73	12.88	13.74	13.998	13.76	15.13	15.66	13.18	15.8	14.24
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$	5.2	4.26	2.47	2.39	2.882	3.26	4.65	3.33	2.91	4.27	3.10
MnO	0.08	0.074	0.04	0.04	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	2.08	1.45	0.91	0.94	1.11	1.25	1.6	1.11	1.01	1.79	1.18
CaO	1.56	2.02	0.72	0.54	1.062	1.12	1.41	1.48	1.16	1.82	1.15
$\text{Na}_2\text{O}$	2.50	4.34	2.35	3.58	2.588	2.56	2.75	2.85	2.60	2.43	2.68
$\text{K}_2\text{O}$	3.89	3.33	5.14	5.09	4.742	4.54	5.44	5.70	4.56	4.96	4.59
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.22	0.19	0.18	0.08	0.147	0.19	0.32	0.21	0.18	0.18	0.17
LOI	1.46	0.57	0.96	0.75	0.81	0.94	1.22	0.92	0.76	0.71	1.04
<b>Total</b>	<b>99.64</b>	<b>99.24</b>	<b>100.66</b>	<b>100.79</b>	<b>99.72</b>	<b>100.60</b>	<b>100.62</b>	<b>100.77</b>	<b>100.35</b>	<b>99.85</b>	<b>100.44</b>
Ba	434	270	236	718	399	354	433	660	287	799	357
Rb	135	113	198	128	198	179	221	189	219	149	200
Sr	127	157	71	106	81	103	85	130	81	187	99
Zr	175	203	123	259	210	182	227	154	148	187	177
Y	36	39	41	46	44	43	55	41	42	35	40
Nb	13	9	13	11	12	13	17	13	12	10	11
U	1	3	1	1	2	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	3
Th	10	9	10	9	15	8	14	8	8	12	11
Co	50	39	72	74	64	60	68	85	57	43	54
Ni	32	14	13	6	17	19	19	19	11	15	21
Cr	46	21	25	14	23	37	27	13	19	30	26
V	86	123	45	28	67	66	64	42	59	106	78
Hf	-	5.34	-	6.77	-	-	-	-	4.79	7.25	5.98
Ta	-	1.31	-	1.56	-	-	-	-	2.37	1.67	1.69
La	-	26.68	-	27.22	-	-	-	-	30.39	42.18	32.60
Ce	-	60.78	-	61.20	-	-	-	-	67.75	91.90	76.25
Pr	-	6.92	-	6.81	-	-	-	-	7.82	10.42	8.44
Nd	-	28.34	-	28.89	-	-	-	-	30.90	44.17	34.48
Pm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	5.96	-	5.97	-	-	-	-	6.33	8.34	6.90
Eu	-	1.12	-	0.84	-	-	-	-	0.86	1.61	0.99
Gd	-	5.68	-	5.63	-	-	-	-	5.54	6.94	5.96
Tb	-	0.98	-	1.09	-	-	-	-	1.02	1.15	1.04
Dy	-	6.05	-	6.44	-	-	-	-	6.19	6.15	6.17
Ho	-	1.26	-	1.50	-	-	-	-	1.37	1.30	1.31
Er	-	3.64	-	4.42	-	-	-	-	3.89	3.52	3.57
Tm	-	0.53	-	0.66	-	-	-	-	0.54	0.50	0.54
Yb	-	3.55	-	4.41	-	-	-	-	3.65	3.10	3.38
Lu	-	0.55	-	0.73	-	-	-	-	0.58	0.49	0.51

Tabela 2 (Continuação)

Rochas	4	4	4	4	5	5	5	5	6
Amostras	OCH20N	OCH21N	SC-05-15	SC-05-24	PSC13	SC-05-13	PSC22	SC-05-06	OCH3
SiO <sub>2</sub>	76.77	77.56	77.30	74.98	51.29	54.16	50.88	51.32	71.09
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.09	0.077	0.13	0.82	0.84	1.01	0.742	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.70	12.63	12.21	14.64	15.79	14.84	14.01	15.94	13.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	1.13	1.21	0.98	1.08	8.66	9.21	10.36	8.33	3.942
MnO	0.07	0.03	0.01	0.04	0.17	0.17	0.18	0.16	0.049
MgO	0.39	0.39	0.16	0.35	7.63	5.88	7.34	8.12	1.256
CaO	0.43	0.32	0.66	0.81	9.63	7.69	10.98	10.40	1.152
Na <sub>2</sub> O	3.04	3.17	4.58	4.65	2.12	3.83	2.12	1.69	2.394
K <sub>2</sub> O	5.08	4.79	3.03	2.16	1.35	1.18	0.94	1.20	5.461
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.18	0.03	0.389	0.12	0.11	0.11	0.08	0.24
LOI	0.55	0.54	0.24	0.94	1.91	1.11	1.24	2.04	0.78
<b>Total</b>	<b>100.45</b>	<b>100.91</b>	<b>99.28</b>	<b>100.16</b>	<b>97.58</b>	<b>99.06</b>	<b>97.97</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>
Ba	56	110	349	165	77	180	131	93	311
Rb	326	315	76	136	58	43	30	52	200
Sr	17	30	62	77	163	199	90	125	85
Zr	67	59	139	63	47	72	50	41	220
Y	33	28	55	22	24	26	25	22	50
Nb	10	9	9	12	3	2	2	1	13
U	1	n/d	4	1	N/D	1	n/d	1	n/d
Th	n/d	n/d	17	2	N/D	2	1	1	16
Co	85	87	91	88	60	54	58	64	51
Ni	6	6	13	9	144	31	37	141	13
Cr	9	4	n/d	7	424	52	124	466	12
V	11	22	17	28	198	242	260	208	80
Hf	2.65	-	3.34	-	-	2.33	1.95	-	-
Ta	1.62	-	1.08	-	-	0.52	0.26	-	-
La	8.16	-	27.53	-	-	6.091	5.7	-	-
Ce	19.08	-	64.32	-	-	14.47	12.8	-	-
Pr	2.25	-	7.01	-	-	1.880	1.8	-	-
Nd	8.91	-	27.51	-	-	8.796	9.4	-	-
Pm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	2.42	-	6.18	-	-	2.735	3.0	-	-
Eu	0.20	-	0.46	-	-	0.886	1.0	-	-
Gd	2.45	-	5.63	-	-	3.345	3.5	-	-
Tb	0.57	-	1.13	-	-	0.674	0.7	-	-
Dy	3.67	-	6.86	-	-	4.518	4.3	-	-
Ho	0.80	-	1.57	-	-	1.087	1.0	-	-
Er	2.41	-	4.64	-	-	3.021	2.9	-	-
Tm	0.40	-	0.67	-	-	0.437	0.4	-	-
Yb	2.78	-	4.76	-	-	3.126	2.7	-	-
Lu	0.43	-	0.77	-	-	0.520	0.5	-	-

Nota: 1= Metadacitas 2= Metariolitas 3= Sienogranitos 4= Leucosienogranitos 5=Metabasitas 6=Enclaves.  
n/d=No detectado. - = No determinado

As rochas vulcânicas félsicas e os granitóides apresentam variação de teores de SiO<sub>2</sub> entre 67,2 a 77,7 % peso e de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 12,2 e 15,8 % peso. Na maioria das amostras as concentrações de Na<sub>2</sub>O são menores que 3,2% e os valores de K<sub>2</sub>O são de 5%. A razão K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O destas rochas varia entre 1,4 e 2,18. Os valores mais elevados que 3,2% de Na<sub>2</sub>O e razão K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O menor que 1,0 referem-se a amostras de dois leucosienogranitos, (SC05-15 e SC05-24).

As rochas básicas apresentam valores de SiO<sub>2</sub> entre 50,8 a 54,1 % peso e de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 14,1 e 15,1 % peso. A amostra mais primitiva (PSC-13) tem concentrações de Cr e Ni de 424 ppm e 144 ppm, respectivamente.

No diagrama TAS (total álcalis x sílica; [Figura 35](#)) tanto as rochas básicas como as félsicas plotam no campo subalcalino e definem dois grupos bem diferenciados, sem a presença de rochas com composições intermediárias, indicando um magmatismo bimodal. Cabe assinalar que esse magmatismo bimodal se desenvolve só na seqüência vulcano-sedimentar sem envolver as rochas graníticas. As rochas vulcânicas félsicas projetam-se nos campos do dacito e riolito, enquanto que as rochas básicas são equivalentes a basaltos e andesito basálticos. Neste gráfico estão representadas também as rochas plutônicas, que correspondem composicionalmente a granitos e granodioritos. A

disposição das amostras neste diagrama têm um alto grau de correlação com a análise modal (Figura 31-QAP).

As amostras foram plotadas nos diagramas da figura 36 A e B, propostos respectivamente por Mullen (1983) e Miyashiro (1975 a) com o objetivo de avaliar as eventuais modificações no seu quimismo causadas por processos de alteração e metamorfismo. Na figura 36 A as rochas básicas não são quimicamente comparáveis com espilitos e na figura 36 B, tanto as rochas básicas como as félsicas localizam-se no campo das rochas não alteradas. Dessa maneira, ambos os diagramas indicam que os processos de alteração pós-magmática não afetaram substancialmente a composição química dessas rochas. A amostra que apresenta maior dispersão é a SC-05-13.

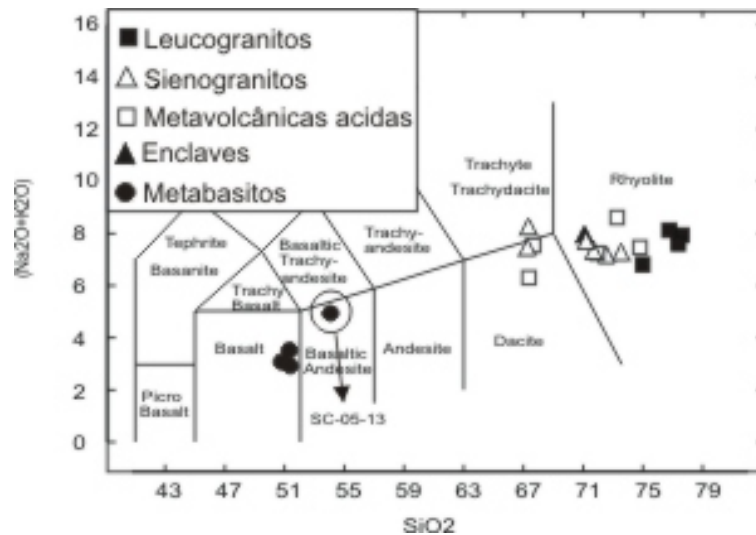


Figura 35. Diagrama TAS (Lê Maitre, 1989).

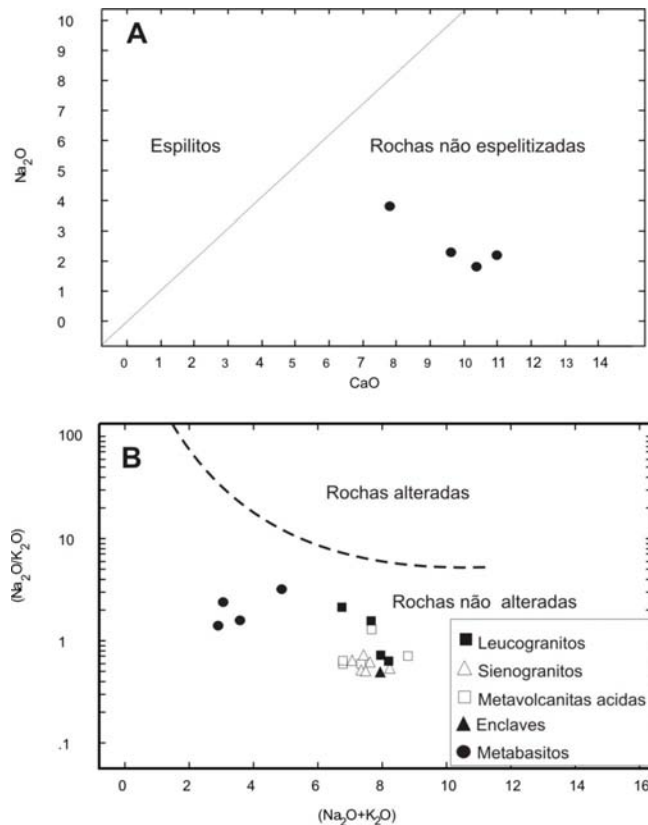


Figura 36. A) Diagrama de Mullen (1982) para discriminação de rochas espilitizadas das não espilitizadas. B) Diagrama de Miyashiro, (1975), para discriminação de rochas alteradas por processos pós-ígneos.

No diagrama AFM (Figura 37) as rochas félsicas definem uma linha coerente de evolução, refletindo características calcio-alcalinas, enquanto as rochas máficas apresentam as características mais primitivas dentre as amostras estudadas com tendências toleíticas.

Em termos das razões molares de  $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$  e  $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ , as rochas félsicas são peraluminosas (Figura 38) com valores do ISA (Índice de Saturação de Alumina) mais elevados que 1.1.

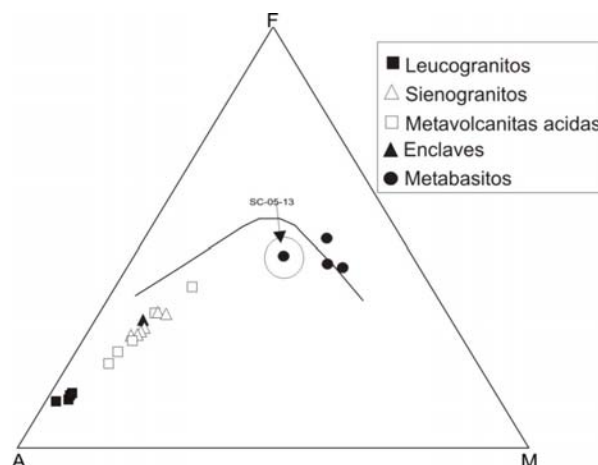


Figura 37. Diagrama A=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; F=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t; M=MgO, (Irvine e Baragar, 1971)

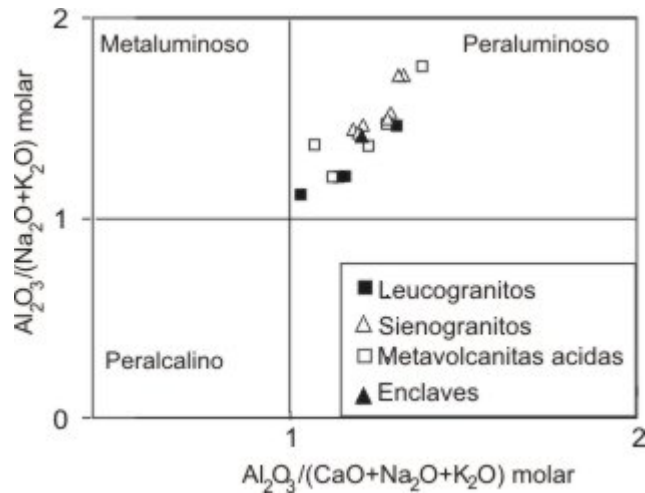


Figura 38. Diagrama  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  vs.  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ , (Shand, 1929).

As rochas básicas no diagrama de multielementar (Figura 39) mostram enriquecimento nos elementos LIL e moderado empobrecimento em elementos HFS.

No diagrama de ETR (Figura 40) as rochas básicas apresentam padrões horizontalizados como é evidenciado pelas razões  $La/Sm_N$  e  $La/Yb_N$  entre 1,23-1,43 e 1,39-1,48 respectivamente e aproximadamente 10 vezes enriquecidos em relação ao condrito. O padrão horizontalizado de ETRP sugere que a fusão destas rochas ocorreu a profundidades rasas do manto, fora do campo de estabilidade da granada e similar às fontes dos T-MORB (MORB transicional).

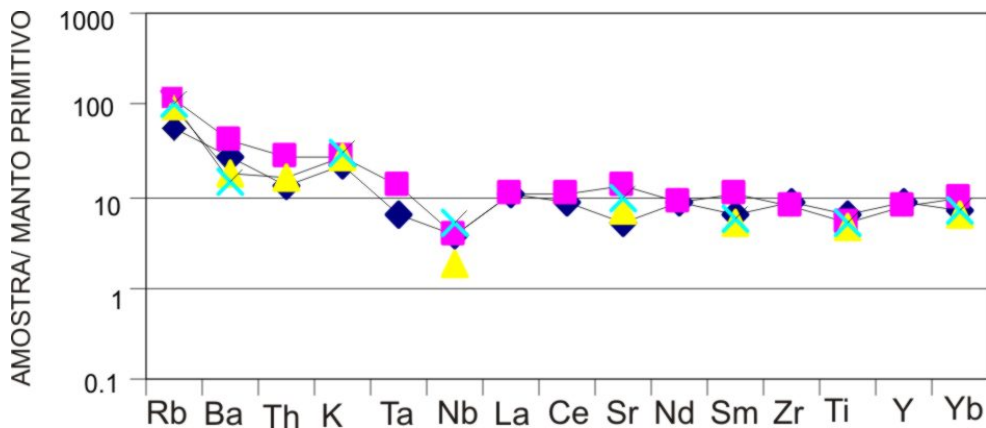


Figura 39. Diagrama multielementar das rochas básicas normalizadas ao manto primitivo (Taylor e Mc Lennan, 1985)



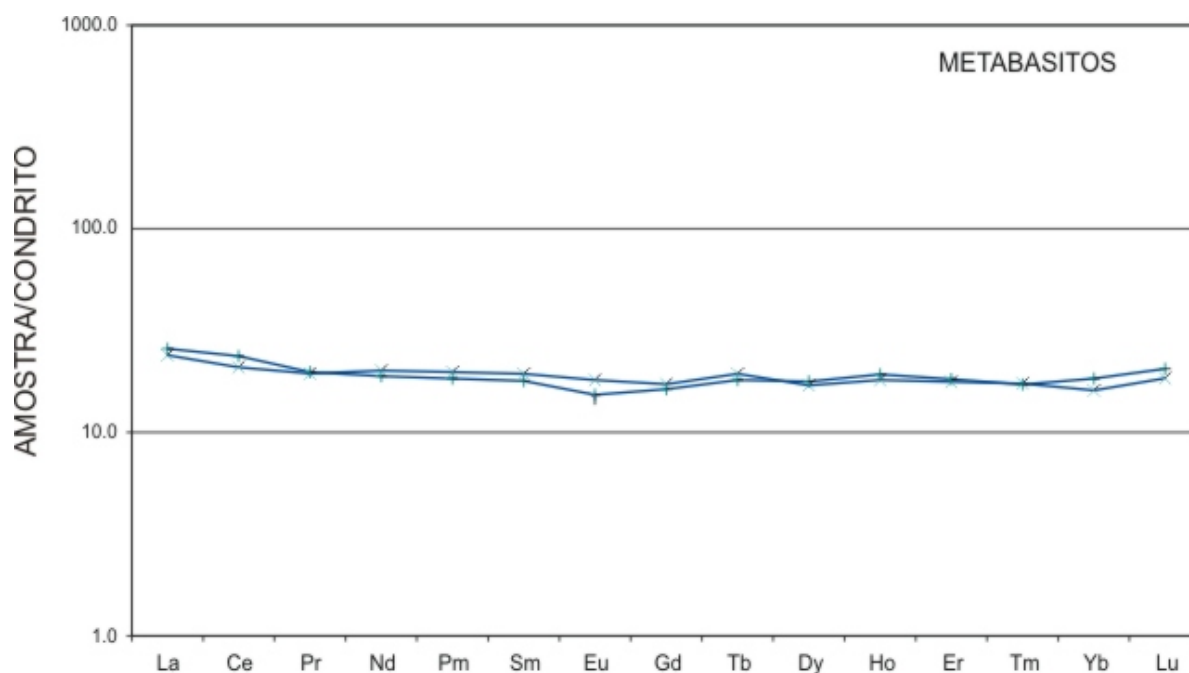


Figura 40. Diagrama de elementos terras raras das rochas básicas normalizadas ao condrito (Sun e Mc Donough, 1989).

Habitualmente nos diagramas de variação de rochas félsicas se utiliza como índice de diferenciação os teores de  $\text{SiO}_2$  (diagramas Harker). Ao plotar as amostras nestes diagramas, se observou que as rochas menos evoluídas não são facilmente distinguidas umas das outras, (amostras OCH-1, OCH-5, PSC-3 e SC-05-12;  $\text{SiO}_2 = \sim 67\%$ ) pois não apresentam um intervalo suficientemente amplo de variação de  $\text{SiO}_2$ . Ao mesmo tempo, se determinou que  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$  apresentam boa correlação negativa ao longo de todo o espectro composicional das rochas estudadas. Este comportamento pode dever-se ao fato de que a diferenciação seja controlada por um mineral máfico (biotita). Deste modo, nos diagramas de variação, os teores em  $\text{MgO}$  foram utilizados como índice de diferenciação (Figura 41).

De modo geral, verifica-se que com a diminuição de  $\text{MgO}$  as concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  também diminuem, enquanto  $\text{SiO}_2$  aumenta, o que é compatível com um processo de diferenciação. Os álcalis não mostram boa correlação com a variação de  $\text{MgO}$ , possivelmente pela mobilidade desses elementos.

As variações dos elementos traço versus o  $\text{MgO}$  (Figura 42) mostra que o Sr e o Ba apresentam uma leve correlação positiva. A diminuição das concentrações do Zr com a diminuição do  $\text{MgO}$  sugere fracionamento do zircão a partir de 1.5%  $\text{MgO}$ . Nesse diagrama as amostras PSC-26 (metavolcanito) e SC-05-15 (leucogranito) estão deslocadas do “trend”, o que poderia estar

relacionado a uma acumulação de zircão nessas rochas. O Rb, possivelmente pela sua mobilidade, apresenta valores bem diferentes entre as rochas, sendo difícil inferir uma linha de evolução.

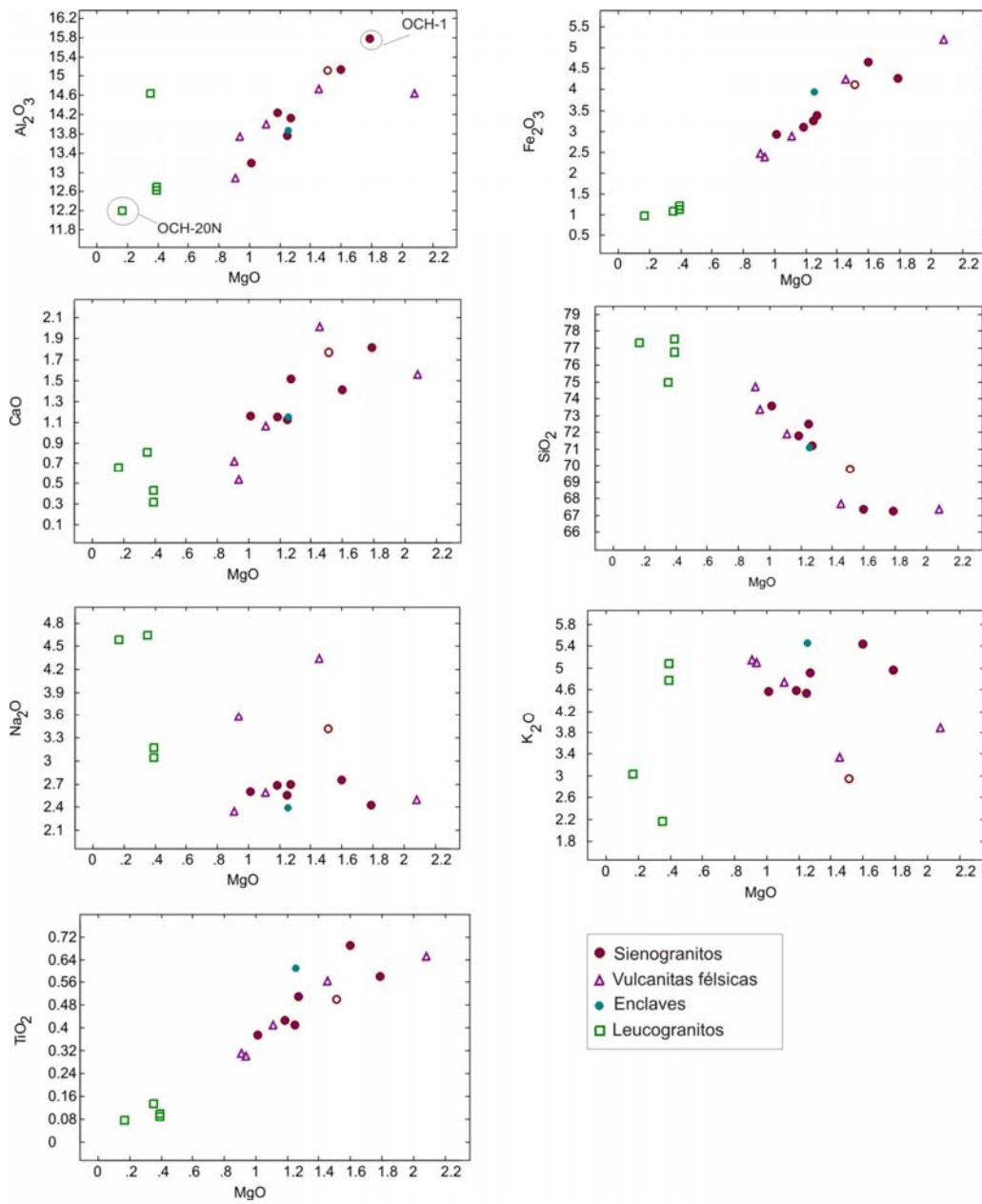


Figura 41. Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores versus MgO (% peso).

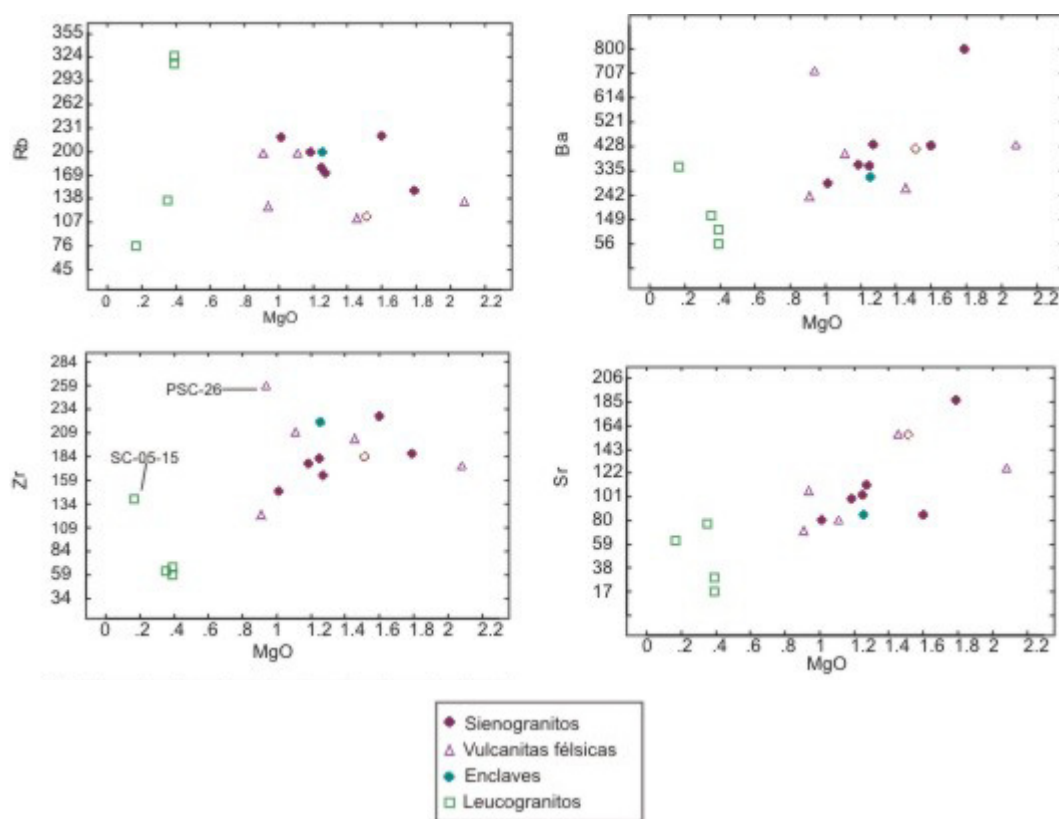


Figura 42. Diagramas de variação de elementos traços (ppm) versus MgO (% peso).

Os resultados das análises das rochas vulcânicas félsicas e graníticas foram plotados em diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo (Figura 43 A, B e C). Nas figuras 43 A e B são apresentadas os sienogranitos e vulcânicas félsicas, as quais mostram um padrão muito homogêneo, com anomalias negativas de Ba, Sr e Ti. As anomalias de Ba e Sr devem refletir fracionamento de feldspato enquanto que a anomalia de Ti está provavelmente relacionada a fracionamento de ilmenita. Os leucosienogranitos (Figura 43 C) apresentam padrão similar aos das rochas descritas acima, apresentando as mesmas anomalias, mas com maior intensidade, o que sugere fracionamento precoce de feldspato e ilmenita por parte das rochas menos evoluídas, empobrecendo os termos mais evoluídos.

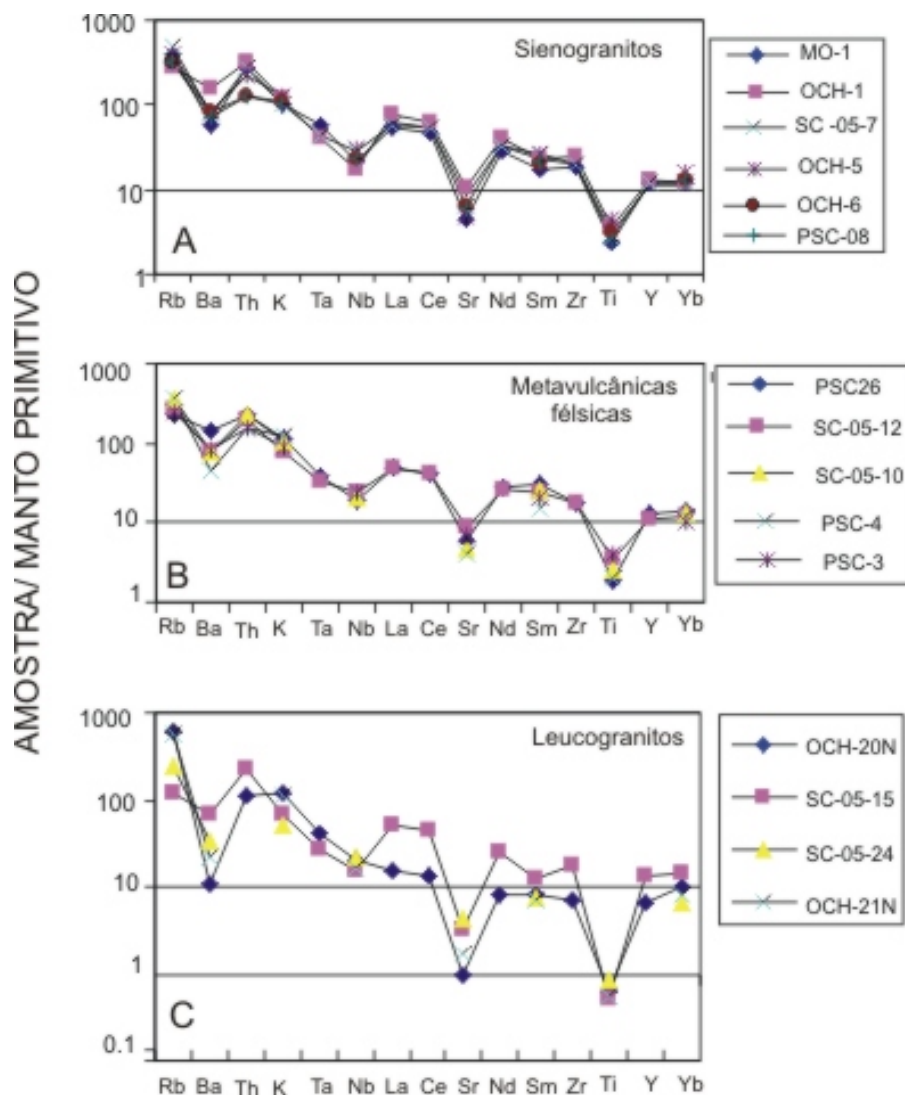


Figura 43. Diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo (Taylor e Mc Lennan, 1985). A) Sienogranitos. B) Rochas metavulcânicas félsicas. C) Leucosienogranitos.

Os elementos terras raras (ETR) primeiramente foram normalizados ao condrito (Figura 44). Nesse diagrama, as rochas vulcânicas félsicas e graníticas têm padrões uniformes, com enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP ( $La_N/Sm_N=2.17-3.26$   $Gd_N/Lu_N=0.94-1.47$ ), com exceção da amostra OCH-20N que apresenta padrão empobrecido em ETR e mais horizontalizado com razões  $La_N/Sm_N$  de 2.17 e  $Gd_N/Lu_N$  de 0.70. As anomalias negativas de Eu, quantificadas pela relação  $Eu/Eu^* = Eu_N/[Sm_N * Gd_N]^{1/2}$  e interpretadas como remoção de plagioclásio, caracterizam todas as amostras e suas magnitudes variam com a diferenciação, com a razão  $Eu/Eu^*$  decrescendo de 0.64 (Sienogranito OCH-1;  $SiO_2= 67.3\%$ ) a 0.24 (Leucogranito OCH-20N;  $SiO_2= 76.7 \%$ ).

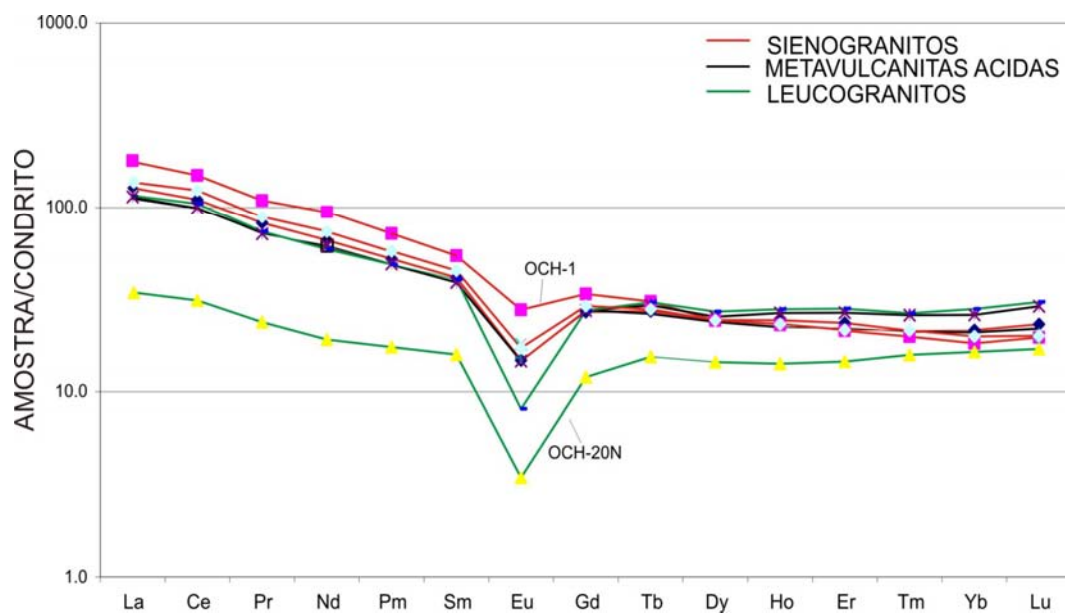


Figura 44. Diagrama de elementos de terras raras para rochas graníticas e metavulcânicas félsicas normalizadas ao condrito (Sun e Mc Donough, 1989)

Em função das características das rochas estudadas, com afinidades crustais, os teores de ETR foram também normalizados à média da crosta continental (Rudnick e Gao, 2003) (Figura 45). Dos padrões de distribuição de ETR neste diagrama, pode-se observar que a rocha menos evoluída (OCH-1), com exceção da anomalia de Eu, ajusta-se paralelamente à linha de referencia da crosta continental. A anomalia de Eu nessa amostra pode estar relacionada a um processo de fusão parcial de crosta já empobrecida em Eu, com permanência de plagioclásio no resíduo.

Assim mesmo, pode-se analisar que os ETRL apresentam um comportamento compatível, enquanto ETRP têm um enriquecimento (com exceção da amostra OCH-20N) com a diferenciação. O comportamento da amostra OCH-20N e dos ETRL das demais amostras se contradiz com o conceito de que a  $\Sigma$ ETR deve incrementar com o incremento no conteúdo de  $\text{SiO}_2$ . Entretanto, mecanismos como a remoção de minerais ricos em ETR, tem sido propostos para explicar o empobrecimento em ETRL e Eu em rochas graníticas diferenciadas (e.g. Pimentel e Charnley, 1991).

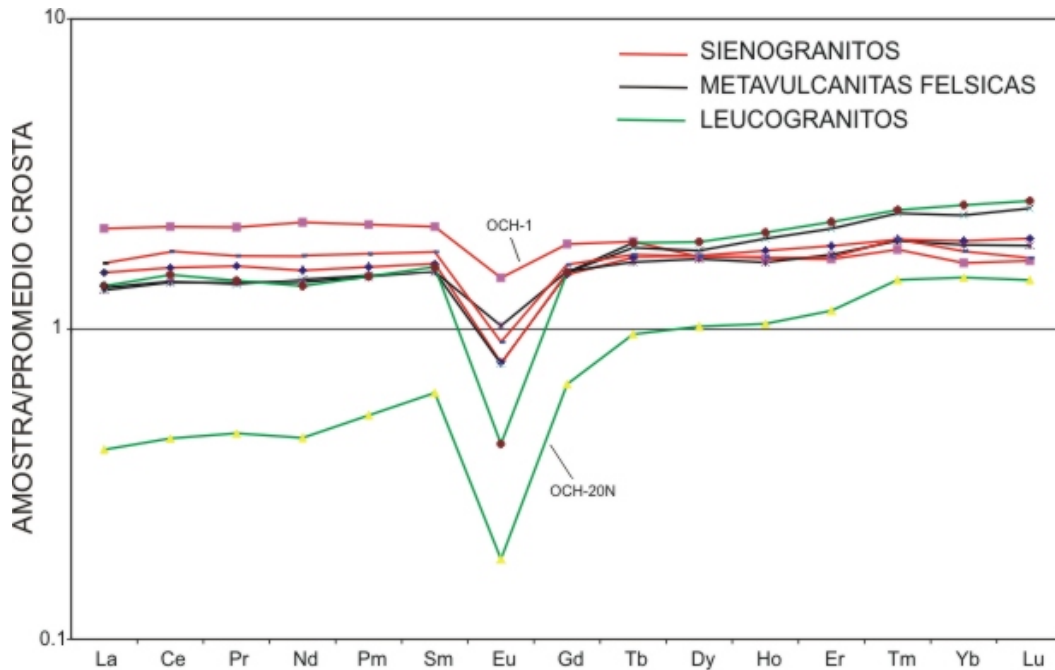


Figura 45. Diagrama de elementos de terras raras das rochas graníticas e metavulcânicas félsicas normalizadas ao promedio da crosta continental (Rudnick e Gao, 2003)

Como alternativa para visualizar melhor esse comportamento dos ETR todas as análises foram normalizadas aos valores de ETR da rocha menos evoluída (OCH-1) (Figura 46). Deste diagrama percebe-se que, a partir da amostra OCH-1 ocorre um processo de cristalização fracionada onde o Eu e os ETRP se comportam coerentemente com a diferenciação a partir da remoção de feldspato e biotita, enquanto a cristalização de uma fase rica em ETRL como a monazita, resulta num progressivo empobrecimento desses elementos no magma residual. Este comportamento nas rochas mais evoluídas tem repercussão na determinação das idades modelo  $T_{DM}$ .

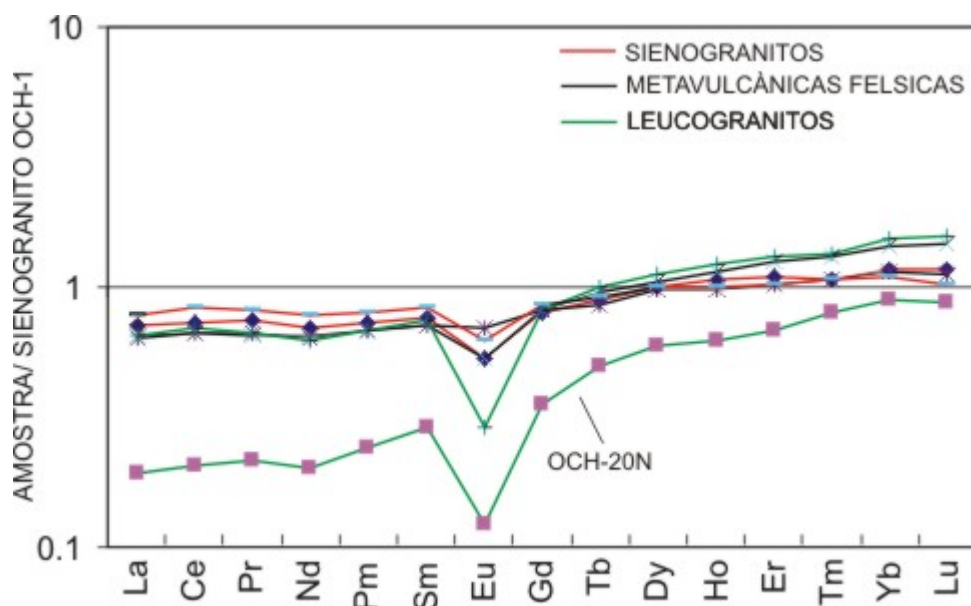


Figura 46. Diagrama de elementos terras raras das rochas graníticas e metavulcânicas félsicas normalizadas à amostra do sienogranito porfirítico OCH-1

## 10. GEOCROLOGIA

Com a finalidade de complementar os dados obtidos através de trabalhos de campo, estudos petrográficos e geoquímicos descritos nos capítulos precedentes, foram realizadas seis datações mediante o método radimétrico U-Pb ID-TIMS, nove análises isotópicas de Sr e dezessete de Sm-Nd. Além disso, foram re-examinados os dados geocronológicos prévios existentes para as faixas magmáticas da Puna (Tabela 3.). Para a área de estudo, em particular, não existiam dados geocronológicos disponíveis na literatura. É por isto, que neste capítulo são apresentadas novas idades U-Pb em zircão e monazita, bem como dados isotópicos de Sr e Sm-Nd nos granitóides e nas rochas vulcânicas da Faixa Eruptiva Oriental. O principal objetivo foi o de caracterizar, através dos dados U-Pb, a sucessão dos eventos geradores das diferentes fácies magmáticas de forma a permitir limitar a idade do metamorfismo que afeta a seqüência vulcano-sedimentar. Adicionalmente, o método Sm-Nd possibilita uma avaliação das idades modelo das diversas litologias e informam sobre as características das áreas fontes dos magmas.

Os procedimentos de laboratório e analíticos para as análises U-Pb e Sm-Nd são apresentados no Apêndice 1.

**Tabela 3. Resumo das idades apresentadas em trabalhos prévios nas Faixas magmáticas da Puna**

Faixas	Tipo de rocha	Idade (Ma)	Método	Referencias
Puna Suloriental (Acazoque)	Granito	471±12	Rb/Sr (Rocha total)	Omarini et al., (1984)
Puna Nororiental (Cochinoca-Escaya)	Unidade Dacítica	467±7	U/Pb (monazita)	Lork and Bahlburg (1993)
Puna Nororiental (Sierra de Tanque)	Granito	467±2	U/Pb (monazita)	Lork and Bahlburg (1993)
Puna Sulocidental (Archibarca)	Granito	485±15	K/Ar (biotita)	Palma et al., (1986)
Puna Sulocidental (Comp. Ígneo Pocitos)	Monzonito	494±20 470±17	K/Ar (anfíbólio) K/Ar (biotita-anfíbólio)	Blasco et al., (1996)
Puna Sulocidental (Sierra de Macon)	Granodiorito	482±8	Ar/Ar (anfíbólio)	Koukharsky et al., (2002)
Puna Sulocidental (Comp. Ígneo Pocitos)	Monzogranito	476±2	U/Pb (esfeno)	Kleine et al., (2004)

### 10.1 Dados U-Pb

As seguintes unidades geológicas foram selecionadas para datação pelo método U-Pb: o riolito (amostra PSC-26) que aflora na base da seqüência vulcano-sedimentar, o leucogranito da Serrania de Ochaqui (amostra OCH-20N) e duas amostras do sienogranito porfirítico (amostras OCH-6 e OCH-1). Para comparação e correlação foram também realizadas datações nas rochas de Agua Castilla (AC) e Quebrada Tajamar (TA), localizadas a aproximadamente 60 Km a norte da zona de estudo (Figura 3).

A localização das amostras datadas encontra-se nos mapas das figuras 5 e 6, e os resultados das diferentes frações analisadas estão na Tabela 4.

O riolito apresenta grãos de zircão prismáticos, alongados (10:1 a 5:1), rosados e limpos. Os resultados de três frações de zircão definem uma discórdia com uma idade de intercepto superior de  $485 \pm 5$  Ma (Figura 47 A). Esta idade é interpretada como a idade de cristalização da rocha e conseqüentemente da deposição da seqüência sedimentar.

O sienogranito porfirítico (OCH-6) apresenta pequenos grãos de zircão prismáticos alaranjados. As três frações analisadas são concordantes ou quase concordantes indicando idade de intercepto superior de  $463 \pm 7$  Ma, a qual é interpretada como idade de cristalização (Figura 47 B). A amostra OCH-1 a qual também representa o sienogranito porfirítico foi analisada mediante monazita. As três frações estudadas forneceram análises concordantes indicando a idade de  $465 \pm 2$  Ma. (Figura 47 C) Esta idade interpretada como de cristalização é idêntica àquela da amostra OCH-6, o que indica que o corpo de quase 24 Km cristalizou ao mesmo tempo.

Os grãos de zircão do leucogranito (OCH 20N) são alongados, prismáticos e transparentes onde duas frações de zircões definem uma idade concordante de  $475 \pm 5$  Ma (Figura 47 D), interpretada como a idade de cristalização do pluton. Esta idade contradiz a seqüência de intrusão



definida no campo, mas a idade do leucogranito está dentro do erro quando comparada com a calculada para o sienogranito porfirítico. A interpretação mais adequada até o momento é que essas duas unidades são aproximadamente contemporâneas.

A amostra de Agua Castilla (AC) é um riodacito intercalado em sedimentos. Os grãos de zircão analisados desta amostra formam pequenos cristais prismáticos com uma razão de comprimento: largura de ~ 2:1. Três frações definem uma discórdia com idade de intercepto inferior de  $472 \pm 6$  Ma, a qual pode ser interpretada como a idade de cristalização e uma idade de intercepto superior de  $1967 \pm 88$  Ma (Figura 47 E) sugerindo herança a partir de crosta continental Paleoproterozóica. A idade do intercepto inferior é coerente com a evidência paleontológica já que os sedimentos com os quais se intercala esta rocha vulcânica é portadora de fauna graptolítica do Arenigiano. Finalmente, os grãos de zircão analisados do granito Tajamar formam pequenos prismas limpos e de coloração rosada. Cinco frações de zircão definem uma discordia fornecendo uma idade de intercepto inferior de  $465 \pm 4$  Ma, interpretada como idade de cristalização e uma idade de intercepto superior de  $1905 \pm 64$  Ma, indicando uma possível herança Paleoproterozóica (Figura 47 F).

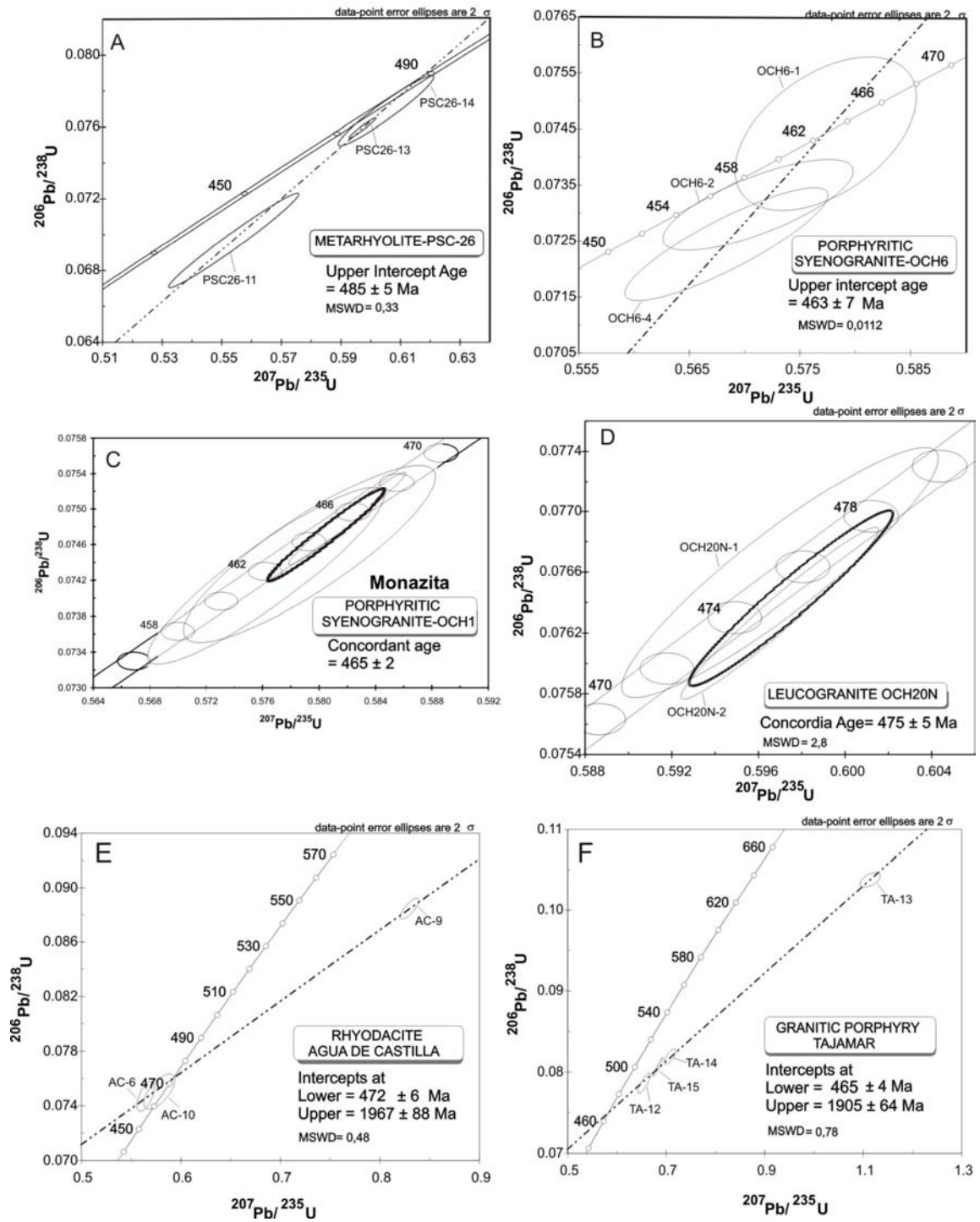


Figura 47. Diagramas de concordia U-Pb ID-TIMS de (A) Metariolito. (B) Sienogranito Porfirítico. (C) Sienogranito Porfirítico (Monazita). (D) Leucogranite. (E) Riodacito de Agua Castilla e (F) Granito porfirítico de Quebrada de Tajamar.

Tabela 4. Resultados das frações de zircão e monazita analisadas.

Sample / Fraction	Weight (mg)	U ppm	Pb ppm	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	(pct) <sup>a</sup>	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	(pct) <sup>b</sup>	( $\rho$ )	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	(pct) <sup>c</sup>	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Age	(Ma) **
PSC 26/11	0.021	934.41	73.032	982.16	0.5540	3.22	0.0697	3.10	0.98087	0.0576659	0.21	434.2	447.6	517.1	27.0
PSC 26/13	0.035	771.12	64.277	2031.43	0.5972	0.62	0.0759	0.60	0.97118	0.0570315	0.15	471.9	475.5	492.7	3.3
PSC 26/14	0.029	820.94	70.109	1429.51	0.6051	2.17	0.0769	2.07	0.95677	0.0570167	0.63	478.0	480.5	492.2	14.0
OCH-6/ 1	0.040	251.75	18.819	607.17	0.5773	1.16	0.0744	1.50	0.47840	0.0562690	2.77	462.7	462.7	463.0	61.0
OCH-6/ 2	0.023	508.12	37.961	507.87	0.5712	1.23	0.0731	0.91	0.74274	0.0566386	0.82	455.1	458.8	477.5	18.0
OCH-6/ 4	0.039	949.41	70.789	956.29	0.5683	1.32	0.0724	1.14	0.86870	0.0569016	0.65	450.8	456.9	487.7	14.0
OCH1/1	0.026	1711.0	826.4	2964.60	0.57623	1.19	0.07425	1.09	0.910427	0.0562839	0.494	461.7	462.0	463.5	11
OCH1/2	0.037	1008.20	666.77	3059.76	0.57932	1.26	0.0744999	1.09	0.86844	0.0563986	0.622	563.2	464.0	568.1	14
OCH1/3	0.049	1947.40	990.07	5639.00	0.58198	0.583	0.0748946	0.571	0.980982	0.0563586	0.113	465.5	465.7	466.5	2.5
OCH20N/1	0.021	1260.00	99.720	1451.00	0.5970	1.00	0.0766	0.88	0.915	0.055355	0.30	475.4	475.3	475.2	8.0
OCH20N/2	0.033	691.12	64.000	2310.00	0.5969	0.62	0.0763	0.60	0.971	0.057012	0.15	474.8	475.5	485.8	6.0
AC/ 6	0.039	211.00	18.011	276.18	0.5645	1.27	0.0747	1.19	0.60218	0.0548049	1.82	464.4	454.4	404.3	41.0
AC /9	0.050	233.88	22.225	533.03	0.8297	0.94	0.0884	0.71	0.79296	0.068022	0.57	546.4	613.4	869.2	12.0
AC /10	0.045	312.25	25.059	527.4	0.5783	2.21	0.0750	1.40	0.65878	0.0558798	1.66	466.5	463.3	447.6	37.0
TA /12	0.025	395.36	32.939	546.79	0.6553	1.58	0.0786	1.30	0.82722	0.0604375	0.89	488.0	511.7	619.3	19.0
TA/ 13	0.030	410.30	70.414	114.05	1.1143	1.51	0.1038	0.72	0.55774	0.0778711	1.26	636.5	760.2	1143.6	25.0
TA/ 14	0.031	341.09	31.257	363.26	0.7080	1.33	0.0819	0.93	0.73081	0.0626742	0.91	507.6	534.6	697.2	19.0
TA/ 15	0.025	305.86	25.109	531.38	0.6830	1.22	0.0806	1.19	0.97158	0.0614456	0.29	499.8	528.6	654.8	6.2

Nota: OCH-1= Frações de monazita.

## 10.2 Dados isotópicos de Nd e Sr

Treze análises isotópicas de Sr e dezessete de Sm-Nd em rocha total foram realizadas. Os valores iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  foram recalculados utilizando as idades U–Pb obtidas e também através das relações de campo.

A natureza bimodal do magmatismo desenvolvido na área de estudo é clara a partir dos dados obtidos (Tabela 5).

As rochas metavulcânicas félsicas e graníticas, apresentam razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7089 e 0,7349. Mostram valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  negativos, variando de  $-3,1$  a  $-7,5$  e idades modelo  $T_{\text{DM}}$  em um intervalo entre 1,50 e 1,75 Ga (Tabela 5). Os altos valores das razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , assim como os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  e  $T_{\text{DM}}$  indicam uma fonte crustal mais antiga (Meso – Paleoproterozóica) para esses magmas.

As rochas básicas mostram valores positivos de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , entre  $+1,4$  a  $+2,5$ , indicando uma fonte do manto empobrecida em elementos LIL comparada com o CHUR. A amostra PSC-13 mostra valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  levemente negativo ( $-0,3$ ). A razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  determinada em uma amostra (PSC-22) apresenta valor de 0.7067. As variações nos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  podem ser devidas a diferentes graus de contaminação crustal. As idades modelo  $T_{\text{DM}}$  das rochas básicas não estão apresentadas na tabela 5 devido aos altos valores das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Estas idades ( $T_{\text{DM}}$ ) nos leucosienogranitos são

muito elevadas e não têm nenhum significado geológico. Isto é coerente com a cristalização de uma fase mineral rica em ETRL, o que resulta num progressivo empobrecimento desses elementos no magma residual e o conseqüente incremento da razão Sm/Nd e valores  $T_{DM}$  com a progressiva diferenciação, conforme descrito em Pimentel e Charnley (1991).

Tabela 5. Dados isotópicos de Nd e Sr.

Amostras	Tipo de rocha	Sr ppm	Rb ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ m $\pm 2\text{SE}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	$T_{DM}$ (Ga)
Granitos											$T=470$ Ma	
MO-1	Porfiritico	81	219	7.88	0.790019+/-3	0.7372	6,21	28.9	0,1296	0,512140(±09)	- 5.7	1.62
OCH-1	Porfiritico	187	149	2,31	0,737596+/-1	0,7222	6,64	32,7	0,1227	0,512138(±07)	- 5,3	1,50
OCH- 6	Porfiritico	112	173	4,49	0,76506+/-1	0,7349	10.2	48.2	0.1285	0.512170(±05)	-5.1	1.54
PSC- 8	Equigranul	103	179	5.05	0.760589+/-3	0.7267	6.51	30.4	0.1304	0.512123(±11)	-6.0	1.67
SC-05-07	Equigranul	99	200	5,87	0,763931+/-8	0,7254	5,41	25,2	0,1298	0,512124(±12)	- 6.1	1.65
OCH-20N	Leucogran	17	326	57,72	1,11813+/-2	0,7274	2.11	7.43	0.1718	0.512276(±06)	-5.5	-
SC-05-15	Leucogran	62	76	3,55	0,738715+/-1	0,7154	6,83	29,5	0,1397	0,512287(±06)	- 3,5	1.54
SC-05-24	Leucogran.	77	136	5,13	0,7560+/-3	0,7216	1,47	5,93	0,1501	0,512168(±07)	- 6,38	-
Meta-volcanitas											$T=485$ Ma	
PSC- 2	Metabasito						4.65	14.5	0.1942	0.512750(±30)	2.3	-
PSC- 13	Metabasito						2.48	7.95	0.1888	0.512593(±10)	-0.3	-
PSC- 22	Metabasito	90	30	0,96	0,713183+/-2	0,7067	2.62	7.56	0.2100	0.512810(±05)	2.5	-
SC-05-13	Metabasito						2,83	9,01	0,1903	0,512729(±19)	2,1	-
SC-05-06	Metabasito						2,24	6,78	0,1997	0,512721+/-5	1,4	-
PSC- 3	Metadacito	127	135	3,08	0,73261+/-1	0,7119	6.55	31.4	0.1260	0.512028(±42)	-7.5	1.75
SC-05-12	Metadacito	157	113	2.08	0,72869+/-3	0,7147	5,64	25,4	0,1339	0,512247+/-7	- 3.7	1.51
PSC- 26	Metariolito	106	128	3,50	0,73240+/-2	0,7089	5.34	22.9	0.1411	0.512299(±07)	-3.1	1.54
SC-05-10	Metariolito	81	198	7.11	0,773591+/-3	0,7259	7,17	33,8	0,1281	0,512104+/-13	- 6.2	1,66

A [figura 48](#), mostra a evolução isotópica do  $\epsilon_{\text{Nd}}$  das rochas sienograníticas e vulcânicas félsicas. Os dados são comparados com aqueles da literatura para o embasamento metamórfico e rochas plutônicas Ordovicianas da Puna Austral. Pode-se observar que as rochas estudadas no presente trabalho têm um padrão de evolução isotópica do Nd muito similar ao embasamento metamórfico da Puna suloriental e ao granito de Serra de Macón, apresentando idades modelo ( $T_{DM}$ ) entre 1.5 e 2.1 Ga (Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000; Poma et al., 2004). Coincidentemente, esses valores de idades modelo são coerentes com as idades de intercepto superior interpretadas como herança das amostras de Agua Castilla e Quebrada Tajamar ([Figura 47 E-F](#)).

As idades modelo do Complexo Igneo Pocitos (CIP) variam entre 0.73 a 0.98 Ga. Kleine et al., (2004) conclui que a sistemática isotópica de Sr, Nd e Pb indicam uma contribuição tanto de fonte mantélica como crustal nos magmas do Complexo. Por isto, as idades modelo representam uma mistura entre uma fonte juvenil Ordoviciano e uma componente crustal Meso-

Paleoproterozóica. O mesmo processo poderia ser atribuído aos metabasitos do Cerro Plegado, os quais se plotam no campo do CIP. Por outro lado, as amostras dos paragnaisses e ortognaisses de Antofalla, do granito Arita e uma amostra do granito de Serra de Macón têm idades modelo intermediárias entre o CIP e as rochas da Puna suloriental. O contraste nas características isotópicas das rochas da Puna sulocidental e suloriental é, portanto, marcante.

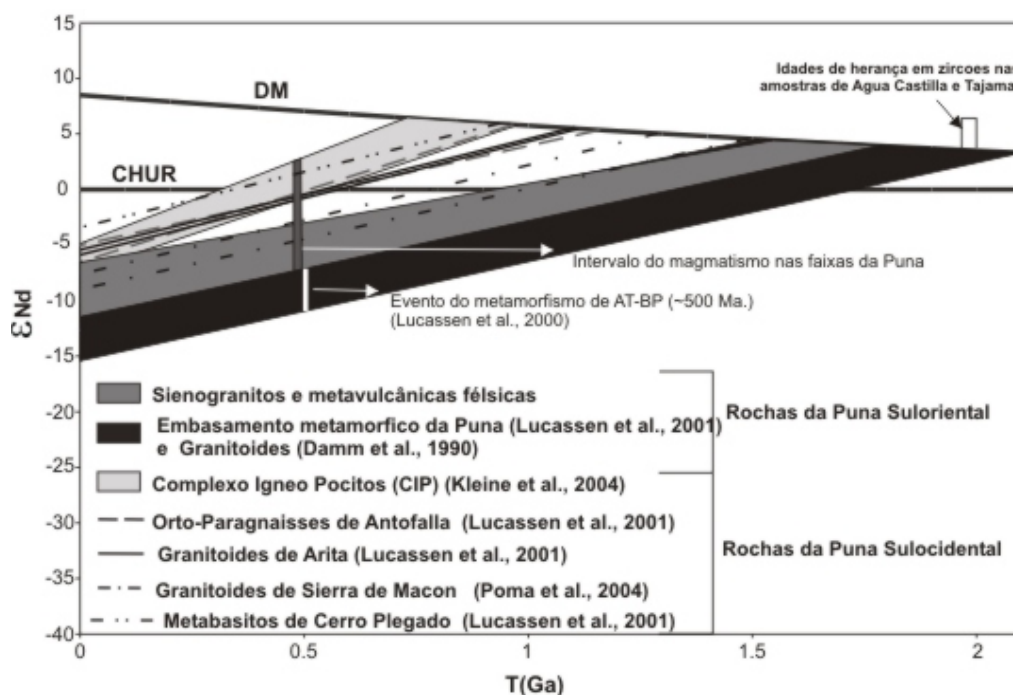


Figura 48. Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  versus Tempo mostrando as composições isotópicas de Nd das rochas graníticas e vulcânicas félsicas estudadas como assim também diferentes tipos de rochas expostas na Puna Austral. A barra cinza indica o  $\epsilon_{Nd}(t)$  para diferentes rochas ordovicianas. Note-se a similaridade entre as idades  $T_{DM}$  do embasamento da Puna Austral e as idades de herança das a mostras Água Castilla e Tajamar.

No gráfico  $\epsilon_{Nd}(t)$  versus  $^{87}Sr/^{86}Sr_i$  (Figura 49) observa-se que todas as rochas vulcânicas félsicas e graníticas plotam no quadrante da crosta continental (fonte enriquecida) localizando-se dentro do campo do embasamento da Puna. Isto sugere que o embasamento pode ser uma fonte potencial dos magmas félsicos na região estudada.

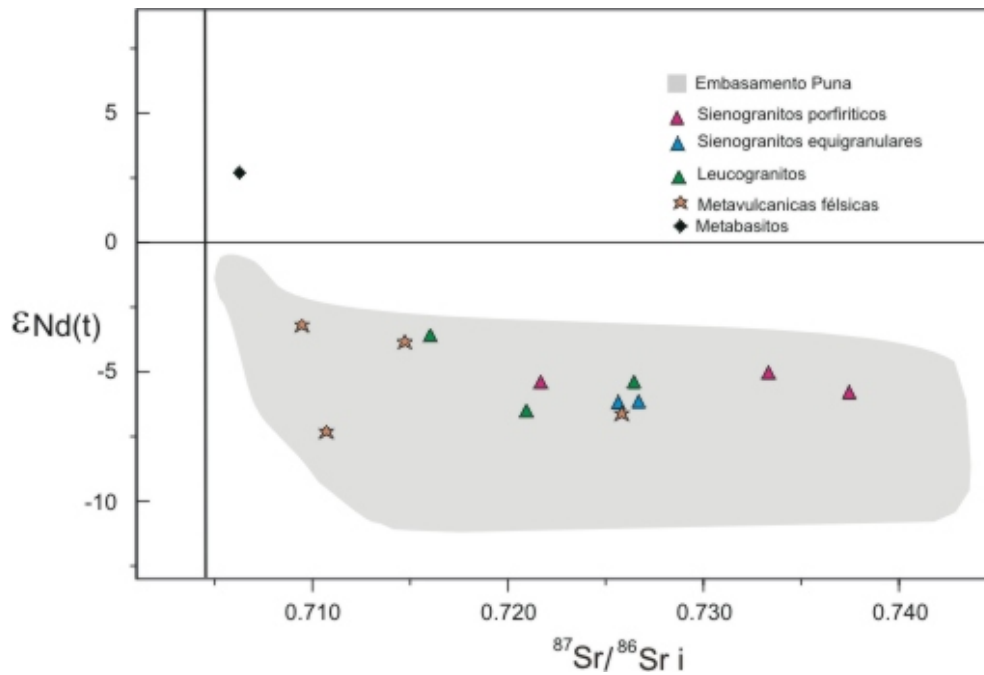


Figura 49. Composições isotópicas de Sr e Nd das rochas graníticas e vulcânicas félsicas estudadas comparadas com o embasamento da Puna Austral. Todos os valores foram recalculados a 470 Ma.

## 11. DISCUSSÃO

A pesar da limitada extensão areal onde foi desenvolvido o presente trabalho, os resultados obtidos e as comparações realizadas com outras áreas de similares características, permitem realizar algumas considerações de aplicação geral sobre a evolução geológica do Paleozóico Inferior para a região da Puna Argentina. (Figura N° 50 a-b-c-d).

Durante o Cambriano superior-Ordoviciano inferior, a margem sul-ocidental da Gondwana, possivelmente assistiu ao início de um processo de "underplating" de grandes quantidades de magmas máficos que se alojaram na base da crosta gerando uma importante anomalia térmica. Ao mesmo tempo se desenvolve uma bacia ensiálica extensiva aonde se dá a deposição de sedimentos (Buttner et al., 2005).

A anomalia térmica afetaria os níveis médio-inferiores da crosta continental, gerando fusão parcial da mesma e produzindo migmatitos e magmas félsicos (Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000; Viramonte et al., 2005).

Entre os  $485 \pm 5$  e 472 Ma, esses magmas félsicos chegam até a superfície intercalando-se com os sedimentos. Simultaneamente, pequenos volumes de magmas basálticos de origem profunda e possivelmente representantes do material acumulado na base da crosta, também se interdigitam nos sedimentos constituindo assim uma unidade vulcano-sedimentar bimodal. A deformação dúctil

e o metamorfismo de baixo grau registrado nesta seqüência se desenvolvem entre os ~480 Ma (riolito protomilonítico) e os ~462 Ma (sienogranito porfirítico sem metamorfismo). Esse metamorfismo pode estar relacionado à proeminente anomalia térmica e a uma transferência advectiva de calor devida aos fundidos intrusivos (conforme descrito em Lucassen et al., 2000) em níveis rasos da crosta continental, durante o extenso magmatismo Ordoviciano.

Os corpos de rochas graníticas representam um período intrusivo com idades de cristalização entre os ~475 e ~462 Ma e representariam, da mesma forma que as rochas metavulcânicas félsicas, diferentes pulsos de magmas gerados por fusão parcial de rochas do embasamento.

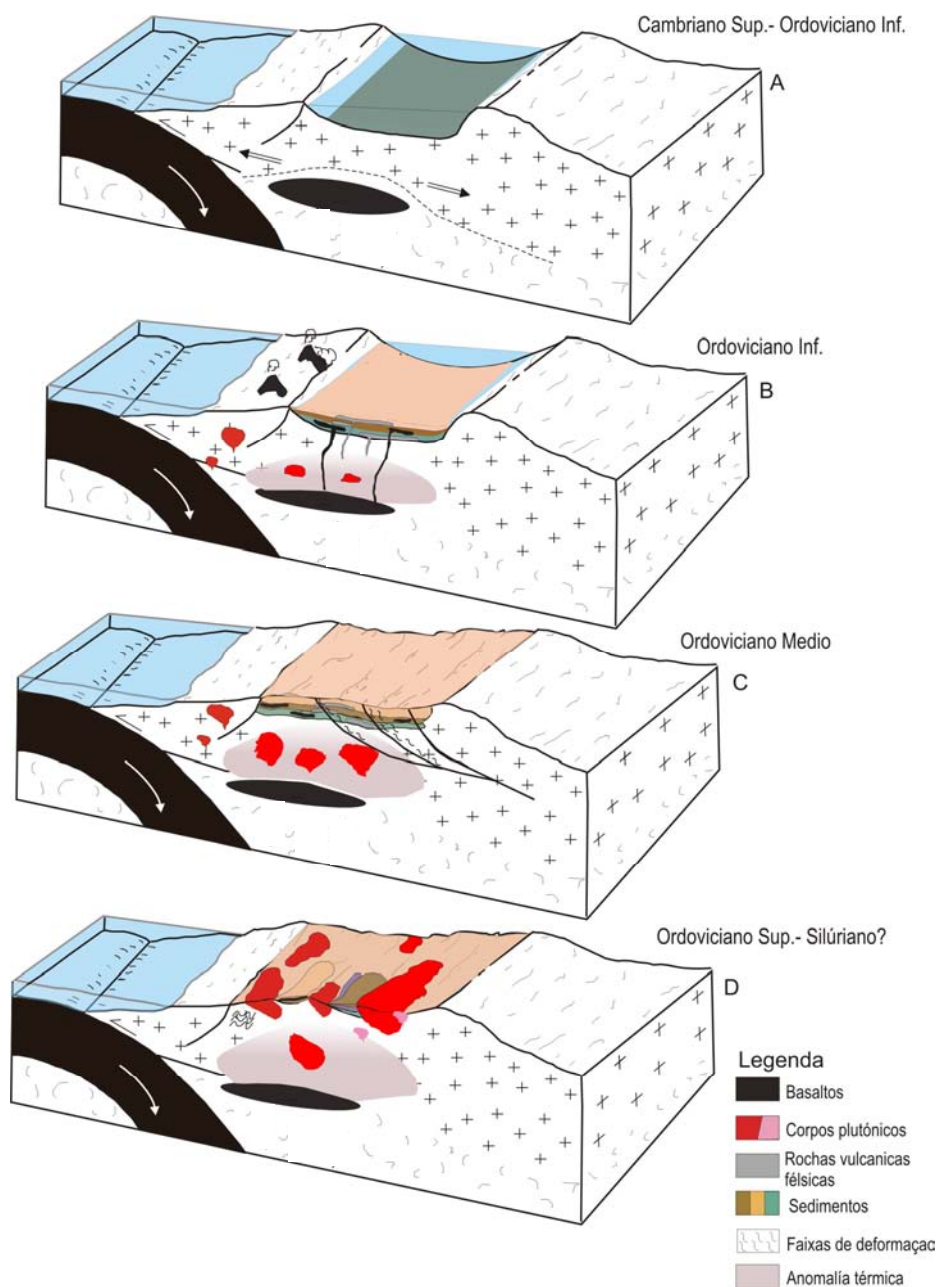


Figura 50.A-B-C-D. Possível modelo evolutivo na Puna Austral.

Os dados geoquímicos nos diagramas de variação e de multielemento mostram na sua maioria, coerência com um processo de cristalização fracionada. No entanto, os dados isotópicos não sustentam esse processo. Tanto as rochas metavulcânicas como os granitóides apresentam valores distintos das razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , pelo que se pode sugerir que representariam pulsos de magmas produzidos por fusão parcial de diferentes fontes crustais.

A partir da comparação entre as Faixas Eruptivas Ocidental e Oriental pode-se observar que as características petrológicas, geoquímicas e isotópicas são bastante diferentes, enquanto que as idades absolutas se superpõem entre rochas de uma faixa e de outra. Por isto e a partir dos dados da literatura, é possível sugerir que a Faixa Eruptiva Ocidental estaria associada a um arco magmático relacionado à subducção, enquanto a Faixa Eruptiva Oriental poderia estar relacionada a um regime extensional de trás-arco aonde são importantes os processos de fusão parcial da crosta. Cabe assinalar que para realizar um estudo mais acurado sobre a petrogênese e evolução dessas faixas, é necessária uma maior quantidade de dados, especialmente para a Faixa Ocidental.

Finalmente, tendo em conta todos os processos desenvolvidos na Puna Oriental durante o Paleozóico Inferior se pode introduzir o conceito de “Orógenos Quentes”, (Collins, 2002a), (Hongn et al., 2005).

Os Orógenos Quentes (Collins, 2002a) evoluem por meio da influência de uma anomalia térmica prolongada e podem ocorrer em ambientes dominados por extensão Collins (2002b) ou contração (Cruden et al., 2003). Nesses orógenos ocorrem, entre outras coisas, fenômenos de reciclagem crustal, deformação com cinemáticas complexas e magmatismo bimodal. Assim, uma anomalia térmica prolongada (Lucassen et al., 2000; Lucassen e Becchio, 2003) e os fenômenos de sedimentação (Bahlburg e Hervé, 1997), deformação (Hongn, 1994; Hongn et al., 1996), magmatismo (Coira et al., 1999; Viramonte et al., 2005) e metamorfismo (Lucassen et al., 2000; Lucassen e Becchio, 2003) sugerem que a borda oriental da Puna poderia ter sido parte de um “Orógeno Quente” desde ~ 500 até 440 Ma.

## 12. CONCLUSÕES

-Na área de estudo, foram reconhecidas duas unidades principais: (i) uma unidade vulcano-sedimentar bimodal (basaltos - riolitos) afetada por uma faixa de deformação dúctil e metamorfismo de baixo grau e (ii) uma unidade plutônica sem metamorfismo composta de três fácies ricas em sílica (sienogranitos porfiríticos e equigranulares - leucosienogranitos).

-Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem que os magmas básicos representam uma fonte mantélica empobrecida em elementos LIL comparada com o CHUR e de tipo T-MORB, enquanto



os magmas félsicos representam magmas produzidos por fusão crustal, aonde o embasamento constitui uma fonte potencial para essas rochas. Os padrões particulares de ETR das rochas félsicas podem estar relacionados à remoção de feldspato e biotita e uma fase rica em ETRL como a monazita.

-As características das rochas félsicas são muito similares às unidades félsicas reportadas na Puna Norte por Coira et al., (1999), sugerindo uma evolução comum de toda a Faixa Eruptiva Oriental e corroborando a conclusão que as diferenças nas características geológicas entre a Puna Austral e Puna Norte são principalmente devidas a distintos níveis crustais, aflorando os mais profundos para o sul.

-A partir dos dados geocronológicos, se determinou que as rochas metamórficas expostas entre o salar Centenario e a Quebrada do Oculito (parte da unidade vulcano-sedimentar) pertencem ao Ordoviciano e não ao Precambriano, contrariamente às ideias sugeridas em trabalhos prévios (e.g. Blasco and Zappettini, 1996). Ao mesmo tempo, conclui-se que o metamorfismo da unidade vulcano-sedimentar desenvolveu-se entre os ~485 e os ~465 Ma.

-Os novos dados obtidos neste trabalho, como assim também aqueles da literatura sugerem um processo que recicla material crustal antigo sem geração de grandes volumes de nova crosta (Becchio et al., 1999; Lucassen et al., 2000).

### 13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceñolaza e Toselli, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. II Congreso Latinoamericano Geológico, Mem., Caracas, 2:755 – 763.
- Aceñolaza, F. G., Toselli, A., 1984. Lower Ordovician Volcanism in North West Argentina. In Bruton, D.L. (Ed.), Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contributions of the University of Oslo, 295:203-209.
- Alonso, R. N., Viramonte, J. G., Gutierrez, R., 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63. San Carlos de Bariloche.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M., Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2 (1):1-16.
- Bahlburg H. 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentine and North Chile, geodynamic evolution from back arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen*, 75:1-77. Stuttgart.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kasemann, S., Franz, G., Viramonte, J. G., 1999. Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico Inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21°-27°S). *Acta Geológica Hispanica*, 34, 273-299.
- Blasco, G., Zappettini, E., 1996. Hoja Geológica San Antonio de los Cobres, 2566-1, Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250000, Boletín 217, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 126 pp.
- Bock, B., Bahlburg, H., Worner, 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. *Journal of Geology*, 108, 515-535.
- Büttner, S.H., Glodny, J., Luchasen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R., Franz, G., 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos*, 83: 143-181.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18:303-332.
- Coira, B., Perez, B., Flores, P., Kay, S., Woll, B., Hanning, M., 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. In: Ramos, V.A. and Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*: Boulder. Colorado. Geological Society of America. Special paper 336.

- Collins, W.J. 2002a. Hot Orogens, tectonic switching and creation of continental crust. *Geology*, 30(6): 535-538.
- Conti, C.M., Rapallini, A., Coira, B., Koukharsky, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: A clue for Gondwana-Laurentia interaction?. *Geology*, 24: 953-956.
- Cruden, A. Nasserri, M.B., Pysklywec, 2003. Analogue versus numerical viscous models of wide hot convergent orogens: Influence of lateral flow on development of 3D strain fields and topography. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 11476.
- Dalziel, I.W.D., Forsythe, R.D., 1985. Andean evolution and the terrane concept. In Howell, D.G. (Ed), *Tectonostratigraphic terrains of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific-Council for energy and Mineral Resources. Earth Science Series*, 1: 565-581.
- 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.
- Donato, E. , Vergani, G. 1985a. Geología del sector occidental de la Puna Salteña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Gerencia de Exploración, informe interno, 52p., (inédito). Buenos Aires.
- 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.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Hongn, F. D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la Faja Eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4) : 256-268.
- Hongn, F. Mon, R. Cuevas, J. Tubía, J. 1996. Zonas de cisaillement caledonniennes a haute temperature dans la Quebrada Barranquilla (Puna Orientale) : données structurales et cinématiques.
- Hongn, F. , Seggiaro, R. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 248, 95 p. Buenos Aires.
- Hongn, F. D., Mon, R., Acuña, P., Kirschbaum, A., Menegatti, N., 2005. Deformacion ductil intraordovícica en la Sierra de Cobres (Puna Oriental, Noroeste Argentino).
- Isacks, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline.

Journal of Geophysical Research, 93, 3211-3231.

-Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Science*, 8, 523-548.

-James, D. E., Sacks, I. S. 1999., Cenozoic formation of the central Andes: A geophysical perspective. In: B.F. Skinner, (ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Special Publication No. 7, Society of Economic Geologists, 1-25,

-Kleine, T., Mezger, K., Zimmerman, U., Münker, C., Bahlburg, H. 2004. Crustal Evolution along the Early Ordovician Proto-Andean Margin of Gondwana: Trace Element and Isotope Evidence from the Complejo Igneo Pocitos (Northwest Argentina). *Journal of Geology*.

-Kohuskarsky, M., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B., Page, S., 2002. Plutonismo de Ordovícico inferior en el sector Norte de la Sierra de Macón, provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 57 (2), 173-181.

-Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.

-Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485-494.

-Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., SÉller, J., Lamiere Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R.y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

-Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D., 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the Central Andean margin of South America. *GSA Bulletin*; v. 116; no.1/2; p.171-187.

-Lork, A., Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monazite from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas, no.4 p. 1-6.

-Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H., Franz, G., Thirwall, M., Viramonte, J.G., Wemmer, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the central andes (18-26°) a mobile belt of the South America craton. *Journal of South America Earth Science*, 13, 697-715.

-Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.G., Romer, R., Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin – the central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, 341, 195-223.

-Ludwig, K.R., 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. USGS Open File Report 88-542, 34 pp.

- Ludwig, K.R., 2001a. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1a, 55pp.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D., Viera, O., 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental: Actas, 5° Congreso Geológico Argentino, 4: 89-100. Córdoba.
- Miyashiro, A. 1975 a. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83: 249-281.
- Moya, C., Malanca, S., Hongn, F., Bahlburg, H., 1993. El Tremadoc en la Puna occidental Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de exploración de hidrocarburos, II, 20-30.
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62.
- Omarini, R., Viramonte, J. G., Cordani, U., Salfity, J., Kawashita, K., 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres. Provincia de Salta, Argentina. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 3: 146-158. San Carlos de Bariloche.
- Palma, M. A., Parica, P. D., Ramos, V. A., 1986. El granito Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41:414-419
- Passchier C.W. e Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlin. 289 pp.
- Pimentel, M. M. e Charnley, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 86: 123-138.
- Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B., Koukharsky, M., 2004. The Sierra de Macón, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina. *Journal of South America Earth Science*. 16 : 1-11.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortes, J., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855-880.
- Ramos, V., 1988. Late Proterozoic- Early Paleozoic of South America: A collisional history. *Episodes* 11 (3): 168-175.
- Rapela, C., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26(8), 707-710.
- Rudnick, R., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Holland, H. Turekian, K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, Vol: 3, The Crust. 64 pp.

- Salfity, J., Omarini, R. Baldis E., Gutierrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas, IV: 341-361. Buenos Aires.
- Shand, S. J., 1929. Eruptive rocks, D. Von Nostrand, Company. New York. 360 pp.
- Streckesien, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Review. 12: 1-33
- Sun, S.S., Mc Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implication for mantle, composition and processes. In: Saunders A. D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42: 313-345.
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1985. The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence of sedimentary rocks. Phil. Trans. Royal Soc. A 301: 381-399.
- Turner, J. M., 1964a. Descripción Geologica de la Hoja 7C- Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 99, 78 p. Buenos Aires.
- Turner, J. M., 1972. Puna. En Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 91-116. Córdoba.
- Turner, J. C. , Mendez, V. 1979. Puna. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 13-56. Córdoba.
- Viramonte, J.M., Viramonte, J.G., Becchio, R., Pimentel, M., Martino, R., 2005. New U-Pb and Sm-Nd data for the Ordovician magmatism on the eastern border of Southern Puna. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas. La Plata, Argentina.
- Zappettini, E.O., Blasco, G., Villar, L.M., 1994. Geología del extremo sur del salar de Pocitos. XII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas 1, 220-225.

## APENDICE 1:

### PROCEDIMENTOS ANALITICOS:

Os análises químicas foram realizadas em amostras de rocha total pelo método de Espectrometria de Fluorescência de Raios X, no Laboratório de Geoquímica do Instituto GEONORTE da Universidade Nacional de Salta. Este laboratório conta com um equipamento marca Rigaku 2000, dispersivo em longitude de onda, com tubo de Rh, detector de centelha SC e fluxo gasoso PC e cristais monocromadores, LIF, PET, TAP, y GE.

As amostras foram moídas em britador a mandíbula e uma vez quarteadas, foram pulverizadas em moinho tipo Herzog. As determinações de perda ao fogo foram realizadas em mufla a 950° C até peso constante. Com esse instrumental os elementos majoritários foram determinados sobre pastilhas fundidas com tetraborato de lítio (relação 1g. amostra em 6g. fundente). A fusão realizou-se em um equipamento automático marca *Claisse Fluxy*. As concentrações de elementos traços foram determinadas sobre pastilhas prensadas, com agregado de aglomerante (elvacite/acetona, 20/80) a uma pressão de 1.400 Kg/cm<sup>2</sup>. As análises foram efetuadas usando curvas de calibração medidas sobre padrões de rocha do Geological Survey of Japan e United States Geological Survey. Os elementos maiores estão expressos em percentagem em peso de óxidos.

Para os elementos traços, foram utilizados padrões obtidos do Geological Survey of Japan, United States Geological Survey, Groupe de Recherches Petrographique et Geochimiques, Association National de la Recherche Technique e Canadian Certified Reference Material Project. Os elementos traço estão expressos em ppm. As concentrações de elementos terras raras e alguns elementos traço foram determinadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília e consiste da fusão da amostra e posterior dissolução da mesma, a partir do seguinte procedimento:

- Pesou-se 1,0000g de amostra e 3,0000g de fundente (metaborato de lítio) em um cadinho de platina.
- A amostra foi homogeneizada com espátula e levada ao forno mufla a 950°C por 30 minutos.
- O cadinho foi retirado e seu material despejado em uma placa de grafite, para que a amostra formasse um agregado vítreo.
- Após secar, o vidro foi triturado, e desse se pesou 0,1000g de material para dissolução.
- O material foi colocado m balão volumétrico de 50ml, e adicionou-se 25ml de HNO<sub>3</sub> 3,5%. O material foi misturado até total solubilização.
- Adicionou-se 2ml da solução de 5000 ppb de In (padrão interno - *spike*)
- O volume do balão foi completado com HNO<sub>3</sub> 3,5% e homogeneizado.

Para as análises U-Pb convencionais foram dissolvidas frações em ácido HF e HNO<sub>3</sub> (HF: HNO<sub>3</sub> = 4:1) utilizando microcápsulas em bombas tipo Parr. Uma mistura de <sup>205</sup>Pb - <sup>235</sup>U foi usada como "spike". A extração química seguiu a técnica padrão de troca iônica, usando microcolunas de teflon e seguindo o procedimento de Krogh (1973) modificado. O chumbo e urânio foram depositados conjuntamente sobre um filamento único de Re, com H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> e sílica gel. As análises isotópicas foram levadas a cabo no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, utilizando espectrômetro de massa multicolector Finigamm MAT-262 equipado com um multiplicador de elétrons secundários. Os brancos de Pb ao tempo das análises foram melhores que 20 pg. Os programas PBDAT (Ludwig, 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001) foram utilizados para a redução dos dados e cálculo da idade. Os erros para as relações isotópicas são 2σ.

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília seguindo o método descrito por Gioia e Pimentel (2000). As amostras de rocha total (~50 mg) foram misturadas com ~30 mg de spike (<sup>149</sup>Sm- <sup>150</sup>Nd) e dissolvidas em recipientes do tipo *savillex* (limpos e secos) através de uma série de ataques com ácidos fluorídrico, nítrico e clorídrico. A extração e purificação do Sm e Nd são realizadas seguindo técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon (primária e secundária) contendo a resina LN-Spec. As amostras de Sm e Nd foram depositadas em filamentos de Re para posterior leitura no espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262 operado em modo estático. As incertezas 2σ nas razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd e <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd são melhores que 0.1% e 0.005%, respectivamente, de acordo com análises repetidas em padrões de rocha internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd são normalizadas a <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219, e a constante de decaimento utilizada é 6.54x10<sup>x12</sup> a<sup>-1</sup>. Os valores T<sub>DM</sub> foram calculados utilizando o modelo de De Paolo (1981).





# Journal of South American Earth Sciences

---

James N. Kellogg, Editor-In-Chief  
Elisabeth Nevins Caswell, Production Editor  
Amy C. Moragues, Manuscript Manager

Department of Geological Sciences  
University of South Carolina  
Columbia, SC 29208, USA

Telephone: (803) 777-4501  
Fax: (803) 777-9133  
Email: [kellogg@sc.edu](mailto:kellogg@sc.edu)

October 20, 2006

*“Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U-Pb and Sm-Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina”*

by J.M. Viramonte, R.A. Becchio, J.G. Viramonte, M.M. Pimentel, R.D. Martino

Dear Dr. Viramonte,

I am pleased to inform you that your revised paper *“Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U-Pb and Sm-Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina”* is accepted for publication in the Journal of South American Earth Sciences. Your revisions improved the manuscript. This paper presents interesting new U-Pb zircon age data, Nd isotope ratios and chemical analyses of Ordovician metavolcanic and plutonic rocks from the southern Puna, NW Argentina.

I have forwarded your manuscript to Elisabeth Caswell, Production Editor, for final copyediting at [enevins1@yahoo.com](mailto:enevins1@yahoo.com). Thank you for your fine submittal to the Journal of South American Earth Sciences.

Sincerely,

James Kellogg, *Editor-in-Chief*  
*Journal of South American Earth Sciences*  
*Andean Geophysical Laboratory, Department of Geological Sciences*  
*University of South Carolina, Columbia, South Carolina 29208*  
*803-777-4501; FAX: 803-777-9133; [kellogg@sc.edu](mailto:kellogg@sc.edu)*

---

Department of Geological Sciences  
University of South Carolina, USA

Elsevier Science Ltd.  
Oxford