

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

HETEROGENEIDADES DO MANTO LITOSFÉRICO SUBCONTINENTAL SOB
A PATAGÔNIA: INFLUÊNCIAS DE SUBDUCÇÃO NA CUNHA MANTÉLICA E
DE INTERAÇÕES LITOSFERA-ASTENOSFERA

FERNANDA GERVASONI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

Porto Alegre – 2012

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

**HETEROGENEIDADES DO MANTO LITOSFÉRICO SUBCONTINENTAL SOB
A PATAGÔNIA: INFLUÊNCIAS DE SUBDUÇÃO NA CUNHA MANTÉLICA E
DE INTERAÇÕES LITOSFERA-ASTENOSFERA**

FERNANDA GERVASONI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

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

Porto Alegre – 2012

Gervasoni, Fernanda

Heterogeneidades do manto litosférico subcontinental sob a Patagônia: influência de subducção na cunha mantélica de interações litosfera-astenosfera. / Fernanda Gervasoni. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.

[129 f.] il.

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

Orientação: Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

1. Manto litosférico subcontinental. 2. Xenólitos mantélicos. 3. Metassomatismo. 4. Subducção. 5. Patagônia.
Título.

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

Ao Gui, e aos meus pais

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais por todo apoio, amor e carinho.

Ao Guilherme, pela compreensão dos momentos ausentes, pelo auxílio nos momentos difíceis e conturbados, pelo apoio e amor sempre e sempre.

A família que escolhi: meus amigos!

À minha família, pelo amor e carinho.

Ao meu orientador pelo auxílio e oportunidades durante anos de trabalho e pesquisa juntos.

Aos meus colegas do grupo de pesquisa, pelo apoio sempre.

Resumo

A região sul da placa Sul-Americana, hoje pertencente à região da Patagônia Argentina e Chilena, formou-se por consequência de acreções continentais desde o Proterozóico. Atualmente, a região é caracterizada por um complexo sistema de placas tectônicas, no qual as placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia interagem diretamente com a placa continental Sul-Americana através dos processos de subducção e transcorrência. Entre as placas de Nazca e Antártica, ocorre a dorsal do Chile, e a subducção desta dorsal sob a placa Sul-Americana forma a Junção Tríplice do Chile, ocorrendo o soerguimento da astenosfera na região. O magmatismo Cenozóico de composição alcalina que ocorre na região da Patagônia Argentina e Chilena hospeda xenólitos mantélicos ultramáficos de classificação espinélio- e granada-peridotitos. Estes xenólitos são de extrema importância para a caracterização e identificação dos processos atuantes no manto superior abaixo dessa complexa região que hoje é a Patagônia. Estudos do sistema isotópico Re-Os nos xenólitos de Prahuaníyeu (41°20'09.4"S, 67°54'08.1"W), e Chenque (43°38'39.3"S, 68°56'22"W), na região norte da Patagônia Argentina, sugerem que a litosfera abaixo de Prahuaníyeu ($T_{RD} \sim 1.69$ Ga) é mais antiga que Chenque ($T_{RD} \sim 0.71$ Ga). Dados de Rb-Sr mostram que a litosfera da região norte da Patagônia possui altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Prahuaníyeu: 0,7037 a 0,7041; Chenque: 0.7037 a 0.7086), devido fluidos relacionados a desidratação de uma placa de subducção. Através destes dados e dos dados geoquímicos, o manto litosférico subcontinental da região norte da Patagônia sofreu metassomatismo relacionado a *slabs* derivados de antigas placas de subducção e que proporcionou características de metassomatismo por líquidos/fluidos do tipo-OIB, e atualmente sofreu metassomatismo relacionado aos fluidos derivados da desidratação da placa de subducção atual (Nazca), caracterizados pelo enriquecimento em calcófilos. Todos os peridotitos de Laguna Timone (52°01'39" S, 70°12'53" W), no Campo Vulcânico de Pali Aike, região sul da Patagônia Chilena, também apresentam expressivo enriquecimento nos elementos calcófilos sugerindo que o manto

litosférico subcontinental da região sul da Patagônia também foi metasomatisado pelos fluidos derivados da desidratação da placa de subducção atual (Antártica). Em Laguna Timone também há a ocorrência de um glimerito entre os xenólitos e a presença de flogopita e pargasita nos peridotitos classificados como gr-sp lherzolitos, sp-lherzolitos e gr-sp harzburgitos. A presença de um glimerito, de peridotitos com minerais hidratados (flogopita e pargasita) e as similaridades com peridotitos metassomatisados por líquidos astenosféricos (peridotitos do distrito de Manzaz, Argélia e do campo vulcânico Vitim, no lago de Baikal, Sibéria) com baixas razões Ba/Nb, Ba/La e U/Nb, indicam que a litosfera da região sul da Patagônia sofreu metassomatismo por fluidos astenosféricos, ocasionado devido o soerguimento da astenosfera durante a passagem da Junção Tríplice do Chile pela região de Pali Aike.

Palavras-chaves: Manto litosférico subcontinental, Xenólitos mantélicos, Metassomatismo, Subducção, Patagônia

Abstract

The southern of the South-American plate, today is the Chile and Argentina Patagonia region, was formed as a result of continental accretions since the Proterozoic. Currently, this region is characterized for a complex tectonic plates system, in which Nazca, Antarctica and Scotia oceanic plates interact directly to the South-American continental plate by subduction and transcurrent process. Between Nazca and Antarctica plate occurs the Chile Ridge, and the Chile Ridge subduction under the South-American plate creates the Chile Triple Junction and the upwelling of underlying asthenospheric mantle in this region. The Cenozoic alkali magmatism that occurs in Patagonia Argentina and Chilena hosts ultramafic mantle xenoliths (spinel- and garnet-peridotites). These xenoliths are extremely important to characterization and identification of the processes that occurred in the upper mantle underneath the Patagonia region. The Re-Os isotopic studies in Prahuaniqueu ($41^{\circ}20'09.4''\text{S}$, $67^{\circ}54'08.1''\text{W}$), and Chenque ($43^{\circ}38'39.3''\text{S}$, $68^{\circ}56'22''\text{W}$) xenoliths, in north Patagonia Argentina, suggests the Prahuaniqueu lithosphere ($T_{\text{RD}} \sim 1.69 \text{ Ga}$) were formed previously to Chenque ($T_{\text{RD}} \sim 0.71 \text{ Ga}$). Rb-Sr data show high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (Prahuaniqueu: 0.7037 to 0.7041; Chenque: 0.7037 to 0.7086), suggesting interactions with subduction plate dehydration related fluids. Through this data, and geochemistry data, the subcontinental lithospheric mantle underneath the north Patagonia region suffered two metasomatic events: one related to the OIB-like melt/fluids from slabs derived by ancient subductions; and another related to the fluids derived from the current subducted plate (Nazca) dehydration, characterized by the chalcophiles enrichment. Peridotites from Laguna Timone ($52^{\circ}01'39'' \text{ S}$, $70^{\circ}12'53'' \text{ W}$), in the Pali Aike Volcanic Field, southern Patagonia Chilena region, also shows expressive enrichment in chalcophile elements suggesting metasomatism by fluids from currently subduction (Antarctica plate). Another kind of metasomatism occurs in subcontinental lithospheric mantle underneath Pali Aike due the glimmerite occurrence, hydrated minerals (phlogopite and pargasite) in peridotites and similarities with peridotites that suffered metasomatism by

asthenospheric melts (Manzaz, Argelia peridotites and Vitim Volcanic Field, Baikal, Siberia peridotites), with low Ba/Nb, Ba/La and U/Nb. All these characteristics suggest that lithosphere suffered interactions between asthenosphere-lithosphere due upwelling of underlying asthenospheric mantle when the Chile Triple Junction was on the same latitude of Pali Aike.

Keywords: Subcontinental lithospheric mantle, Mantle xenoliths, Metasomatism, Subduction, Patagonia

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1.....	14
INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivo	14
1.2 Localização da área de estudo	14
1.3 Caracterização do problema e proposta	14
1.4 Manto Terrestre.....	18
1.4.1 Estrutura	18
1.4.2 Composição química e mineralógica do Manto Terrestre	19
1.4.2.1 Manto Superior (MS).....	20
1.4.2.2 Zona de Transição.....	21
1.4.2.3 Manto Inferior (MI)	22
1.4.3 Manto Litosférico Subcontinental (MLSC).....	23
1.4.4 Metassomatismo	24
1.5 Geologia regional	25
1.5.1 Contexto geológico	25
1.5.2 Contexto geotectônico atual.....	28
CAPÍTULO 2.....	32
METODOLOGIA.....	32
2. Metodologia.....	32
2.1 Amostragem	32
2.2 Preparação das amostras	32
2.2.1 Lâminas petrográficas.....	32
2.2.2 Rocha Total.....	33
2.3 Descrição petrográfica	33
2.4 Análises Químicas.....	33
2.4.1 Geoquímica de rocha total dos elementos maiores	33
2.4.2 Geoquímica de rocha total dos elementos traços	34
2.4.3 Isótopos de Rb-Sr	37

CAPÍTULO 3.....	39
ARTIGO CIENTÍFICO INTERNACIONAL	39
Isotopic and geochemical evolution of the Subcontinental Lithospheric Mantle from North Patagonia, Argentina: manifestation of two subduction events?	
1. Introduction	41
1.1. Geological setting	42
2. Analytical techniques.....	44
3. Petrography and mineralogy	46
3.1. Prahuaniyeu xenoliths.....	47
3.2. Chenque xenoliths	48
4. Geochemistry	50
4.1. Major and trace elements geochemistry	54
4.2. Rb-Sr and Re-Os isotopes	58
5. Discussion.....	60
5.1. Petrography, texture of strain and tectonic setting (Re-depletion model age).....	60
5.2. North Patagonia SCLM depletion events	61
5.3. The metasomatic event.....	62
5.3.1. Chalcophile enrichment by fluids from plate subduction	62
5.3.2. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr Enrichment	64
5.3.3. Enrichment by slabs derived from ancient subduction plates	68
6. Concluding remarks	71
References.....	72
CAPÍTULO 4.....	82
ARTIGO CIENTÍFICO NACIONAL	82
Heterogeneidades do Manto Litosférico Subcontinental ao extremo Sul da Placa Sul-Americana: influência da subducção atual e interações litosfera-astenosfera sob o Campo Vulcânico de Pali Aike.	
1 - Introdução	85
2 – Geologia.....	86

3 – Métodos Analíticos	89
4 – Resultados	91
4.1. Petrografia	91
4.2 Geoquímica de Rocha Total	97
4.2.1 Elementos Maiores	97
4.2.2 Elementos Traços e Terras Raras	102
5 – Discussões	105
5.1 Evidências petrográficas de transições de fase e metassomatismo no MLSC de Pali Aike	105
5.2 Eventos de fusão parcial no MLSC de Pali Aike	106
5.3 Metassomatismo no MLSC abaixo do CVPA	108
5.3.1 Influência da subducção atual	108
5.3.2 Fluidos astenosféricos	109
6 – Conclusões	111
Referências Bibliográficas	112
CAPÍTULO 5.....	121
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	121
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa da localização (modificado de Stern et al., 1990) da área de estudo em relação ao vulcanismo da Patagônia desde o Cretáceo. São indicadas as idades, localização e limites entre as placas de Nazca, Antártica e Sulamericana; sentido e velocidade de movimento das placas tectônicas (flechas); limites entre a ZVS, zona sem vulcanismo (GAP vulcânico) e ZVA. .. 17
- Figura 2: Estrutura interna da Terra com base nas evidências geofísicas retiradas do artigo de Helffrich & Wood, (2001) e Mallmann, (2004). A figura mostra as principais descontinuidades sísmicas a 410 e 660 km de profundidade, e a camada D” na base do manto..... 19
- Figura 3: Diagrama de profundidade (km) vs. densidade (g/cc), com a composição mineralógica do Manto Terrestre, mostrando as transições de fase dos minerais devido ao aumento da pressão, temperatura e composição. (Dados de densidade de Montagner & Anderson, 1989) (Rollinson, 2007). 23
- Figura 4: Mapa da região Patagônica, sul da América do Sul, mostrando os pontos de estudo e os principais terrenos acrescidos: Cráton Rio de La Plata, Pampia, Cuyania e Chilenia; o Maciço Norte Patagônico, Maciço Deseado e Zona de Colisão Inferida. Mapa da América do Sul modificado de Punkhurst et al., (2006). 28
- Figura 5: Mapa da América do Sul modificado de Ramos (1999) contendo as placas oceânicas de Cocos, Nazca, Antártica e Scotia; placa continental Sulamericana; Zonas Vulcânicas Norte, Central, Sul e Austral (ZVN, ZVC, ZVS e ZVA); zonas de subducção com baixo ângulo de mergulho onde não há ocorrência de magmatismo; e as diferenças de velocidades com que as placas oceânicas subductam a placa continental. 29
- Figura 6: Bombas de politetrafluoretileno onde se acopla a amostra com os reagentes. A bomba é anexada dentro de uma jaqueta de alumínio, e depois acoplada com outras cinco bombas em um disco de metal, onde com o auxílio de parafusos, é realizada a pressão em todas as bombas. Esta configuração é mantida em forno por 24h para a realização do primeiro ataque químico das amostras de rocha total. 37
- Figura 7: Fotografia mostrando as colunas cromatográficas utilizadas para a separação dos elementos Rb e Sr, para futuras análises isotópicas. 38

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação possui como objetivo identificar e caracterizar as heterogeneidades presentes no Manto Litosférico Subcontinental sob duas regiões da Patagônia através de dados de petrografia, geoquímica de elementos maiores e traços, e isótopos de Rb-Sr em rocha total. A dissertação de mestrado possui a seguinte estrutura:

Capítulo 1. INTRODUÇÃO: apresenta os objetivos da dissertação, a área de estudo, a caracterização do problema e a proposta do trabalho. Apresenta também uma síntese sobre a composição do Manto Terrestre, com descrições sobre a litosfera e o metassomatismo.

Capítulo 2. METODOLOGIA: apresenta as principais técnicas analíticas empregadas para obtenção dos dados das análises químicas e isotópicas.

Capítulo 3. ARTIGO CIENTÍFICO: intitulado como “Isotopic and geochemical evolution of the Subcontinental Lithospheric Mantle from North Patagonia, Argentina: manifestation of two subduction events?”. Constitui o corpo principal da dissertação, caracterizando as heterogeneidades do Manto Litosférico Subcontinental da porção norte da Patagônia Argentina. O artigo foi submetido para a revista Lithos. Possui formatação da revista em que foi submetido, entretanto foi repaginado conforme a sequência da dissertação.

Capítulo 4. ARTIGO CIENTÍFICO: intitulado como “Heterogeneidades do Manto Litosférico Subcontinental abaixo do Campo Vulcânico de Pali Aike: influência da subducção atual e interações litosfera-astenosfera”. Constituiu o corpo principal da dissertação, caracterizando as heterogeneidades do Manto Litosférico Subcontinental da porção sul da Patagônia Chilena. O artigo foi submetido para a revista Pesquisas em Geociências. Possui formatação da revista em que foi submetido, entretanto foi repaginado conforme a sequência da dissertação.

Capítulo 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS: apresenta as considerações finais sobre as heterogeneidades presentes no Manto Litosférico Subcontinental das porções norte e sul da Patagônia Argentina e Chilena, concluídas devido o desenvolvimento dos dois artigos.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1. Introdução

1.1 Objetivo

O objetivo desta dissertação é identificar e caracterizar as heterogeneidades presentes no Manto Litosférico Subcontinental de duas regiões da Patagônia, através de dados de petrografia, geoquímica de elementos maiores e traços, e isótopos de Rb-Sr, ambas as análises em rocha total. Para isso foram selecionados xenólitos mantélicos de duas localidades no norte da Patagônia Argentina e de uma localidade no sul da Patagônia Chilena.

1.2 Localização da área de estudo

As amostras de xenólitos mantélicos ultramáficos foram coletadas em dois cerros vulcânicos distintos na região norte da Patagônia Argentina e nos arredores de um *maar* no sul da Patagônia Chilena. No norte da Patagônia, trabalhou-se com amostras do Cerro Prahuaniyeu ($41^{\circ}20'09.4''\text{S}$, $67^{\circ}54'08.1''\text{W}$), localizado sobre a Meseta de Somún Curá e o Maciço Norte Patagônico (Fig.1); e amostras do Cerro Chenque ($43^{\circ}38'39.3''\text{S}$, $68^{\circ}56'22''\text{W}$), localizado sobre a “Zona de Colisão Inferida” (Punkhurst et al., 2006), ao sul da Meseta de Somuncura e do Maciço Norte Patagônico (Fig.1). No sul da Patagônia, trabalhou-se com amostras do *maar* Laguna Timone ($52^{\circ}01'39''\text{S}$, $70^{\circ}12'53''\text{W}$), pertencente ao Campo Vulcânico de Pali Aike, ao sul da Junção Tríplice do Chile (Candie e Leslie, 1986) e do Maciço Deseado (Fig.1).

1.3 Caracterização do problema e proposta

O Manto Litosférico Subcontinental (MLSC) é relativamente espesso e composicionalmente heterogêneo (Wilson, 1989). Uma das características principais do MLSC é sua forte depleção química em elementos maiores,

ocorrendo variação em litosferas subcontinentais Arqueanas (mais depletadas), Proterozóicas e Fanerozóicas (menos depletadas). Um contraste dessa característica depletada de elementos maiores na litosfera subcontinental Arqueana é muitas vezes um enriquecimento dos elementos traços, em relação a fontes mantélicas de MORB (Mid-ocean Ridge Basalt) (Richardson et al., 1985; Jordan, 1988; Rollinson, 2007). Uma explicação para esse contraste é dada por dois eventos na escala de tempo geológico: a forte depleção em elementos maiores durante a formação inicial da litosfera subcontinental e o enriquecimento de elementos traços por infiltração de *melts* posteriores (Rollinson, 2007), ocasionando as heterogeneidades no MLSC.

Existem dois tipos de heterogeneidades no manto superior que interessam petrologistas e sismologistas: a radial e a lateral. Dado o enorme tempo de evolução terrestre, um planeta petrologicamente diverso tenderá a se estratificar devido aos materiais com diferentes densidades, enquanto outros processos como o de placas tectônicas introduzem heterogeneidades laterais no manto (Anderson, 2006).

Xenólitos mantélicos ultramáficos fornecem evidências diretas da composição petrográfica e geoquímica do MLSC, permitindo estudos de caracterização e definição dos processos atuantes no manto superior.

A região sudoeste da placa Sul-Americana, hoje pertencente à região da Patagônia Argentina e Chilena, formou-se por consequência de acreções continentais desde o Proterozóico (Ramos, 1984; Ramos, 1988; Ramos 2008). Atualmente, a região é caracterizada por um complexo sistema de placas tectônicas, no qual as placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia interagem diretamente com a placa continental Sul-Americana através dos processos de subducção e transcorrência, dando continuidade à formação da Cordilheira dos Andes (Fig.1). O magmatismo Cenozóico de composição alcalina que ocorre na região da Patagônia Argentina e Chilena estende-se de 34° a 52° S, hospeda xenólitos mantélicos ultramáficos de classificação espinélio- e granada-peridotitos (Stern et al, 1999; Gorrington & Kay, 2000; Killian & Stern, 2002;

Mallmann, 2004). Estes xenólitos são de extrema importância para a caracterização e identificação dos processos atuantes no manto superior abaixo dessa complexa região que hoje é a Patagônia.

Esta dissertação tem como proposta efetuar uma boa caracterização do MLSC da região norte da Patagônia Argentina e da porção sul da Patagônia Chilena, identificando assim possíveis agentes metassomáticos e suas causas.

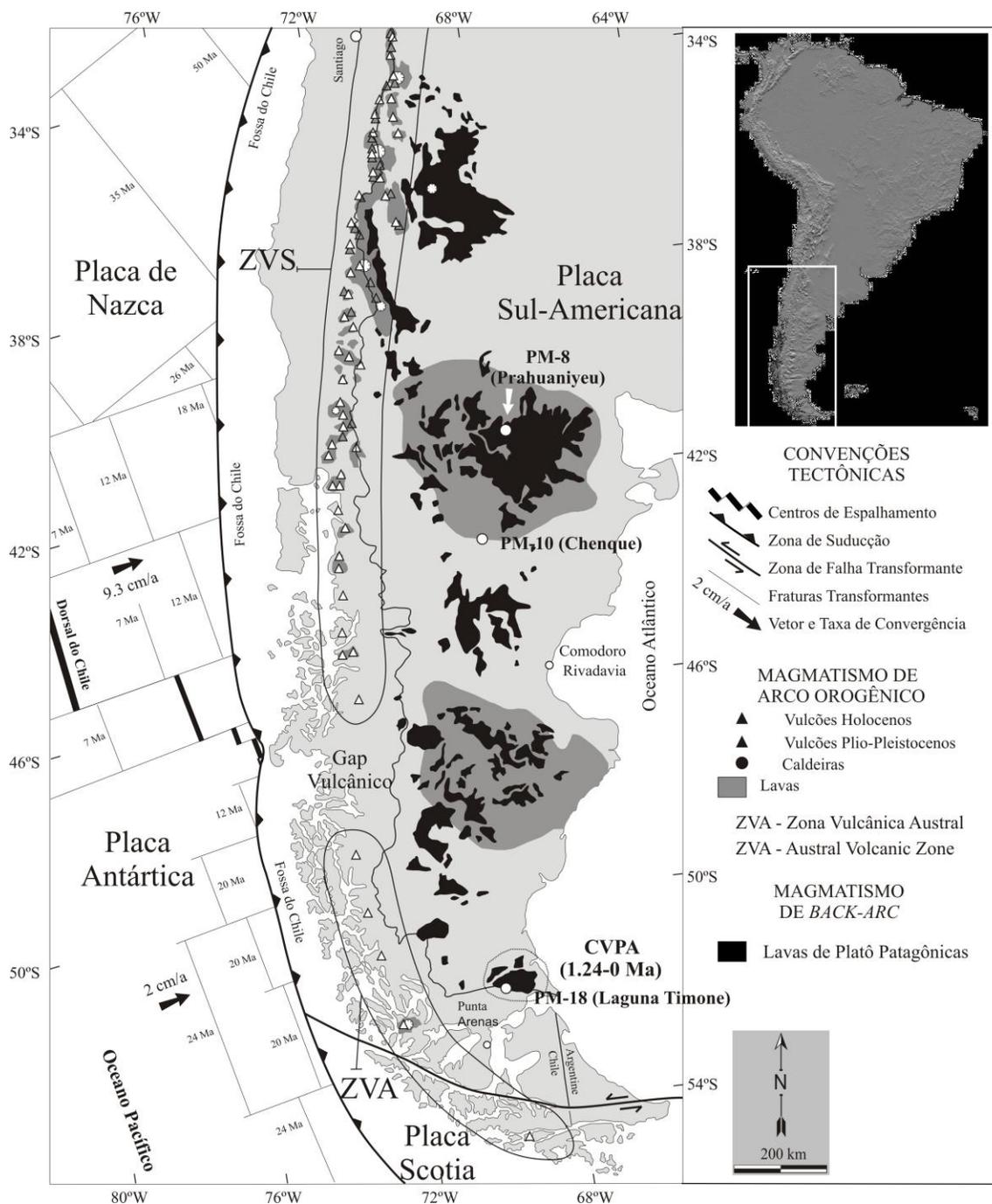


Figura 1: Mapa da localização (modificado de Stern et al., 1990) da área de estudo em relação ao vulcanismo da Patagônia desde o Cretáceo. São indicadas as idades, localização e limites entre as placas de Nazca, Antártica e Sulamericana; sentido e velocidade de movimento das placas tectônicas (flechas); limites entre a ZVS, zona sem vulcanismo (GAP vulcânico) e ZVA.

1.4 Manto Terrestre

1.4.1 Estrutura

O Planeta Terra é dividido em quatro camadas principais, as quais são conhecidas como crosta, manto, núcleo externo e núcleo interno (Fig.2). O Manto Terrestre é dividido em três camadas principais com base nas suas propriedades mecânicas: litosfera, astenosfera e mesosfera. A litosfera é a camada mais rígida e superficial do manto, formada pela crosta e a parte superior do manto, o qual pode ser diferenciado em: manto litosférico subcontinental e suboceânico. Ela estende-se desde a superfície do planeta até 100 a 200 km de profundidade, sendo a litosfera suboceânica de menor espessura. A astenosfera tem comportamento plástico causado pela presença de material parcialmente fundido e coincide com a zona de baixa velocidade (LVZ) (Fig.2). A astenosfera estende-se de 100 a 200 km até 350 a 500 km de profundidade. A mesosfera estende-se da base da astenosfera até o núcleo, a aproximadamente 2700 km de profundidade, e apresenta um aumento constante das velocidades de ondas sísmicas com a profundidade (Helffrich & Wood, 2001; Mallmann, 2004, Rieck Jr. et al., 2007).

Outras descontinuidades geofísicas são detectadas entre 10 a 80 km de profundidade, com o aumento da velocidade das ondas sísmicas, explicado pelo aparecimento de rochas mais densas (ultramáficas), definindo o limite manto-crosta, conhecido como Descontinuidade de Mohorovičić (“Moho”), (Mallmann, 2004). As mudanças composicionais e as transformações de fase constatadas entre 410 e 660 km de profundidade provocam as descontinuidades sísmicas e estão diretamente relacionadas às mudanças nas condições de pressão a que os peridotitos estão submetidos (Rigwood & Major, 1966; Mallmann, 2004; Jalowitzki, 2010), conforme as reações abaixo:

- $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4 = (\text{Mg,Fe})_2$; P = 14 GPa; Prof. = 410 km
 Olivina Wadsleíta
- $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4 = (\text{Mg,Fe})_2$; P = 18 GPa; Prof. = 520 km

- Wadsleíta Ringwoodito
- $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4 = (\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_3 + (\text{Mg,Fe})\text{O}$; $P = 23 \text{ GPa}$; Prof. = 660 km
- Ringwoodito Perovskita + Magnésioiwüstita

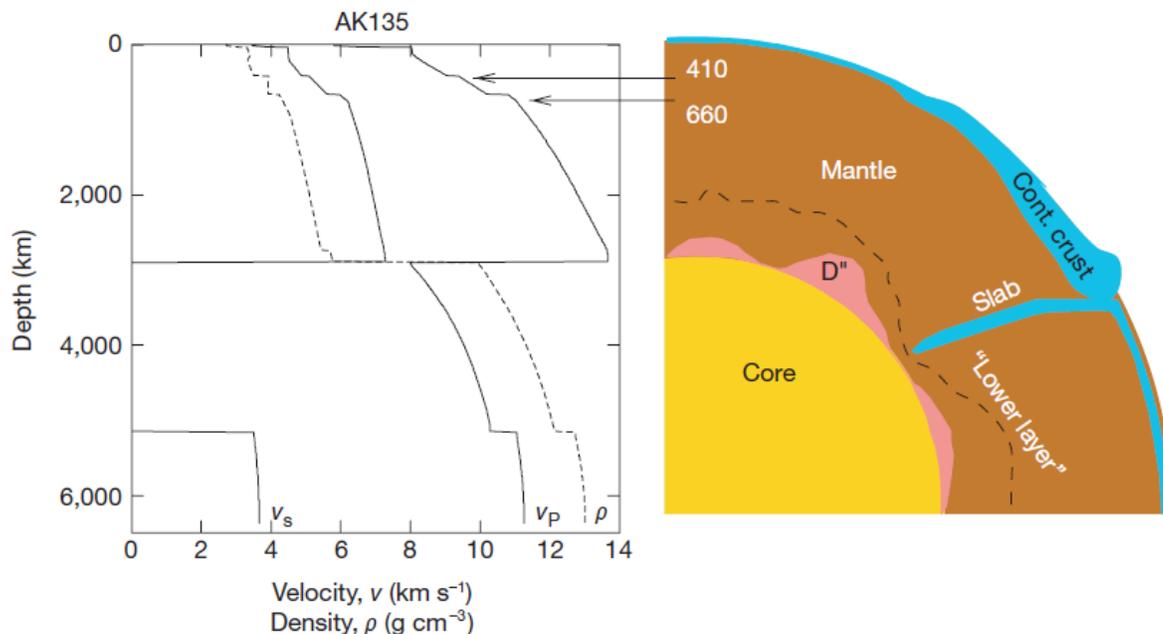


Figura 2: Estrutura interna da Terra com base nas evidências geofísicas retiradas do artigo de Helffrich & Wood, (2001) e Mallmann, (2004). A figura mostra as principais discontinuidades sísmicas a 410 e 660 km de profundidade, e a camada D'' na base do manto.

1.4.2 Composição química e mineralógica do Manto Terrestre

O manto terrestre corresponde a aproximadamente 83% do volume e 67% da massa do planeta e inicia no limite crosta-manto (~40 km), estendendo-se até o limite manto-núcleo (~2.900 km) (Wilson, 1989). É composto essencialmente por silicatos de ferro (Fe), magnésio (Mg), alumínio (Al), e oxigênio (O), e as rochas ultramáficas ricas em olivina magnesiana (Mg_2SiO_4) e piroxênios (MgSiO_3 e $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) são as mais estáveis nesse ambiente. O manto é quase que completamente oxidado, composto por óxidos de Mg, Fe, Al, Ca e Na e os minerais mais abundantes em rochas mantélicas são a enstatita ($\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{MgSiO}_3$) e a fosterita ($2\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$) (Anderson, 1989).

1.4.2.1 Manto Superior (MS)

O MS (Fig.3) situa-se desde o limite crosta-manto, determinado a partir da descontinuidade de Mohorovičić (“Moho”), estende-se até ~410 km de profundidade. Postulado por Palme & Nickel (1985), tem composição predominantemente lherzolítica com Mg# (~90) $\{Mg\# = 100 \times (MgO/40,3) / [(MgO/40,3) + (FeO/71,8)]\}$.

Pode ser dividido em duas partes com características geofísicas e geoquímicas diferentes. A parte superior, conhecida como **Litosfera**, é mais rígida que a parte inferior devido à menor temperatura. Ela é composta essencialmente por olivina (60%), ortopiroxênio (30%), clinopiroxênio (5%) e mineral aluminoso (5%), constituindo-se de uma composição peridotítica (Rollinson, 2007). A fase aluminosa na litosfera é expressa pela gradação do plagioclásio-peridotito (até ~40 km de profundidade) → espinélio-peridotito (de ~40 a ~80 km de profundidade) → granada-peridotito (de ~80 a ~300 km de profundidade) (Fig.3), e ocorre em função da pressão, através de reações univariantes no sistema $CaO + MgO + Al_2O_3 + SiO_2$. A adição de outros componentes no sistema torna essas reações divariantes ou multivariantes (Green & Falloon, 1998), o que resulta em pressões e temperaturas levemente diferentes daquelas definidas para essas reações levando-se em consideração o diagrama de fase (Fig.3). Tais reações e as condições de equilíbrio são apresentadas abaixo:

- $CaAl_2Si_2O_8 + 2Mg_2SiO_4 \rightarrow MgAl_2O_4 + CaMgSi_2O_6 + 2MgSiO_3$
Anortita + Forsterita → Espinélio + Diopsídio + Enstatita
($P=1-1,2\text{ GPa}$; $T>1100^\circ\text{C}$)
- $MgAl_2O_4 + 2Mg_2Si_2O_6 \rightarrow Mg_2SiO_4 + Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Espinélio + Enstatita → Olivina + Piropo
($P= 2-2,8\text{ GPa}$; $T>1100^\circ\text{C}$)

A parte inferior do MS, **Astenosfera** (LVZ - Zona de Baixa Velocidade) também possui composição peridotítica, comportamento plástico, temperaturas entre 1.400 e 3.000 °C e densidade entre 3,4 g/cm³ e 4,3 g/cm³. A Zona de Baixa Velocidade (LVZ), ou astenosfera, coincide com a zona de instabilidade do anfibólio, sugerindo que essa região está saturada em água (H₂O) e próxima às condições de *solidus* (Green & Faloon, 1998). A partir dos 300 km até os 460 km de profundidade (já na Zona de Transição), inicia a transição de fase do piroxênio para granada-majorita, fase de maior densidade da granada (Rollinson, 2007).

1.4.2.2 Zona de Transição

Situa-se entre ~410 km a ~700 km de profundidade e está entre duas descontinuidades marcadas pela mudança nas velocidades das ondas sísmicas (Fig.3). Estas descontinuidades são mudanças de fase polimórficas causadas pela mudança nas condições de pressão na estrutura de cristais em determinados minerais (Anderson, 1967). A partir dos 300 km até os 460 km de profundidade, já na Zona de Transição, ocorre transição de fase do piroxênio para granada-majorita, fase de maior densidade da granada. Nos 400 km de profundidade (14 GPa), a olivina sofre uma mudança na sua estrutura, passando de uma α -forma de pressão mais baixa, para uma mais densa β -Mg₂SiO₄ (wadsleita) (ver fig.3). Ambas as transições de fase representam um significativo aumento na densidade do manto (Rollinson, 2007). A transição gradual do piroxênio para a marjorita representa um aumento de 10% da densidade, enquanto a transição da α - para β -Mg₂SiO₄, existe um acréscimo de 8% na densidade. Cerca dos 500 km, uma nova mudança de fase na olivina ocorre β -Mg₂SiO₄ para uma estrutura de espinélio Mg₂SiO₄ - γ Mg₂SiO₄ (ringwoodita) (Fig.3), sendo uma transição mais gradual com o aumento de 2% da densidade no manto.

1.4.2.3 Manto Inferior (MI)

O MI, constituído pela mesosfera (de ~700 km a ~2.885 km), é a porção do manto que se estende desde a base da zona de transição até o núcleo. Sua temperatura média é de 3.000 °C e sua densidade está entre 4,3 g/cm³ e 5,4 g/cm³. O MI (#Mg ~90) tem composição similar a do MS, mas apresenta enriquecimento em FeO e SiO₂. Uma descontinuidade devido ao aumento da velocidade sísmica e da densidade no manto ocorre em 660 km, definindo o limite inferior da Zona de Transição do Manto, onde ocorre a dissociação de $\gamma\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ringwoodita, para magnésio-perovskita (Mg, Fe)SiO₃, magnesiowustita (ferro-periclásio), e ainda a dissociação da granada marjorita para Ca-perovskitas (CaSiO₃). Magnésiana-perovskita é o mineral dominante do manto inferior, sendo conseqüentemente o mineral mais abundante no planeta (Hama e Suito, 2001; Rollinson, 2007).

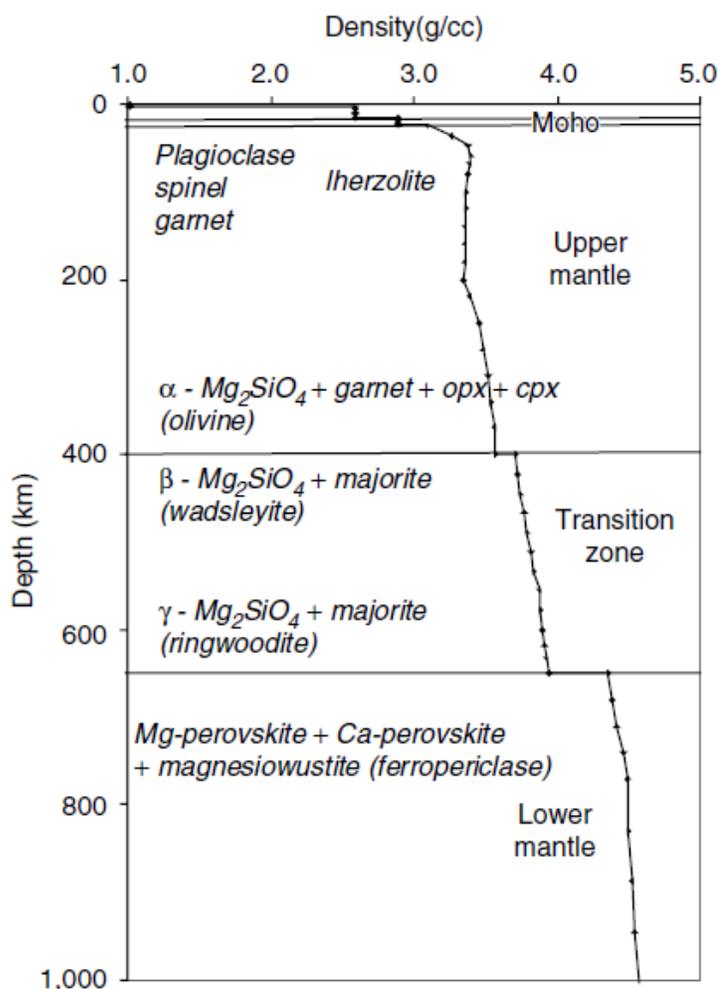


Figura 3: Diagrama de profundidade (km) vs. densidade (g/cc), com a composição mineralógica do Manto Terrestre, mostrando as transições de fase dos minerais devido ao aumento da pressão, temperatura e composição. (Dados de densidade de Montagner & Anderson, 1989) (Rollinson, 2007).

1.4.3 Manto Litosférico Subcontinental (MLSC)

O MLSC representa os resíduos de eventos de extração de fusão da Terra primordial, sendo depletado e mais refratário, com alto Mg/Fe e baixos conteúdos de Al_2O_3 em relação ao manto astenosférico subjacente. Possui composição heterogênea e, comparativamente, é mais espesso, mais frio, mais diferenciado quimicamente, e mais antigo em relação à crosta e ao manto litosférico oceânico (Menzies et al., 1987; Rieck Jr., 2008). O MLSC é um

domínio do manto que está isolado do resto dele e por isso tem resistido à homogeneização. No caso de litosferas Arqueanas, preservam domínios isolados desde o início da formação da Terra e fornecem uma importante “memória” sobre os processos iniciais de formação do Planeta (Rollinson, 2007)

O MLSC possui gradações verticais dos conteúdos de Ca, onde harzburgitos refratários rasos gradam para lherzolitos refratários, mais profundos. Estas características refratárias derivam da constante fusão do manto astenosférico. Próximo da astenosfera as características dos lherzolitos litosféricos aproximam-se dos lherzolitos astenosféricos (mais ricos em Ca), dificultando a determinação de limite litosfera/astenosfera. A sua composição é estimada a partir de estudos do comportamento geoquímico de suítes de xenólitos peridotíticos mantélicos que são reflexos da composição da sua fonte no manto. Estas suítes são representadas predominantemente por lherzolitos, harzburgitos e dunitos, que possuem Mg# normalmente >85 (McDonough, 1990).

1.4.4 Metassomatismo

O manto superior é composicionalmente heterogêneo em uma escala espacial e temporal. Os processos metassomáticos são as principais causas do re-enriquecimento mantélico, gerando suas inúmeras heterogeneidades. Estes processos foram classificados em dois principais tipos: metassomatismo críptico (Dawson, 1984) e metassomatismo modal (Harte, 1983). O metassomatismo críptico ocorre com o re-enriquecimento na rocha, visto principalmente pelos elementos traços, não acompanhado da formação de novas fases minerais; apenas o que muda é a composição dos minerais originais da rocha, gerando-se possivelmente concentração de novos elementos nos interstícios dos grãos (Dawson, 1984; Menzies, 1987). Denomina-se metassomatismo modal quando ocorre a formação de novos minerais, além dos minerais comuns conhecidos nos peridotitos (Harte, 1983; Menzies, 1987).

Alguns fenômenos metassomáticos no manto são consequências naturais devido à ascensão de magmas ricos em voláteis através das fraturas presentes na litosfera (Menzies, 1987). Ao ascenderem, estes magmas perdem calor e tendem à sua estagnação, ocorrendo a cristalização de minerais como olivina, piroxênios, granada e feldspatos e tornando o magma residual saturado em voláteis e rico em elementos incompatíveis. O contínuo resfriamento desses magmas proporciona a cristalização de fases voláteis como kaersutita, apatita, flogopita e sulfetos no manto. Os voláteis restantes vão depender das fases de estabilidade no manto para continuar ou não sua ascensão. Caso as temperaturas locais forem maiores que a estabilidade de carbonatos, mas menores do que as fases OH, o fluido que continuará percolando será rico em CO₂.

Mas o resfriamento do magma com a concomitante liberação de voláteis é apenas um dos fatores responsáveis pelo metassomatismo mantélico. Em zonas de subducção, por exemplo, ocorre a entrada de quantidades significativas de H₂O no manto superior, liberados pelo processo de desidratação da placa subducante. Ito et al. (1983) observaram que a taxa de retorno de água no manto através da subducção é de 3 a 10 vezes maior do que a quantidade liberada por magmatismo (Menzies, 1987). A percolação destes fluidos aquosos nos interstícios de peridotitos causa concomitante reação e difusão com os grãos, produzindo mica e anfibólio intersticial (metassomatismo modal (Menzies, 1987)).

1.5 Geologia regional

1.5.1 Contexto geológico

A placa Sul-Americana, essencialmente na porção sul da América do Sul, foi formada por um complexo sistema de acreção continental, desde o Proterozóico Superior, por terrenos alóctones encontrados na região oeste-sudoeste da proto-margem do supercontinente Gondwana (Ramos, 1984; Ramos, 1988). As colisões continentais precedidas de acreção de terrenos, na

margem oeste do Gondwana, ocorreram até o início da fragmentação do supercontinente. Por consequência desta, iniciaram-se os processos de subducção das placas oceânicas pertencentes ao oceano Pacífico, sob os terrenos acrescidos. A partir disso, a Cordilheira dos Andes começou a se formar. Pankhurst & Rapela (1998) organizaram em ciclos estes eventos geotectônicos que deram origem à Placa Sul-Americana. Os dois últimos ciclos, chamados ciclo Gondwânico (290 Ma - Carbonífero Superior; 250 Ma - Permiano Superior) e ciclo Andino, (Cretáceo inferior - até o recente) representam a formação do terreno patagônico e a separação do supercontinente Gondwana, com a abertura do oceano Atlântico e a separação da América do Sul da placa Africana-Indiana. O ciclo Gondwânico, é o período de máxima extensão e relativa estabilidade do supercontinente Gondwana, até sua fragmentação, no início do Cretáceo. Com a colisão e acreção de terrenos no Carbonífero, os eventos acrescionários que formaram as orogêneses durante as eras anteriores ao longo da margem oeste do Gondwana e a estabilização de bacias do tipo *forearc*, *intra-arco*, *retroarco* e *back-arc*, geradas pelas colisões continentais, proporcionaram uma “remontagem” da placa Sul-Americana. Em meados do Carbonífero, o Maciço Norte Patagônico (Fig.4) já fazia parte do supercontinente Gondwana, sendo o Maciço Deseado, a sudoeste do Maciço Norte Patagônico, uma micro-placa independente (Ramos & Aguirre-Urreta, 2000; Shilling et al, 2008). Através da aproximação dos terrenos, ocorre a colisão das massas continentais, gerando a subducção da placa oceânica que os separava. A zona de sutura que marca essa colisão e que poderia comprová-la encontra-se coberta por sedimentos do Mesozóico da bacia de São Jorge. A hipótese de o Maciço Deseado ser um microcontinente alóctone é contrária a idéia proposta por Ramos (2008), que apresenta dados de datação em zircões que comprovam que os embasamentos do Maciço Norte Patagônico e do Maciço Deseado não são alóctones do Gondwana, e sim terrenos autóctones. Ramos (2008) também não encontra evidências suficientes que comprovam a subducção entre os dois

maciços, sugerindo que a possível subducção poderia ter ocorrido no início da era Paleozóica, formando assim um bloco único, chamado bloco Patagônico.

No ciclo Andino, a placa Sul-Americana passa a sofrer subducção a oeste, no início do período Paleogênico, pelas placas oceânicas de Farallon e Aluk (ou Phoenix), separadas pela dorsal meso-oceânica do Chile (Cande & Leslie, 1986), iniciando a formação da Cordilheira dos Andes. Segundo Cande & Leslie, (1986), esta foi a primeira colisão da dorsal do Chile contra a placa Sul-Americana gerando a conhecida Junção Tríplice do Chile. A subducção teria ocorrido na era Eocênica, e o ponto tríplice teria se deslocado mais para o sul no intervalo de tempo entre 52 Ma até 42 Ma. No fim do período Paleogênico - início do Neogênico, as placas de Farallon e Aluk encontravam-se praticamente consumidas pelo manto da região, fragmentando-se e dando início a subducção da placa de Nazca e Antártica sob a placa Sul-Americana. Ocorre então o segundo evento mais recente da subducção da dorsal do Chile, há 14-15 Ma atrás, que nesta época separava as placas oceânicas de Nazca e Antártica, e que então subductou a placa Sul-America nas latitudes da Tierra del Fuego (Cande & Leslie, 1986). Devido à diferente geometria e configuração das três placas, o ponto tríplice desta vez migrou para o norte até a posição atual, 46,5° S, próximo a península de Taitao (Mazzarini & Dorazio, 2003). A segunda subducção da dorsal do Chile sob a placa Sul-Americana desenvolveu a abertura de uma janela astenosférica (Ramos & Kay, 1992) e provocou um intervalo (*gap*) vulcânico na região do arco.

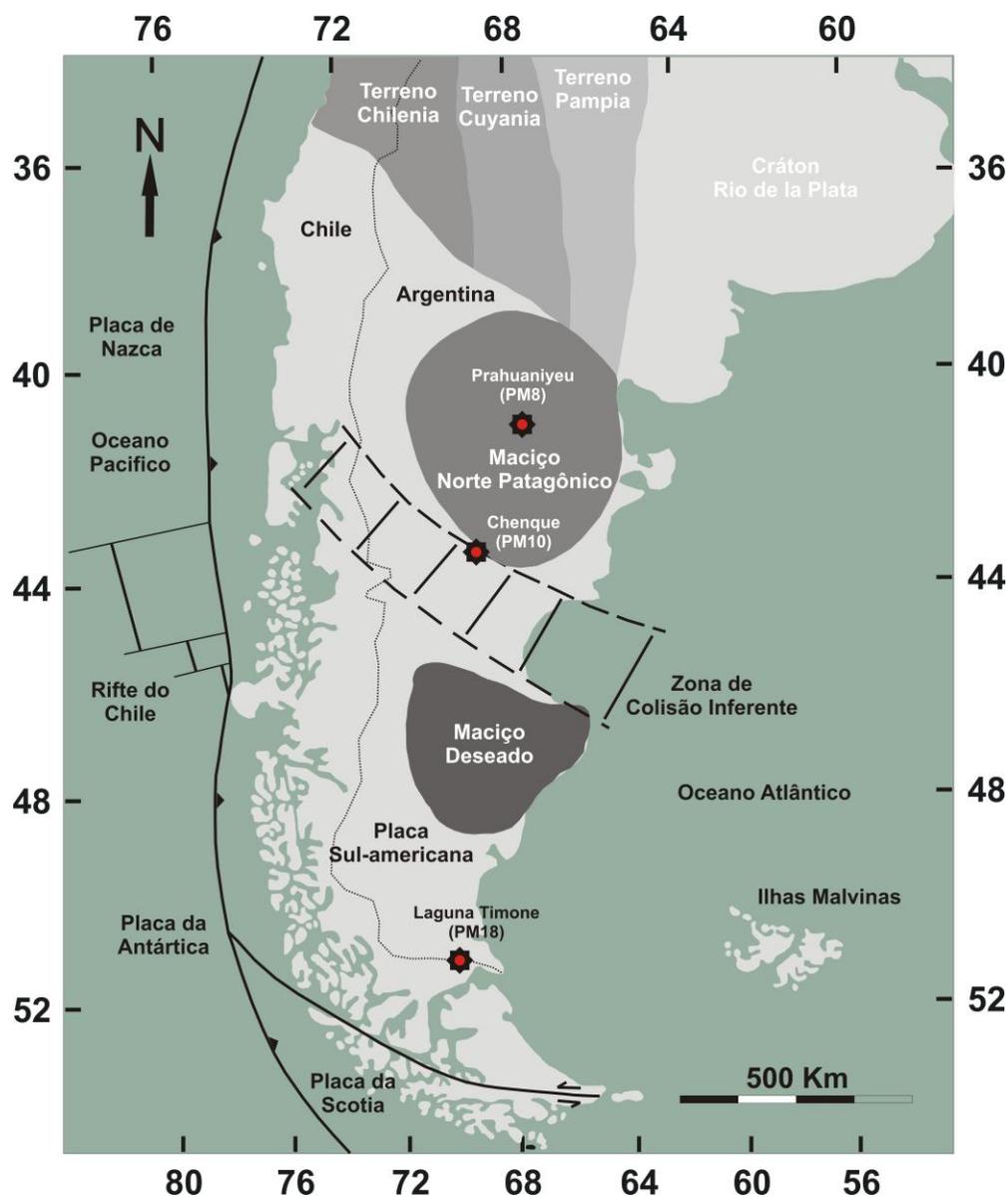


Figura 4: Mapa da região Patagônica, sul da América do Sul, mostrando os pontos de estudo e os principais terrenos acrescidos: Cráton Rio de La Plata, Pampia, Cuyania e Chilena; o Maciço Norte Patagônico, Maciço Deseado e Zona de Colisão Inferida. Mapa da América do Sul modificado de Punkhurst et al., (2006).

1.5.2 Contexto geotectônico atual

A Cordilheira dos Andes está localizada na margem oeste da América do Sul, pertencente à placa Sul-Americana. Devido aos diferentes ângulos de subducção das placas de Nazca e Antártica sob a placa Sul-Americana, a

Cordilheira Andina foi dividida em quatro zonas de arco vulcânico recente: Zona Vulcânica Norte (ZVN – 5° N e 2° S), Zona Vulcânica Central (ZVC – 14°S e 27°S), Zona Vulcânica Sul (ZVS – 33° S e 46° S) e Zona Vulcânica Austral (ZVA – 49° S e 55° S) (Thorpe & Francis, 1979; Thorpe 1984; Stern & Kilian 1996; Ramos, 1999) (Fig.5). A ZVS e ZVA são separadas pelo gap vulcânico (46,30° S – 49° S) atribuído pela subducção da dorsal do Chile na placa Sul-Americana. Nessa região, a placa de Nazca e Antártica estão separadas pela dorsal do Chile, e subductam a placa Sul-americana, formando a conhecida Junção Tríplice do Chile (Candie & Leslie, 1986; Ramos, 1999; Bjerg et al, 2005). Isso induz a formação de aberturas de janelas astenosféricas, coincidindo com a interrupção do arco vulcânico (Ramos & Kay, 1992; Gorring et al. 1997).



Figura 5: Mapa da América do Sul modificado de Ramos (1999) contendo as placas oceânicas de Cocos, Nazca, Antártica e Scotia; placa continental Sul-americana; Zonas Vulcânicas Norte,

Central, Sul e Austral (ZVN, ZVC, ZVS e ZVA); zonas de subducção com baixo ângulo de mergulho onde não há ocorrência de magmatismo; e as diferenças de velocidades com que as placas oceânicas subductam a placa continental.

Durante o Cenozóico, ocorreu a erupção de grandes volumes de lavas basálticas na margem oriental da Cordilheira dos Andes, que deram lugar a extensos platôs, denominados *Patagonian Plateau Lavas* (Lavas do Platô Patagônico) por Ramos et al., (1982). Formaram-se centenas de cones monogenéticos de rochas piroclásticas e outras estruturas vulcânicas neste ambiente geotectônico de *back-arc* continental (Jalowitzki et al., 2008a). Os produtos vulcânicos aflorantes no setor sul da região de *back-arc* (34°S a 46°30'S) e, portanto, localizados atrás da zona vulcânica sul, são caracterizados pela ocorrência de lavas máficas, que variam desde basanitos fortemente subsaturados até andesitos basálticos supersaturados (Skewes & Stern, 1979; Muñoz Bravo, 1981; Gorrington & Kay, 2000; Laurora et al., 2001, Orihashi et al., 2006 e Jalowitzki et al., 2008a). A maioria das lavas tem características geoquímicas típicas de um ambiente intra-placa e algumas delas são caracterizadas por hospedarem xenólitos oriundos do manto litosférico de natureza máfica e ultramáfica (Bertotto, 2003; Rivalenti, 2004; Bjerg et al. 2005; Conceição et al., 2005; Schilling et al., 2005; Rieck Jr. et al., 2007; Jalowitzki et al., 2008a).

A região de extra *back-arc* (34°S - 46°30'S) da Patagônia Argentina pode ser dividida no setor norte e sul, separados pela dorsal do Chile e o atual ponto tríplice entre as placas de Nazca, Sul-Americana e Antártica.

No setor norte, o magmatismo de *back-arc* é relacionado com a subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana, estando representado pelo principal platô vulcânico Meseta de Somún Curá (25 - 26 Ma) e pelas sequências pós-platô; ambas as sequências platô e pós-platô registram assinaturas geoquímicas e isotópicas tipo OIB (Stern et al., 1990). A origem destes platôs é atribuída a *hot spots* transitórios por Kay et al. (1992). Já Ignácio et al. (2001) atribuem a geração do magmatismo a plumas de ascensão

astenosférica em decorrência da topografia da placa de Nazca com convexidade voltada para cima nesta região, convexidade esta que os autores definiram de combinação de *roll back*. Na região ao norte de 38°S a placa de Nazca é mais antiga, com idades em torno de 34 a 48 Ma, representando os remanescentes da antiga placa de Farallon.

No setor sul o magmatismo de *back-arc* está relacionado à formação de janelas astenosféricas (Ramos e Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; D’Orazio et al., 2000), caracterizado pela ocorrência de lavas com características OIB de idades Neoceno, sobre uma vasta área ao sul da junção tríplice e a leste do gap vulcânico, entre a ZVS e a ZVA. Ramos & Kay (1992) e Gorrington et al. (1997) apontam para dois períodos de magmatismo, o primeiro volumoso no Mioceno Superior até o início do Plioceno, e um mais recente e menos volumoso representando a sequência pós-platô, no final do Mioceno ao Pleistoceno. A sequência pós-platô inclui pequenos cones, fluxos de lavas e depósitos piroclásticos tapando a sequência dos platôs principais com um volume extrudido estimado em 100 km³ (Stern et al., 1990; Ramos & Kay 1992; Gorrington et al., 1997). O magmatismo da porção sul está representado pela significativa Meseta de Buenos Aires e Campo Vulcânico de Pali Aike.

A área de pesquisa do presente trabalho encontra-se em dois pontos da porção norte da Patagônia Argentina, a leste da ZVS, retroarco andino, composta por cerros vulcânicos caracterizados pela ocorrência de xenólitos mantélicos máficos e ultramáficos; e um ponto na porção sul da Patagônia Chilena, a leste da ZVA, também no ambiente de retroarco, composta por maars e cerros vulcânicos caracterizados pela presença de peridotitos e piroxentios mantélicos com a presença de granada. Os cerros vulcânicos estudados foram Prahuanियeu (41°20’09.4”S; 67°54’08.1”W) e Chenque (43°38’39.3”S, 68°56’22”W) ao norte, e Laguna Timone (52°01’39” S, 70°12’53” W), no Campo Vulcânico de Pali Aike, ao sul.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

2. Metodologia

2.1 Amostragem

As amostras de xenólitos mantélicos ultramáficos dos vulcões Prahuaniyeu (41°20'09.4"S; 67°54'08.1"W) e Chenque (43°38'39.3"S; 68°56'22"W) foram coletadas em um trabalho de campo realizado no ano de 2002 por componentes do grupo de pesquisa. As amostras de xenólitos de Laguna Timone (52°01'39" S, 70°12'53" W), no Campo Vulcânico de Pali Aike, foram coletadas em um trabalho de campo também realizado por pessoas do grupo de pesquisa no ano de 2004. As amostras foram nomeadas como PM8 para os xenólitos do vulcão Prahuaniyeu, PM10 para os xenólitos do vulcão Chenque e PM18 para os xenólitos do maar Laguna Timone.

2.2 Preparação das amostras

2.2.1 Lâminas petrográficas

Primeiramente, as amostras foram cortadas em fatias de aproximadamente 2 cm de espessura e, depois, cortadas na forma de tabletes parecidos com o formato das lâminas. Quando necessário, para não desfragmentar a rocha, antes de cortá-las, foi impregnada uma resina com corante, para identificá-la em microscópio. Para tanto, deixou-se secar na estufa durante 24 horas. Após estes procedimentos, uma das superfícies do tablete foi ligeiramente polida e nela colada a lâmina de vidro. O tablete com a lâmina foi mantido na estufa durante 24 horas para que a cola secasse. O próximo passo foi desbastar nas serras menores a grande quantidade de rocha do tablete com a lâmina, e depois colocou-se a lâmina de vidro com a fina camada de rocha em uma serra menor e mais delicada, que realizou o desbastamento final. A lâmina de vidro com a fina camada de rocha passou por uma série de lixas com distintos potenciais abrasivos (120, 220, 600, 1200, 2500 e 4000 grana), e finalmente, foi realizado o

acabamento final, com o polimento em uma politriz *Buehler Ecomet 4* com a aplicação de 100 rotações por minuto (rpm) durante aproximadamente 5 minutos com abrasivo composto por alumina (0,3 µm).

2.2.2 Rocha Total

Com o restante das amostras utilizadas para a confecção de lâminas petrográficas, realizou-se a fragmentação das rochas para as futuras análises químicas com rocha total. Após, deu-se a moagem em gral de ágata e pistilo para diminuição do tamanho dos fragmentos. Por fim, a rocha foi colocada no pulverizador (moinho de bolas) para alcançar tamanho menor que 200 mesh. A rotação e o período de duração do processo de pulverização das amostras é de 3000 rpm e 30 minutos, respectivamente. Todos os procedimentos foram precedidos de cuidadosa limpeza dos equipamentos com ar comprimido e acetona.

2.3 Descrição petrográfica

A descrição das lâminas petrográficas dos xenólitos mantélicos ultramáficos dos vulcões Prahuanियeu e Chenque foi realizada com auxílio de microscópio petrográfico binocular *Leica*. As observações petrográficas como paragênese mineral, principais texturas e microestruturas foram descritas baseando-se no livro “Micro-tectonics” de Passchier & Trouw (1996) e no artigo de Mercier & Nicolas (1975), clássico trabalho para descrição de espinélios-lherzolitos.

2.4 Análises Químicas

2.4.1 Geoquímica de rocha total dos elementos maiores

As análises de elementos maiores das amostras de Chenque e Prahuanियeu foram realizadas nos laboratórios do CPGq-IG da UFRGS. Cerca de 2g de rocha total pulverizada foram utilizadas para determinação de elementos maiores. A metade do material foi pesada e posta em forno sob altas temperaturas por um dia e então pesada novamente para determinação de perda ao fogo. O restante

do material foi fundido com o auxílio de tetraborato de lítio para formar uma pastilha vítrea. As análises de elementos maiores foram realizadas no espectrômetro de fluorescência de raios-X *Rigaku RIX 2000*, conforme procedimentos convencionais através de curvas de calibração definidas por padrões geológicos internacionais. As análises de elementos maiores das amostras de Laguna Timone foram realizadas no laboratório de Fluorescência de raio-X (XRF) do *Earthquake Research Institute*, da *University of Tokyo*. As pastilhas fundidas de vidro para análise de XRF foram preparadas a partir da mistura de 1.8g de rocha total pulverizada com 3,6 g de metaborato/tetraborato de lítio. Foram adicionados 0,54 g de nitrato de lítio como oxidante do ferro na amostra de rocha total e misturado por três minutos. Esta mistura foi aquecida até 1200°C durante 15 minutos em um cadinho 95%Pt-5%Au com diâmetro interno de 30 mm, usado em um amostrador automático de pastilha de vidro fundida. O procedimento detalhado e teste da homogeneidade da pastilha de vidro fundida para análise de elementos maiores na XRF são descritas por Tanaka & Orihashi (1997) e Tani et al. (2002).

2.4.2 Geoquímica de rocha total dos elementos traços

As análises de elementos menores, traços e terras raras das amostras de Chenque e Prahuanieyu foram realizadas pelo método ICP-MS (espectrometria de massa por plasma induzido) no Laboratório da Universidade de Paul Sabatier, Toulouse, França. Para tanto, cerca de 200 mg de rocha total pulverizada foram dissolvidos utilizando o ataque químico com misturas de HF e HNO₃ (6:1), mistura de HCl 6N e HNO₃ (3:1 - água régia) e HCl 6N, até a dissolução completa do material, em frascos de teflon (Savillex®) aquecidos em chapa quente a temperaturas superiores a 100°C. Normalmente, este procedimento perdura por, pelo menos, 15 dias. Após a completa dissolução, o resíduo obtido foi diluído em 7 ml de uma solução de HNO₃ 2%, denominada solução da amostra. Antes da análise no ICP, uma solução padrão de In e Re foi adicionada à solução da amostra para calibração e determinação dos

elementos. Esta solução foi analisada em um ICP-MS *Alan 6.000 Perkin Elmer* sob as seguintes condições: fluxo de gás de argônio no nebulizador (0,86 – 0,88 L/min), fluxo de argônio auxiliar (1 L/min), fluxo de gás no plasma (15 L/min), modo de varredura (peak hopping). Cada concentração de elemento foi determinada pela média de 10 análises que constituem uma média de 10 varreduras. O desvio padrão destas análises é inferior a 2% para cada elemento. A introdução da amostra no ICP-MS foi realizada com uma câmara spray ciclônica, um nebulizador *Meinhard* e uma unidade de dissolução *Knauer*.

Os elementos traços e terras raras de Laguna Timone foram analisados nos laboratórios de ICP-MS do *Earthquake Research Institute*, da *University of Tokyo* no Japão e os elementos traços calcófilos (W, Pb, Sn) foram analisados no laboratório de ICP-MS do *Department of Earth Sciences*, da *Memorial University of Newfoundland (MUN)* no Canadá.

As análises em solução de elementos traços em rocha total foram geradas foram obtidas através de um ICP-MS quadrupolo (PQ3, Thermo Elemental) no *Earthquake Research Institute*, da *University of Tokyo* no Japão. As amostras pulverizadas de rocha total (< 200 mesh) foram pesadas ($0,05 \pm 0,003\text{g}$) e depositadas em frascos de teflon (Savilex). Em seguida, foram adicionadas 20 gotas de HF, 5 gotas de HNO₃ (14%) e 5 gotas de HCl nos savilex com amostra, e então fechados e colocados na chapa elétrica a 140°C por 3 dias. Após esta etapa, os savilex foram abertos e mantidos em chapa elétrica para a evaporação dos reagentes. O segundo ataque foi realizado adicionando-se 5ml de HNO₃ (20%) no Savilex ainda quente para melhor dissolução do resíduo, e em seguida fechando-o e mantendo-o sobre chapa elétrica durante 24h. Após o segundo ataque, o savilex foi aberto para a evaporação do reagente. Depois de ter evaporado totalmente, faz-se o terceiro ataque colocando 3ml de HNO₃ (20%) e mantendo o savilex fechado em chapa elétrica por mais 24h. Por fim, abre-se o savilex e os 3ml de solução em HNO₃ (20%) são coletados. Foram utilizados dois padrões externos para as análises das amostras em solução. Para os cálculos de correção da matriz utilizou-se a

sensibilidade do In e o Bi detectadas nas soluções das amostras e do padrões (valores médios dos padrões).

Para as análises dos elementos traços calcófilos (W, Pb, Sn), realizadas no laboratório de ICP-MS do *Department of Earth Sciences*, da *Memorial University of Newfoundland* (MUN) no Canadá, utilizou-se de Alta Pressão (High Pressure) do laboratório para a digestão das amostras, descrito e desenvolvido por Diegor et al, (2001). Pesa-se 0,1g da amostra na forma de pó em bomba de politetrafluoretileno limpa e adiciona-se 3 ml de HNO₃ 8M e 2ml HF 30%. Após isso, fecha-se a bomba e a acopla em jaquetas de alumínio e em seguida em um disco de metal (ver artigo de Diegor et al, 2001) (Fig.6). A bomba com a amostra é então condicionada a uma temperatura de 200°C em um forno por 24h. Depois do aquecimento, abre-se a bomba, e sobre uma chapa quente (70°C) é evaporado o reagente. São realizados mais dois ciclos de ataque químico com HNO₃ sobre chapa quente e bomba aberta. Este procedimento de digestão dura três dias. No final do ataque, são adicionados à solução 1,35 ml de ácido oxálico (0,222 M), para complexar o Fe e outros elementos traços em solução, e 0,665 ml de mistura de HF-bórico (0.1M HF/0.45M ácido bórico), para estabilizar os elementos Nb e Ta, e ácido bórico para complexar o excesso de íons F⁻. As análises foram realizadas em um ICP-MS *Perkin-Elmer ELAN*® model 250 ICP-MS. O tempo de contagem total por massa foi de 10s e o tempo de permanência por massa foi de 0,05s. A sensibilidade das massas foi determinada por calibrações externas e calibrações por substituição (*surrogate calibration*) usando Zr e Hf. Foram utilizados 3 padrões externos com diferentes elementos de concentrações variadas, e um padrão interno com 4 (Sc, In, Re e U) elementos com concentrações variadas. O Índio (In) foi usado como padrão interno e seu sinal foi usado para correção do *drift*. A redução dos dados é feita depois das análises, em uma planilha excel.

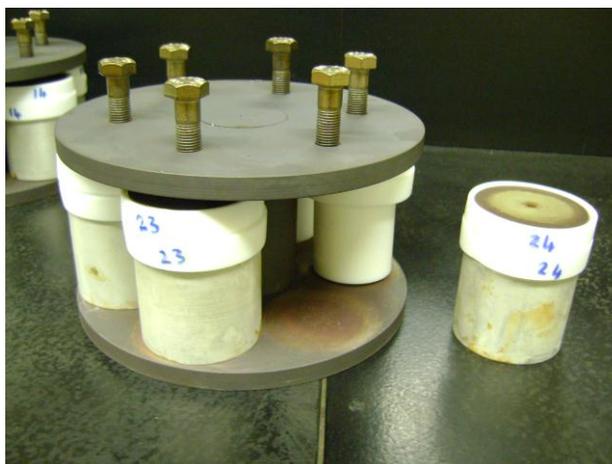


Figura 6: Bombas de politetrafluoretileno onde se acopla a amostra com os reagentes. A bomba é anexada dentro de uma jaqueta de alumínio, e depois acoplada com outras cinco bombas em um disco de metal, onde com o auxílio de parafusos, é realizada a pressão em todas as bombas. Esta configuração é mantida em forno por 24h para a realização do primeiro ataque químico das amostras de rocha total.

2.4.3 Isótopos de Rb-Sr

As análises isotópicas em rocha total nos sistemas isotópicos Rb-Sr das amostras de Chenque e Prahuaneyu foram gerados com a supervisão e auxílio do prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq - IG da UFRGS com a utilização de espectrômetro de massa *multi-collector* por ionização térmica TIMS (VG Sector 54). Primeiramente, as amostras de rocha total pulverizadas foram previamente lixiviadas a frio com HCL 0,25N em ultra-som por 1 hora a fim de eliminar impurezas supergênicas. Após este procedimento, as amostras sofreram um ataque químico para sua máxima dissolução. O ataque químico na amostra é realizado dentro de frascos de teflon (Savillex®) e através da aplicação de uma sucessão de ácidos, principalmente misturas de HF e HNO₃ (6:1), mistura de HCl 6N e HNO₃ (3:1 - água régia) e HCl 6N. Durante este procedimento, os Savillex® se mantêm aquecidos em chapa quente a temperaturas superiores a 100°C, para auxiliar na reatividade dos ácidos com a amostra. Este procedimento de dissolução total da amostra dura, normalmente, 15 dias. Caso a rocha não esteja totalmente diluída, o ataque químico continua sendo realizado. Após a dissolução, as amostras

foram diluídas em 3 ml de HCl 2,5N e armazenadas em tubos de ensaio. Desses 3 ml de solução, 1 ml de solução de cada amostra foi coletado para analisar o sistema Rb-Sr. As amostras em solução foram armazenadas em colunas cromatográficas (Fig.7), preenchidas por resina de troca catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh), para a então separação do Rb e Sr. Sucessivas quantidades de HCl foram aplicadas nas colunas para a separação dos elementos, procedimento este similar àqueles descritos por Patchet & Ruiz (1987). As soluções individuais de Rb e Sr foram então secas em Savillex® sobre uma chapa quente, e o resíduo foi coletado e depositado com o auxílio de HNO₃ 0,5 N (Rb) e H₃PO₄ 0,25N (Sr) sobre filamentos simples de Ta. As razões isotópicas foram determinadas no modo *static multi-collector*, utilizando coletores Faraday.

As amostras de Laguna Timone já estão dissolvidas para a realização das análises isotópicas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq – IG.

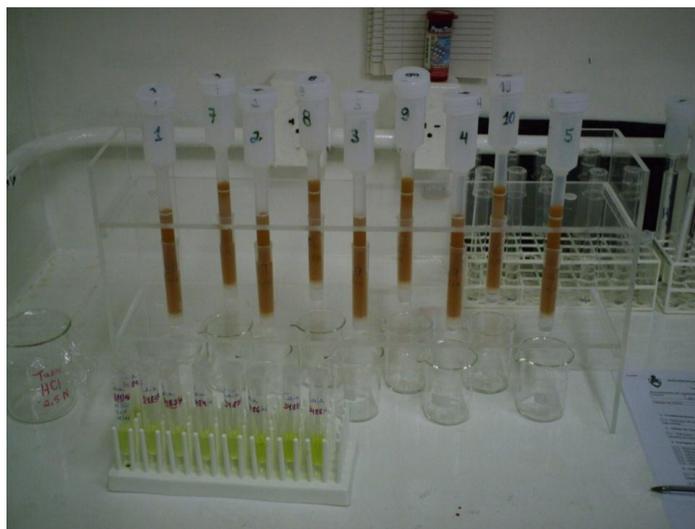


Figura 7: Fotografia mostrando as colunas cromatográficas utilizadas para a separação dos elementos Rb e Sr, para futuras análises isotópicas.

CAPÍTULO 3
ARTIGO CIENTÍFICO INTERNACIONAL

Artigo submetido para a revista Lithos

Data: 14 Dec 2011 01:12:40 +0000 [13-12-2011 23:12:40 BRST]

De: Lithos <lithos-eo@elsevier.com>Adicionar lithos-eo@elsevier.com aos meus Contatos Holanda

Para: fernanda.gervasoni@ufrgs.brAdicionar fernanda.gervasoni@ufrgs.br aos meus Contatos

Assunto: Acknowledgement of receipt of your submitted article

Dear BSc Gervasoni,

Your submission entitled "Isotopic and geochemical evolution of the Subcontinental Lithospheric Mantle from North Patagonia, Argentina: manifestation of two subduction events?" (Research Paper) has been received by Lithos.

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

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

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management

Lithos

Isotopic and geochemical evolution of the Subcontinental Lithospheric Mantle from North Patagonia, Argentina: manifestation of two subduction events?

Fernanda Gervasoni ^{a*}, Rommulo, V. Conceição ^a, Tiago L.R. Jalowitzki ^a, Eduardo R.V. Rocha-Júnior ^a, Manuel E. Schilling ^b, Gustavo W. Bertotto ^c

^a Laboratório de Geologia Isotópica, CPGq, IG, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, C.P. 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil. e-mail: e-mail: fernanda.gervasoni@ufrgs.br

^b Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile. e-mail: mschilling@sernageomin.cl

^c CONICET - Universidad Nacional de La Pampa. Calle Uruguay 151 (6300), Santa Rosa, La Pampa, Argentina. e-mail: gwbertotto@yahoo.com.ar

*Corresponding author

E-mail address: fernanda.gervasoni@ufrgs.br

Telephone number: +55(51)3308-7193

Abstract

Mantle xenoliths hosted in Cenozoic alkali basalts from Prahuaníeyu and Chenque volcanoes record the geochemical evolution of the lithospheric mantle underneath the North Patagonia, Argentina. Both suites of mantle xenoliths have large compositional variety and exhibit protogranular to porphyroclastic texture, with different deformation degrees. Prahuaníeyu xenoliths consist predominantly of spinel-bearing peridotites with symplectitic texture between orthopyroxene and spinel that indicate their equilibrium in the garnet-spinel transition zone in the mantle. Chenque xenoliths are phlogopite-bearing lherzolites with spinel, which indicate previous water saturated fluids percolation. The correlation patterns of #Mg against major elements, and the HREE-depleted pattern compared to LREE (Prahuaníeyu - $Ce_N/Yb_N = 16 - 27$; Chenque - $Ce_N/Yb_N = 0.4 - 15$) of these xenoliths are a characteristic of partial melting residues. Prahuaníeyu and Chenque mantle xenoliths are enriched in chalcophile elements (W, Pb, Sn, Sb) and Nb, Ta, while are depleted in Th and Hf. Barium and Sr are enriched in Prahuaníeyu, but depleted in Chenque xenoliths. The Re-Os isotopic system published data suggest that the lithosphere beneath the Prahuaníeyu region (xenoliths this region have $T_{RD} \sim 1.69$ Ga) were formed previously to Chenque (xenoliths this region have $T_{RD} \sim 0.71$ Ga). Rb-Sr data show that both suites of mantle xenoliths have high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio, Prahuaníeyu (0.703654 to 0.704128) and Chenque (0.703684 to 0.708558, except sample PM10-E2), due to

interaction with subduction plate dehydration related fluids. All these geochemical characteristics suggest that the Prahuanieyu and Chenque subcontinental lithospheric mantle suffered, probably, two metasomatic events: one related to the OIB-like melt/fluids from slabs derived by ancient subductions; and another related to the fluids derived from the current subducted plate dehydration.

Keywords: mantle xenoliths, Patagonia, subcontinental lithospheric mantle, mantle metasomatism, subduction setting.

1. Introduction

The study of the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) provides information about the relationship between mantle and crustal processes and contributes to our understanding of the mechanisms and rates of continental crust generation through time (Pearson et al., 1995). Metasomatism in the mantle is defined as the percolation of fluids or melts through the solid mantle, inducing chemical and, in some cases, modal changes (Menzies and Hawkesworth, 1987; Conceição et al., 2005). The metasomatic agent has been attributed to products derived either from the asthenosphere underneath the subcontinental lithosphere, or from the subducted slab in compressive regimes. In both cases, the isotopic composition of the SCLM, initially characterized by impoverishment of radiogenic Sr (decreasing of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio), enrichment of radiogenic Nd (increasing of the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio) and depletion of incompatible elements due to melting, must change during metasomatism due to incorporation of more radiogenic Sr, less radiogenic Nd and enrichment of incompatible elements (Conceição et al., 2005). Mantle xenoliths brought to the surface by basaltic lavas provide invaluable information for the study of mantle processes and the nature of the lithospheric mantle (Bjerg et al., 2009) and their enrichment agent.

The South American plate is a complex collage of allochthonous continental lands accreted to the southwestern protomargin of Gondwana since late Proterozoic times (Ramos, 1984, 1988). The several subductions and accretions events have influenced directly the characteristics and composition of the South American SCLM. Recent studies in peridotites from Patagonia Argentina agree that the SCLM below South American

plate was undergone to different metasomatic events, subsequent to the depletion process caused by mantle melting. However, the nature of the metasomatic agent is still not conclusive, and can be related to carbonatitic melts (Bjerg et al., 2009); slab-derived components and host basalt infiltration (Rivalenti et al., 2004); transient plume-like mantle upwelling that is one generator factor of the basalts from Somuncura Province Lavas, located upon North Patagonian Massif (Kay et al., 2007); and/or due a eclogitic mantle with fluid derived from ancient subducted oceanic plates (Jalowitzky et al., 2010).

In this work we investigate mantle xenoliths hosted at alkaline basalts lavas from Prahuaniyeu and Chenque inactive volcanoes from North Patagonia, Argentina. Some xenoliths from Chenque have been worked by Schilling et. al., (2008) (it is referred as Paso de Índios) with Re-Os data, however, this is the first study that describe xenoliths from Chenque volcano.

We propose that the metasomatism of the SCLM in Patagonia is addressed to the percolation of fluid related to two processes: current subduction and slabs derived from ancient plates subduction. The recycling and melting of olivine-poor components (e.g. pyroxenite, eclogite or glimmerite) has been proposed to play a role in plume magmatism, crustal evolution and formation of chemical heterogeneities within the mantle (e.g. Elkins-Tanton, 2005; Lustrino, 2005; Anderson, 2006; Gao et al., 2008). The slabs consumption of the ancient plates fragments in the mantle underneath the SCLM in Patagonia could generate an OIB-like melt/fluids and could originate the present metasomatism in this SCLM. This hypothesis is based on petrographic observation, major and trace elements geochemical characteristics, especially on the chalcophile elements behavior, and on Rb-Sr and Re-Os isotopic analysis.

1.1. Geological setting

The back-arc geological setting, in Patagonia Argentina, suffered many continental accretions until its stability. The collision of allochthonous microplates, since the Proterozoic age, generated many subduction zones and enriched the Patagonia SCLM and the mantle wedge in fertile elements. The collision between Deseado Massif and

North Patagonian Massif occurred during the Carboniferous, which generated an important subduction zone in the North Patagonia region called “Inferred Collision Zone” (Pankhurst et al., 2006)(**Fig. 1**).

Currently, the subduction between Nazca and Antarctica oceanic plates in the western edge of the South American plate still play an important role in the formation of Andes and in the incompatible element fertilization of the mantle wedge. Together with this, variations of the subduction angles along the active margin and the presence of seismic and aseismic ridges point towards four distinctive zones of active volcanism in the arc region (Ramos, 1999; Conceição et al., 2005): the Northern, Central, Southern and Austral volcanic zones (NVZ, CVZ, SVZ and AVZ, respectively). Flat-slab segments without evidence of volcanism separate these zones, except the SVZ and AVZ that are separated by the subduction of the Chile Seismic Ridge. This last ridge encompasses the limit between the Nazca and Antarctica plates (Conceição et al., 2005).

On the actual back-arc environment, east of the Andean arc zone, many extinct Neogene to Paleogene volcanoes have been characterized by the presence of alkaline magmas that host ultramafic xenoliths (Stern et al., 1990; Jallowitzki et al., 2008). Spinel-bearing mantle xenoliths, associated with alkaline basalts have been frequently described from all volcanic zones, while garnet-bearing ultramafic xenoliths have been described only in two localities in Patagonia: Prahuaniyeu (SVZ), and Pali Aike (AVZ) (Bjerg et al.; 2009). Phlogopite-bearing mantle xenoliths have been found preferentially in the south of Patagonia, however, xenoliths from Chenque locality in North Patagonia (SVZ), previously described as Paso de Índios by Schilling et al. (2008), are phlogopite bearing.

Prahuaniyeu and Chenque volcanoes are sited in the back-arc environment of SVZ, and are two examples, among several other volcanoes, of alkaline basalts occurrence that host mantle xenoliths. Prahuaniyeu inactive volcano ($41^{\circ}20'09.4''\text{S}$, $67^{\circ}54'08.1''\text{W}$) is located in the Rio Negro Province (Argentina) and is placed in the North of Somuncura Plateau, emplaced in the North Patagonian Massif (**Fig. 1**). Chenque inactive volcano ($43^{\circ}38'39.3''\text{S}$, $68^{\circ}56'22''\text{W}$) is placed on Inferred Collision Zone (Pankhurst et al., 2006), located to the south of the Somuncura Plateau, between the North Patagonian Massif and the Deseado Massif (**Fig. 1**).

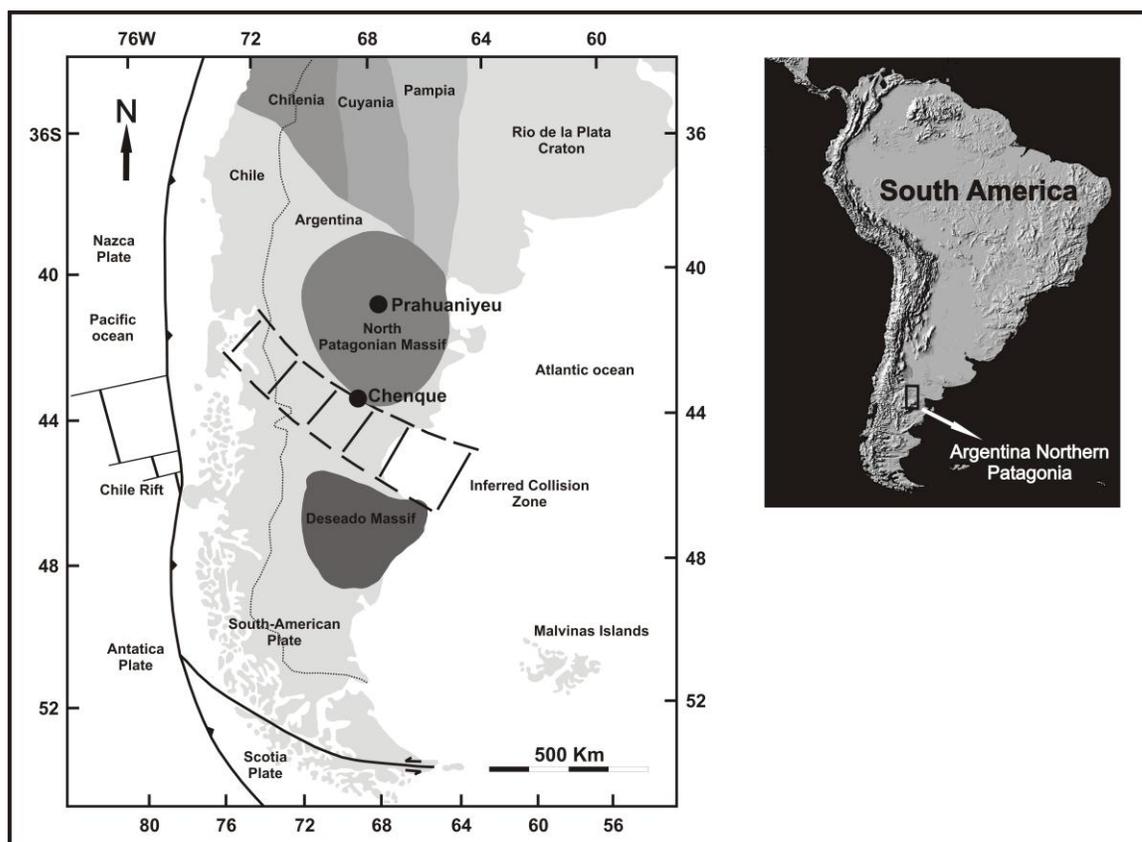


Figure 1: Location map with the tectonic setting and occurrence of mantle xenoliths from Prahuaniqueu and Chenque. The inferred collision zone (see text) and the main accretion terrains are also shown: Rio de la Plata Craton; Pampia, Cuyania and Chilenia Terrains; North Patagonian Massif, Deseado Massif. South America map modify from Punkhurst et al., (2006).

2. Analytical techniques

The xenoliths petrography and texture were examined by optical microscope analysis. Xenoliths modal composition was calculated by counting 300 to 1000 points. Scanning Electron Microscopy (SEM) image, with a JEOL - JSM 5800 coupled with EDS (energy dispersive system), was used to identify minerals and texture. Major element for each sample was determined by X-ray fluorescence (XRF), with loss on ignition (LOI) determined gravimetrically at CPGq-IG Laboratory in Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil. An aliquot of 1g of each

sample was weighted and put in oven at high temperatures for 24 hours. Another aliquot of 1g was melted with lithium tetraborate to form a glass wafer. The samples in glasses form were analyzed with X-ray fluorescence spectrometer Rigaku RIX 2000. Minor, trace and rare earth elements analysis were performed by ICP-MS method at the Paul Sabatier University, Toulouse, France. About 200 to 500 mg of powdered whole rock were dissolved using chemical attack with mixtures of HF and HNO₃ (6:1), HCl and HNO₃ (3:1 – regia water), and HCl 6N. All acids used were tri-distilled. Sample digestion was done until complete dissolution of the material in Teflon vials (Savillex®) on a hot plate heated to temperatures exceeding 100°C. The residue was diluted in 7ml of HNO₃ 2% acid. Specific amount of In and Re standard solution was added to each sample solution for trace elements calibration and determination. The analysis were performed under the following conditions: argon gas flow in the nebulizer (0.86 to 0.88 L/min), auxiliary argon flow (1 L/min), flow gas plasma (15 L/min), scan mode (peak hopping). Each element concentration was determined by averaging 10 reviews, which are an average of 10 scans. Run precision average (%RSD) was better than 5% for Er, Tm, Yb and Lu, and better than 2% for all other elements. The sample introduction in ICP-MS is done with a cyclonic spray chamber, a Meinhard nebulizer and a Knauer unit of dissolution. Samples for Rb-Sr isotopic system analysis were leached in cold at ultrasound with HCL 0,25N for one hour. After, the dried samples were weighted and spiked with a mixed ⁸⁷Rb–⁸⁴Sr spike solution and processed using standard dissolution procedures with HF and HNO₃ (6:1), mixture of HCl and HNO₃ (3:1 – regia water) and HCl 6N, in Teflon vials, warmed on a hot plate until complete material dissolution. After this, samples solutions were diluted in 3ml of 2.5N HCl and were placed in Cationic AG-50W-X8 (200–400 mesh) resin columns used in order to separate the Rb and Sr. Successive HCl amounts were applied in the columns for elements separation, similar to those described by Patchet and Ruiz (1987). Then, individual solutions of Rb and Sr were dried in Savillex® on a hot plate, and the residue was collected and deposited with HNO₃ 0.5N (Rb) and 0.25-N H₃PO₄ (Sr) on single Ta filaments. The isotope ratios were determined in the multi-collector static mode using Faraday collectors in a multi-collector VG Sector 54 thermal ionization mass spectrometer at Laboratório de Geologia

Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. The Re-Os isotopes data were developed at Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution of Washington, USA, and were obtained by Schilling et al. (2008).

3. Petrography and mineralogy

Prahuaniyeu and Chenque xenoliths are between 4 to 6 centimeters size and their mineralogical composition is basically olivine (ol), enstatite (opx), diopside (cpx) and spinel (sp). Chenque volcano also shows phlogopite (phlog). Modal mineral composition and rock classifications are shown in **Table 1**.

Table 1: Modal composition and classification of the Prahuaniyeu and Chenque xenoliths studied.

Samples	Modal Mineral Composition (%)					Rock Classification
	OI	Opx	Cpx	Sp	Phlog.	
Prahuaniyeu						
PM8-B1	91.93	6.53	1.54	-	-	Opx-dunite
PM8-B4	73.62	17.53	8.85	-	-	Lherzolite
PM8-B5	74.24	23.06	1.26	1.42	-	Harzburgite with sp and cpx
PM8-B6	51.42	22.34	17.1	9.14	-	Sp-lherzolite
PM8-B8	78.7	13.98	5.37	1.93	-	Lherzolite with sp
PM8-C1	-	58.81	36.54	4.65	-	Websterite with sp
Chenque						
PM10-B1	85.67	11.31	1.37	1.72	-	Harzburgite with sp and cpx
PM10-B2	52.12	30.62	11.05	6.21	-	Sp-lherzolite
PM10-B3	69.87	22.78	6.15	-	-	Cpx-Harzburgite
PM10-B4	86.16	13.18	-	0.66	-	Harzburgite with sp
PM10-B5	90.15	7.52	-	2.33	-	Dunite with sp
PM10-C1	72.85	25.56	1.59	-	-	Harzburgite with cpx
PM10-D1	-	73.14	26.36	0.5	-	Websterite with sp
PM10-D2	-	75.28	24.26	0.46	-	Websterite with sp
PM10-E1	-	14.65	85.02	0.33	-	Websterite with sp
PM10-F2	85.99	1.02	3.01	1.61	8.37	Phlog-dunite

Some xenoliths from Prahuaniyeu and Chenque volcanoes were too small to make thin sections and whole rock powder for chemical analysis of the same sample. This situation made the thin sections of some samples not to be representative of their samples, as they just show a small portion of the xenolith. The description and petrographic classification in this study was used to show the textures, deformations and structures found in the mantle of both regions in Patagonia Argentina, and specific

feature of some minerals. It is important to observe that some samples have chemical analysis, but do not have thin sections description (and vice-versa).

3.1. Prahuanियeu xenoliths

Prahuanियeu xenoliths mostly have protogranular microstructure and some samples have porphyroclastic microstructures (Mercier and Nicolas, 1975) with some elongated grains and smaller grains (neoblasts) formed due to recrystallization. Olivine porphyroclasts (3 to 6 mm size) mostly have kink bands and some sub-grains strain. Olivine neoblasts have polygonal granoblastic microstructure and are smaller than olivine porphyroclasts (<1 mm size). Orthopyroxene (2 to 4 mm size) sometimes shows clinopyroxene lamellae. In PM8-B6 and PM8-B8 samples, orthopyroxene shows symplectitic texture with spinel (**Fig. 2a**), which suggest these rocks crossed the garnet-lherzolite to spinel-lherzolite transition zone in the upper mantle. Clinopyroxenes (1 to 2 mm size) mostly have smaller sizes, but can reach up to 5mm in PM8-B8 and PM8-C1 samples. Usually they show orthopyroxene lamellae (**Fig. 2b**). Through the Scanning Electronic Microscopy (SEM) with EDS (Energy Dispersive System) analysis, spinels (<1.5 mm size) are characterized as Cr-rich and are commonly found between crystals of different compositions, generally not in equilibrium with them.

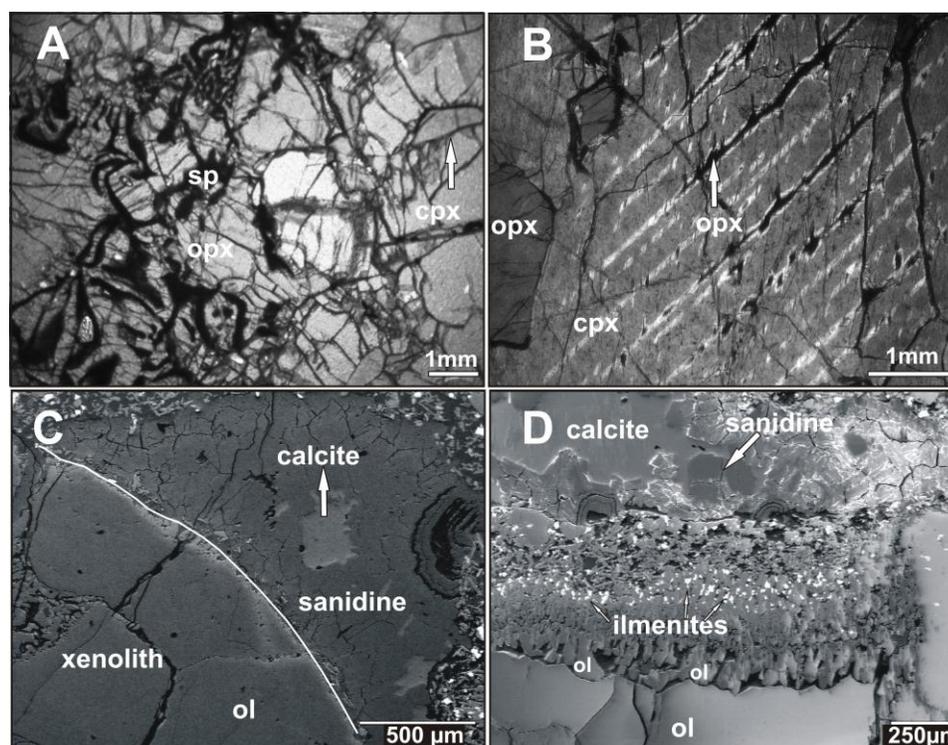


Figure 2: Scanning Electron Microscopy (SEM) images of Prahuanieyu xenolith with the following characteristics: a) lherzolite (PM8-B6) with orthopyroxene and spinel symplectitic texture; b) websterites (PM8-C1) with orthopyroxene ex-solution lamellae in clinopyroxenes; c) the xenolith and basalt contact, with calcite and sanidine crystallization; d) host basalt and xenolith reaction rim (note that there are crystallization of new olivine crystals and ilmenite).

Some xenoliths shows reaction rims in the contact with host basalt (see **Figs. 2c, d**). This reaction crystallizes ilmenites and Fe-rich olivines on the xenoliths border (**Fig. 2d**). The basalt, in turn, crystallized minerals rich in Ca and K such as calcite and K-feldspar (sanidine?) on the contact with the xenoliths (**Fig. 2c**). Inspections made by SEM show no basalt infiltration in the samples, except in PM8-B6.

3.2. *Chenque xenoliths*

Chenque xenoliths mostly have porphyroclastic microstructures (Mercier and Nicolas, 1975) with many elongated grains and strong recrystallization. Compared to Prahuanieyu, Chenque xenoliths have higher strain rate. Neoblasts (<1mm size), mainly

olivine, are generated by recrystallization and have euhedric shape and granoblastic microstructure. Olivine porphyroclasts (2 to 6mm size) have many fractures, kink bands and sub-grains strain. Samples with major strain rate show many olivine neoblasts and orthopyroxene (2 to 4 mm medium size) commonly elongated. Clinopyroxene (0.5 to 1.5 mm medium size) commonly shows smaller size and in PM10-F2 sample it has a spongy texture (**Fig. 3a**). Phlogopite (1 to 3 mm medium size) occur in PM10-F2 in contact with the spongy clinopyroxene. The spongy texture origin can be explained by the "breaking down" of the clinopyroxene during xenoliths transport from high temperatures to the surface (Yaxley and Kamenetsky, 1999), or by interaction of mantle mineral assemblage with a metasomatic liquid or fluid (Chazot et al. 1996; Coltari et al., 2000, Carpenter et al. 2002). SEM with EDS analysis in phlogopite and clinopyroxene suggest that the reaction (spongy) destabilizes both minerals. Phlogopite shows TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O and H_2O release, which generated ilmenite and jadeite, while clinopyroxene release CaO and FeO . Around the phlogopite, and among its cleavage, there are melt pocket (**Fig. 3b, c**) with smaller olivine crystals, spinels, clinopyroxene and melts enriched in SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO and TiO_2 . The melts associated to the spongy clinopyroxene is enriched in Al_2O_3 , Na_2O and SiO_2 . Spinel (<1 mm medium size) are brown to reddish brown and are Cr-rich spinels. In sample PM10-F2, spinel is in the border of the xenolith and reacting with host basalt, which generates it your black color due

Cr-loss, acicular crystals with variable composition (Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , MgO , TiO_2 and CaO) and release ilmenites, as show in **Fig. 3d**. Despite these reactions in the border, Chenque xenoliths do not present significant infiltration of basalt.

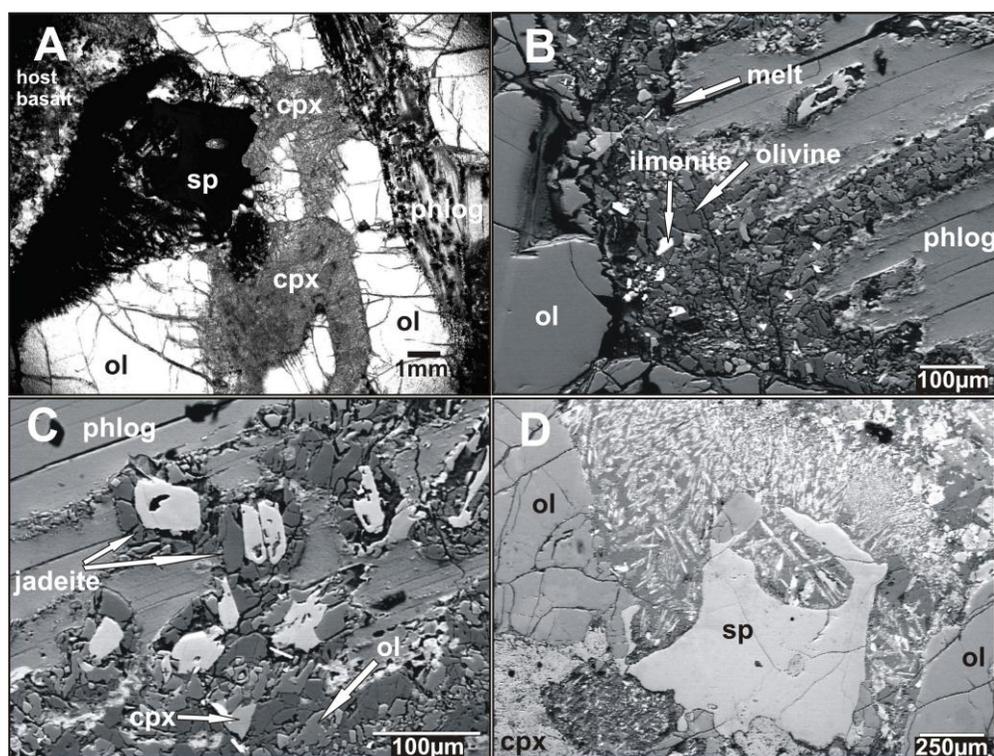


Figure 3: Scanning Electron Microscopy (SEM) images of the PM10-F2 xenolith with: a) spinel and host basalt reaction, cpx with spongy texture and a large phlogopite crystal; b) the contact between olivine and phlogopite, and recrystallization of olivine, ilmenite and melt formation; c) jadeite, olivine and clinopyroxene crystallization inside phlogopite; d) spinel reaction with host basalt, which forms ilmenite and other acicular minerals

4. Geochemistry

The small size of Prahuanियeu and Chenque xenoliths impose a limitation to generate major, trace elements and isotopes analysis in the same samples that we have thin sections. In this study, major, trace elements and isotopic analysis were performed in whole rocks as follow: major element analysis in two xenoliths of Prahuanियeu volcano (PM8-B6 and PM8-B1) and five xenoliths of Chenque volcano (PM10-B3, PM10-B1, PM10-C1, PM10-B2 and PM10-E2); trace, REE and Rb-Sr isotopic analysis in four xenoliths of Prahuanियeu (PM8-B1, PM8-B6, PM8-B7 and PM8-B8) and six xenoliths of Chenque (PM10-B1, PM10-B2, PM10-B3, PM10-B4, PM10-C1 and PM10-E2). Re/Os isotopic analysis described in Schilling et al, (2008) were performed in the same samples

that we described as follow: two samples from Prahuaniyeu (PM8-B1 and PM8-B6) and two samples from Chenque (PM10-B2 and PM10-B3). In this study, we will discuss their data regarding the origin of these xenoliths. Major and trace element data are shown in tables 2 and 3. Rb-Sr isotope data, together with Re-Os data from Schilling et al, (2008), are shown in **Table 4**.

Table 2: Contents of major, minor and trace elements whole rock Prahuaniyeu xenoliths. Oxides in wt% and traces in ppm.

Major elements				
Sample (wt%)	PM8-B1	PM8-B6	PM8-B7	PM8-B8
Rock	Dunite	Lherzolite	-	Lherzolite
SiO ₂	42.85	38.49	-	-
Al ₂ O ₃	2.06	1.05	-	-
TiO ₂	0.15	0.14	-	-
FeO	8.73	16.84	-	-
MnO	0.15	0.19	-	-
MgO	42.9	43.18	-	-
CaO	2.2	0.52	-	-
Na ₂ O	0.16	0.22	-	-
K ₂ O	0.02	0.01	-	-
P ₂ O ₅	0.36	0.02	-	-
Total	99.58	100.65	-	-
Mg#	90.7	83.5	-	-
Ca/Al (molar ratio)	1.44	0.67		
Trace Elements (ppm)				
Cs	0.03	0.02	0.03	0.006
Tl	0.003	0.002	0.003	-
Rb	0.63	0.43	1.36	0.51
Ba	45.06	22.40	41.46	219.20
W	0.09	0.07	2.71	-
Th	0.002	0.002	0.01	0.18
U	0.10	0.09	0.14	0.07
Nb	3.09	3.97	7.29	1.76
Ta	0.15	0.18	0.40	0.14
K	0.15	0.18	0.40	0.14
La	0.63	0.87	1.38	1.10
Ce	1.16	1.52	2.26	2.22
Pb	0.43	0.38	0.55	0.90
Pr	0.16	0.24	0.35	0.24
Mo	0.02	0.03	0.07	-
Sr	636.84	413.77	498.56	276.84
P	1571.09	87.28	-	-
Nd	0.64	1.00	1.36	0.88
Sm	0.09	0.17	0.20	0.14
Zr	0.72	0.92	1.42	3.13
Hf	0.02	0.02	0.10	0.05
Eu	0.03	0.04	0.07	0.03
Sn	0.29	0.39	0.69	-
Sb	0.02	0.02	0.05	-
Ti	-	899.00	839.07	-
Gd	0.06	0.10	0.14	0.10
Tb	0.009	0.01	0.02	0.01
Dy	0.05	0.07	0.08	0.07
Y	0.14	0.17	0.20	0.30
Ho	0.01	0.01	0.01	0.01
Er	0.03	0.03	0.03	0.03
Tm	0.004	0.005	0.004	0.005
Yb	0.02	0.03	0.02	0.03
Lu	0.003	0.004	0.003	0.006

Table 3: Contents of major, minor and trace elements whole rock Chenque xenoliths. Oxides in wt% and traces in ppm.

Major elements						
Sample (wt%)	PM10-B1	PM10-B2	PM10-B3	PM10-B4	PM10-C1	PM10-E2
Rock	Lherzolite	Harzburgite	Lherzolite	Harzburgite	Harzburgite	-
SiO₂	45.64	43.07	43.34	-	42.36	43.48
Al₂O₃	2.14	1.52	1.5	-	1.02	0.68
TiO₂	0.19	0.16	0.14	-	0.18	0.13
FeO	7.53	9.94	9.73	-	9.01	11.32
MnO	0.12	0.13	0.13	-	0.12	0.14
MgO	41.33	43.68	44.42	-	45.89	44.08
CaO	1.07	1.43	0.89	-	1.14	0.33
Na₂O	0.04	0.21	0.18	-	0.01	-
K₂O	0.03	0.01	0.01	-	0.02	0.02
P₂O₅	-	0.01	0.02	-	-	0.01
Total	98.09	100.15	100.35	-	99.75	100.19
Mg#	91.6	89.7	90.0	-	91.0	88.5
Ca/Al (molar ratio)	0.68	1.27	0.8	-	1.51	0.66
Trace Elemets (ppm)						
Cs	-	0.009	0.02	-	0.01	0.02
Rb	0.21	0.23	0.21	0.03	0.55	0.54
Ba	0.31	0.18	4.96	1.56	1.36	1.04
W	-	0.06	9.31	6.04	-	-
Th	0.03	0.005	-	0.001	0.09	0.03
U	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02
Nb	0.48	0.91	0.56	0.41	0.97	0.32
Ta	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.03
K	249.03	83.01	83.01	-	166.02	166.02
La	0.23	0.08	0.08	0.08	0.51	0.29
Ce	0.40	0.18	0.16	0.09	1.02	0.43
Pb	0.34	0.11	0.10	0.11	0.57	0.38
Pr	0.04	0.02	0.02	0.01	0.11	0.07
Sr	4.82	2.29	0.93	1.48	8.40	4.31
P	0.46	0.46	87.28	-	0.46	0.46
Nd	0.14	0.11	0.10	0.08	0.41	0.29
Sm	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07	0.07
Zr	2.27	0.57	0.44	0.17	5.62	2.71
Hf	0.03	0.02	0.02	0.005	0.06	0.04
Eu	0.007	0.008	0.001	0.02	0.02	0.02
Sn	-	0.37	1.14	0.34	-	-
Sb	-	0.03	0.28	0.06	-	-
Ti	1078.80	958.93	839.07	1078.80	779.13	-
Gd	0.02	0.02	0.02	0.08	0.06	0.07
Tb	0.002	0.003	0.003	0.01	0.009	0.01
Dy	0.01	0.02	0.02	0.10	0.06	0.07
Y	0.05	0.07	0.08	0.35	0.32	0.34
Ho	0.002	0.005	0.005	0.03	0.01	0.02
Er	0.005	0.02	0.01	0.08	0.04	0.05
Tm	0.001	0.002	0.001	0.01	0.006	0.007
Yb	0.007	0.01	0.01	0.06	0.04	0.05
Lu	0.002	0.003	0.002	0.01	0.007	0.008

4.1. Major and trace elements geochemistry

Prahuaniyeu and Chenque xenoliths have #Mg ($[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{total}})]*100$) from 83.5 to 90.7 and from 88.5 to 91.6, respectively, and, based on the #Mg defined by McDonough (1990) (#Mg > 85), they are derived from the mantle. Only one Prahuaniyeu sample, PM8-B6, has #Mg less than 85 and high concentration in FeO (16.8), which can be explained by the strong infiltration of the host basalt, observed in petrographic thin section. Samples from both localities are depleted in basaltic components, as Al, Ca, Na and Ti (Morten, 1987). All samples are enriched in FeO and depleted in other elements, compared with Primitive Mantle (PM) of McDonough (1990), as shown in **Fig. 4**.

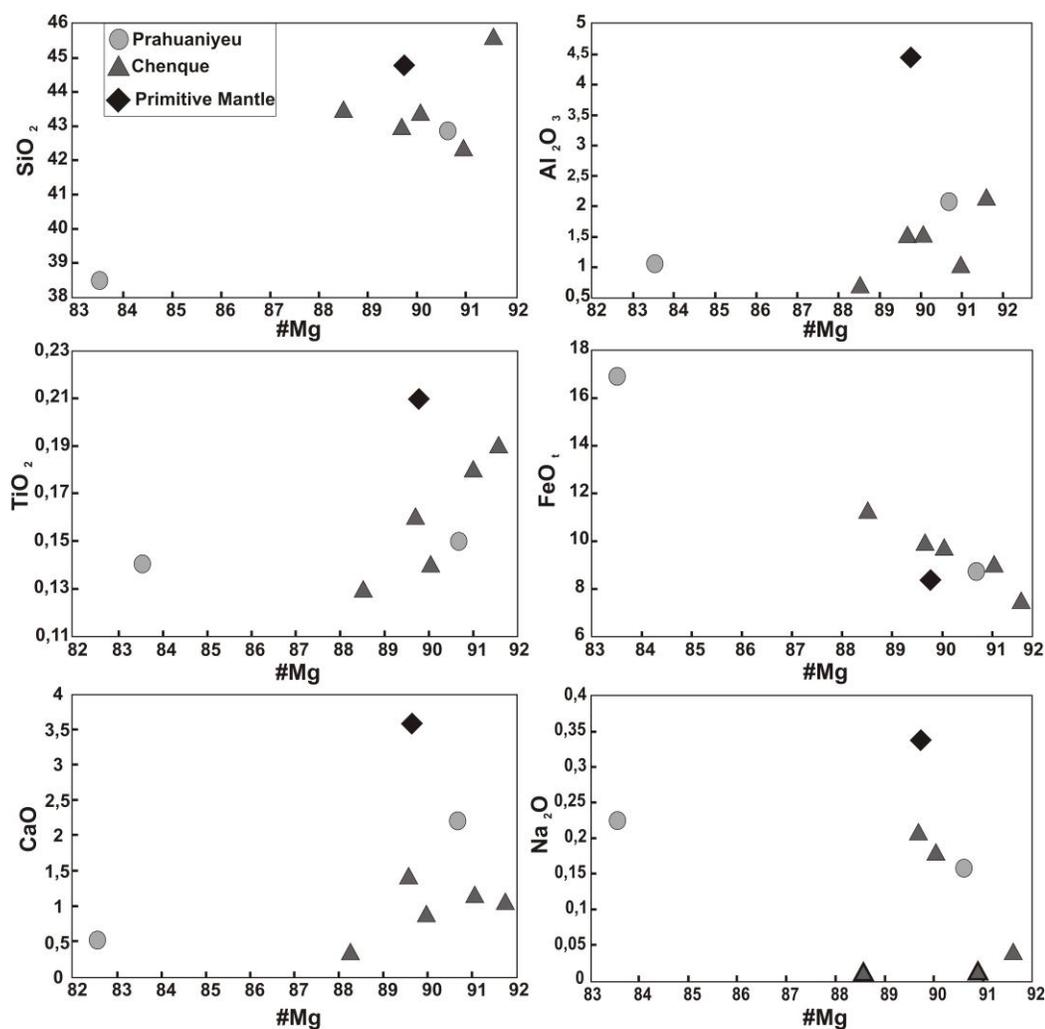


Figure 4: Variation of some major element against #Mg for Prahuaniyeu and Chenque xenoliths. Primitive mantle (PM) of McDonough (1990) are also shown.

The multielementary diagram (**Fig. 5a**), normalized to PM of Sun and McDonough (1989), shows that Prahuaniyeu mantle xenoliths have significant enrichment in chalcophile elements (W, Pb, Sn e Sb) and in large ion lithophile elements (LILE), Ba, and Sr. They are depleted in high field strength elements (HFSE) relative to PM, except in U, Nb, and Ta. The diagram also shows that all samples are depleted in Y, and K. Host basalt samples from previous study (Jalowitzki et al., 2008) were displayed in **Fig. 5a** and show no influence of basalt contamination in the xenoliths chemical composition. Rare earth element (REE) composition normalized for Sun and McDonough (1989) show that Prahuaniyeu xenoliths samples (**Fig. 6a**) present a strong enrichment of light REE (LREE) relative to heavy REE (HREE) ($Ce_N/Yb_N = 16$ to 27), which suggest metasomatic event after melting process. Prahuaniyeu xenoliths also show low LILE/REE ratios ($Ba_N/La_N = 3.0$ to 7.0) and LILE/HFSE ($Ba_N/Nb_N = 0.6$ to 1.5) compared to PM ($Ba_N/La_N = 10.2$; $Ba_N/Nb_N = 9.8$) (Sun and McDonough, 1989), except for sample PM8-B8, which has Ba_N/La_N and Ba_N/Nb_N ratios equal to 19.5 and 12.7 , respectively.

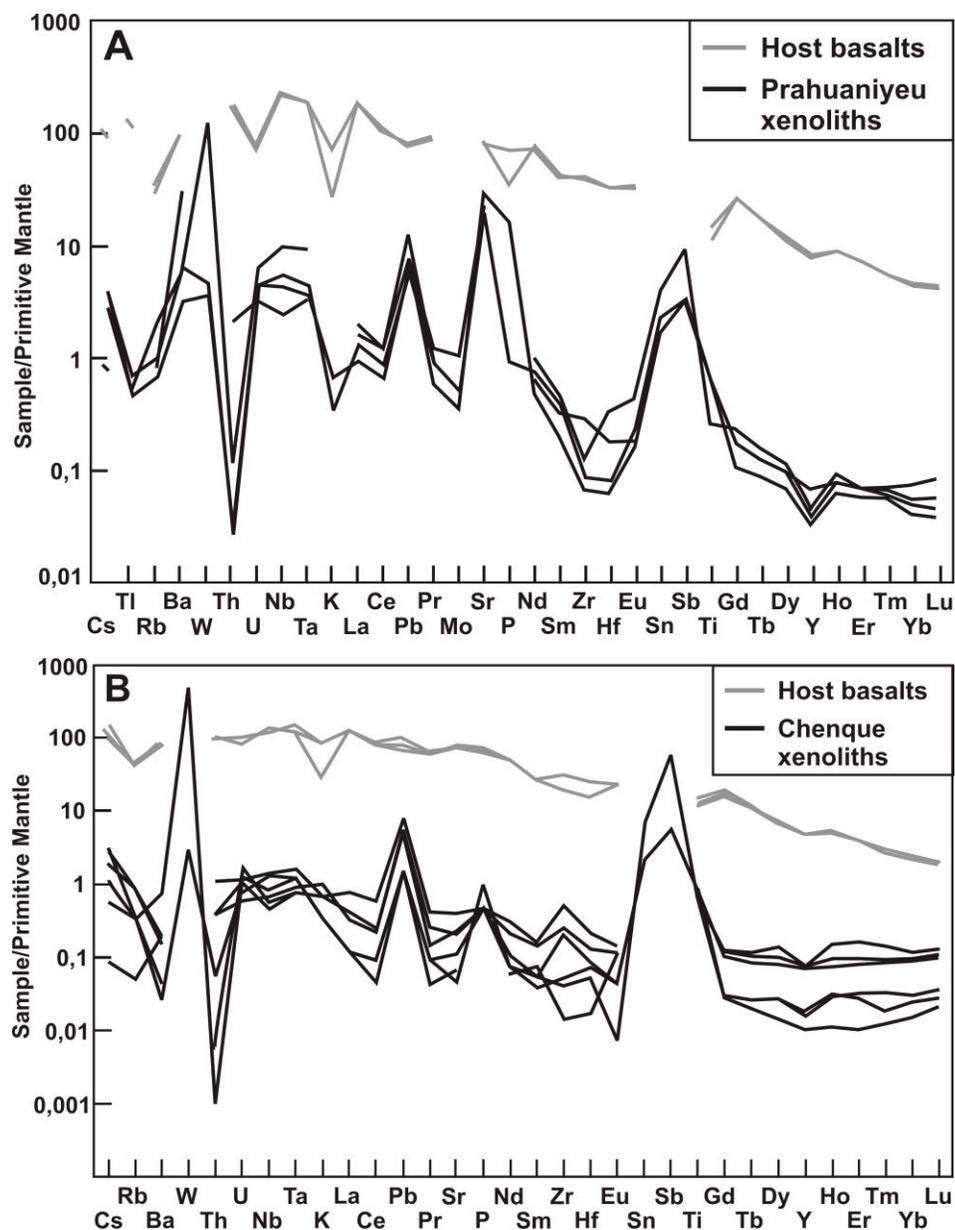


Figure 5: Trace element spidergrams of Prahuanieyu (a) and Chenque (b) mantle xenoliths studied samples and host basalts samples (Jalowitzki et al., 2008) normalized to Primitive Mantle composition of Sun & McDonough (1989). See text for details.

Chenque mantle xenolith trace element composition plotted in the multielementary diagram (**Fig. 5b**) show LILE (e.g., Ba and Rb) depletion, Zr positive anomaly, HFSE (e.g., U and Ta) slight enrichment, although Nb and mainly Th are depleted. As noted in Prahuanieyu xenoliths, Chenque xenoliths also show enrichment of chalcophile elements

(W, Pb, Sn and Sb), and depletion of Y. All xenoliths are enriched in P and only PM10-B3 sample has negative Eu anomaly. Chenque host basalts (Jalowitzki et al., 2008) are plotted in **Fig. 5b**, as well, and suggest that there is no basalt contamination in mantle xenolith composition, which corroborate petrographic and SEM observation. The REE diagram (**Fig. 6b**) shows that most Chenque xenoliths are HREE depleted compared to LREE ($Ce_N/Yb_N = 0.4$ to 15.0), except for sample PM10-B4. Sample PM10-B3 shows Eu negative anomaly. All Chenque mantle xenoliths are REE depleted and have lower LILE/ETR ($Ba_N/La_N = 0.1$ to 6.1) and LILE/HFSE ($Ba_N/Nb_N = 0.02 - 0.90$) ratios, compared to PM of Sun and McDonough (1989).

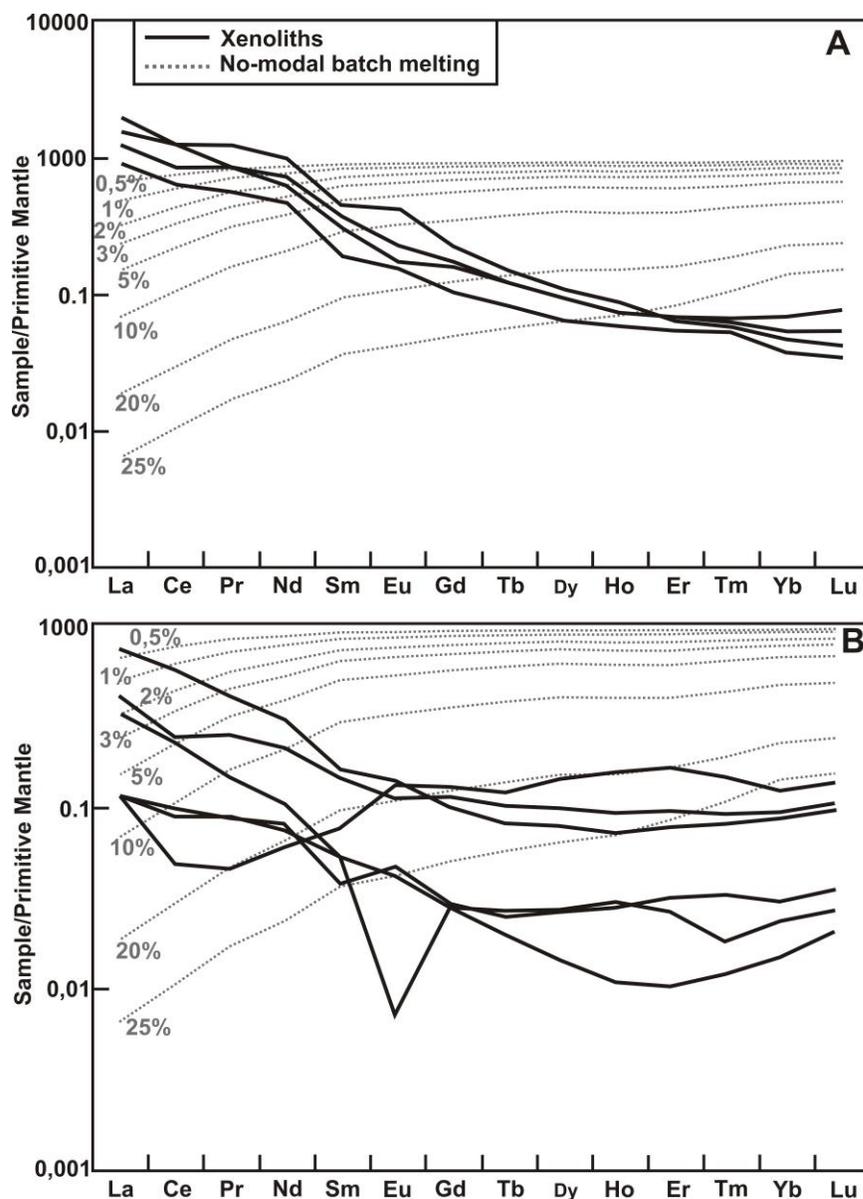


Figure 6: Primitive mantle normalized bulk REE concentration patterns of Prahuanieyu (a) and Chenque (b) mantle xenoliths studied samples. Also shown are the residues of no-modal batch melting calculation of the Primitive Mantle from Sun & McDonough (1989), (see text). PM-normalizing values from Sun & McDonough (1989).

4.2. Rb-Sr and Re-Os isotopes

Prahuanieyu xenoliths show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios that range from 0.7037 to 0.7041, and from 0.0020 to 0.0068, respectively (**Table 4**). The host basalts reported in

Jalowitzki et al., (2008) have similar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.7038 and 0.7039. Chenque xenoliths show higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, compared to Prahuanieyu, from 0.7037 to 0.7086, and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios values that range from 0.0566 to 0.6050. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Chenque host basalts range from 0.7045 to 0.7044 (Jalowitzki et al., 2008). Prahuanieyu and Chenque ultramafic xenoliths show similar values to that proposed for the “mantle array” (DePaolo and Wasserburg, 1979) and for the bulk silicate earth (0.7045 – 0.7050) proposed by Hart and Zindler (1986) (Bulk Silicate Earth - BSE). However, some Chenque xenoliths $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are very high (PM10-E2 = 0.708558), possibly as a consequence of metasomatic re-enrichment event, as will be discussed below. Rhenium and Os isotope data were determined by Schilling et al. (2008) (**Table 4**). Prahuanieyu and Chenque xenoliths have $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ that range from 0.0833 to 0.6673, and from 0.3831 to 1.0688, respectively. The Prahuanieyu xenoliths have substantially more unradiogenic initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios (0.11715 to 0.12647) than the Chenque xenoliths (0.12439 to 0.12937) (**Table 4**). Re-depletion model age (T_{RD}) vary from 1.69 to 0.43Ga in the Prahuanieyu xenoliths, and in the Chenque xenoliths ranging from 0.71 to 0.03Ga (**Table 4**).

Table 4: Rb-Sr isotopic of Prahuanieyu and Chenque samples and Re-Os data of Schilling et al., (2008) of two samples of Prahuanieyu and two samples of Chenque.

Bulk rock Rb-Sr Isotopic ratios										
Rock	Prahuanieyu				Chenque					
	Dunite	Lherzolite	-	Lherzolite	Lherzolite	Harzburgite	Lherzolite	Harzburgite	Harzburgite	-
Sample	PM-8-B1	PM-8-B6	PM-8-B7	PM8-B8	PM10-B1	PM-10-B2	PM-10-B3	PM-10-B4	PM10-C1	PM10-E2
Rb (ppm)	0.63	0.43	1.36	0.51	0.21	0.23	0.21	0.03	0.55	0.54
Sr (ppm)	636.84	413.77	498.56	276.84	4.82	2.29	0.93	1.48	8.40	4.31
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.002016	0.002549	0.006795	0.004264	0.056635	0.098091	0.185332	0.067831	0.604958	0.456762
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703654	0.704103	0.703918	0.704128	0.704798	0.704832	0.704535	0.703684	0.705861	0.708559
$\pm 2\sigma$	0.000025	0.000013	0.000014	0.000010	0.000015	0.000012	0.000036	0.000011	0.000008	0.000011
Bulk rock Re-Os isotopic data										
Re (ppb)	0.03	0.20	-	-	-	0.14	0.32	-	-	-
Os (ppb)	1.62	3.33	-	-	-	4.72	0.25	-	-	-
$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	0.0833	0.6673	-	-	-	0.3831	1.0688	-	-	-
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0.11715	0.12647	-	-	-	0.12439	0.12937	-	-	-
Error (σ)	0.00010	0.00012	-	-	-	0.00010	0.00013	-	-	-
T_{RD} (Ga)	1.69	0.43	-	-	-	0.71	0.03	-	-	-

5. Discussion

5.1. Petrography, texture of strain and tectonic setting (Re-depletion model age)

Microstructures of both mantle xenoliths suits studied here show different strain and recrystallization rates as product of mantle processes and heterogeneity in these areas. Prahuaniyeu are mainly protogranular while Chenque are mainly porphyroclastic (Mercier and Nicolas, 1975). The main difference between both xenoliths microstructure is the strain rate. Prahuaniyeu xenoliths have lower strain and recrystallization rates compared to Chenque xenoliths. This can be explained by the depth and the tectonic setting of these samples in the lithospheric mantle beneath the North Patagonia region. Prahuaniyeu xenoliths lay at the center of the North Patagonian Massif, and shows orthopyroxene-spinel symplectitic textures (garnet-lherzolite to spinel-lherzolite transition zone in the upper mantle), which suggest these samples came from a deeper lithospheric level when compared to Chenque xenoliths. Chenque, in its turn, is placed closer to the inferred subduction zone (Punkhurst et al., 2006), between North Patagonian Massif and Deseado Massif, and its higher strain and more recrystallization rates than Prahuaniyeu may be a consequence of the subduction event that had occurred between these two massifs in Carboniferous period (see **Fig. 1**). Chenque xenoliths also have phlogopite in contact to spongy clinopyroxene, which suggest this reaction is consequence of a water-rich metasomatic agent interaction.

It is important to note that Re-Os isotopic systematics can potentially date melt depletion events in the peridotites via Os model ages (e.g., Shirey and Walker, 1998) Assuming that lithosphere formation is coincident with melt depletion, Os model ages may be used to determine the age of the lithosphere mantle (Pearson et al., 1995; Liu et al., 2011). Consequently, we conclude that probably the non-radiogenic Os isotopic compositions of Prahuaniyeu peridotites must reflect the vestige of ancient melt depletion experienced by these rocks, documenting their long-term evolution under low Re/Os ratios. By contrast, the range in $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ of the Chenque peridotites is closer to the

present composition estimated for the primitive upper mantle (Meisel et al., 2001), which leads us to believe that probably the lithospheric mantle beneath this region formed recently from a heterogeneous convecting mantle (Schilling et al., 2008).

Schilling et al. (2008) have noted that the Prahuaniyeu xenoliths represent fragments from the lithospheric mantle of the Cuyania terrane, which was formed probably as part of the Laurentia continent during the Proterozoic. Evidence for this comes from the observation that the Re-depletion model age in this area is ancient (maximum T_{RD} at ~ 1.7 Ga), and have non-radiogenic $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, discussed above. By contrast, the Chenque peridotites are explained by young lithospheric mantle formation under the North Patagonian Massif induced by delamination process, which helps to explain the fertile signature (convective mantle) in the Os isotope compositions of these xenoliths.

5.2. North Patagonia SCLM depletion events

Prahuaniyeu and Chenque mantle xenoliths are depleted in Al, Ca, Na and Ti compared to PM of McDonough (1990) (**Fig. 4**), which indicates that partial melting processes had occurred in this mantle. It is also evidenced by HREE strong depletion of both xenoliths suits when compared to PM (Sun and McDonough, 1989) (**Figs. 6a, b**).

Through the no-modal batch melting model, based on Shaw (2006) equation, and using the White (2007) partition coefficients, except for REE (Shaw, 2000), Pb (Sims & DePaolo, 1997) and Ti (Ionov et al., 2002); we performed partial melting simulation of both xenoliths suits. The calculations were based on the modal composition and geochemistry of PM (McDonough, 1990 and Sun and McDonough, 1989, respectively). The equation used is:

$$C^s = \frac{(D_0 - PF)C_0}{(1 - F)(D_0 + F(1 - P))}$$

Where C^S = trace elements total concentration in solid; C_0 = trace elements concentration in system; D_0 = total phases partition coefficients of original solid phases; F = melting rate percentage; P = distribution coefficient of minerals that participate of the melt. This modeling was performed for all REEs, in which a melting process would slightly affect the HREE, but would result in strong LREE depletion. A possible metasomatic event would not disturb the HREE composition, but the LREE could suffer mild increasing. Comparing the HREE contents of the samples with partial melting residue calculated for the PM (**Fig. 6a, b**) with different rates, we estimated values above 25% for mantle melting beneath the Prahuanियeu and Chenque volcanoes. Considering the significant HREE depletion of Prahuanियeu and Chenque samples, and considering that these xenoliths localities represent subcontinental lithospheric processes, it is assumed that the mantle of both regions have been subjected to over than a unique partial melting process.

5.3. The metasomatic event

Mantle metasomatic evidences in Prahuanियeu and Chenque xenoliths are strongly based on significant LREE enrichment, compared to HREE (Prahuanियeu - $Ce_N/Yb_N = 16 - 27$.; Chenque - $Ce_N/Yb_N = 0.4 - 15$), and strong chalcophile elements enrichments. Enrichment in elements with different characteristics suggests different metasomatic agent sources and processes.

5.3.1. Chalcophile enrichment by fluids from plate subduction

Chalcophile elements are strong markers of subduction processes (Noll et al., 1996). The apparent enrichment of Prahuanियeu and Chenque chalcophile elements (W, Pb, Sn, and Sb) may be justified by the influence of an aqueous and/or a sulfide fluid generated by subduction plate dehydration. Prahuanियeu and Chenque SCLM have higher Pb/Ce ratio (**Fig. 7**) compared to: Primitive Mantle (Sun and McDonough, 1989); lherzolites metasomatized by carbonatitic melts from South Patagonia (Estancia Lote 17; Gorring and Kay, 2000); and lherzolites metasomatized by OIB-like melts, such as the

lherzolites from France Massif Central (FMC) (Lenoir et al., 2000) and Kerguelen Island mantle xenoliths (Grégoire et al., 2000). The samples studied have Pb/Ce ratios similar to Estancia Alvarez (Mallmann, 2004), Cerro El Mojón (Mallmann, 2004), and Cerro de los Chenques xenoliths (Rieck Jr. et al., 2007). In spite of the high Pb/Ce ratio in the Chenque and Prahuaniyeu xenoliths, none of their ratios is as high as those for Izu-Bonin hazburgites from Mariana Forearc (Parkinson et al., 1998), which have very high Pb/Ce (20 - 273) ratio due to subduction-related fluids metasomatism. Fluids derived from dehydration and breakdown of hydrous minerals and water incorporated in sediments and altered subducting oceanic plate carries with it significant amounts of fluid-soluble elements, including Pb and other chalcophile elements (Regelaus et al., 2010; Pearce and Peate, 1995; Hawkesworth et al., 1991), which can be transferred to the arc magmatism source (Noll et al., 1996). In order to test contributions to the xenoliths from subduction-related fluid, model mixing calculation curves have been drawn between the residue produced by 25% melting of PM, and the average composition of subduction fluids (suggested and characterized by Straub et al., 2004), and pelagic sediments average composition of Chile ridge (Kilian and Behrmann, 2003). The modelling result suggests that Prahuaniyeu and Chenque samples enrichment in Pb/Ce ratio takes up to 5% of interaction between PM melting residue and pelagic sediment or subduction-related fluid. Numerous chalcophile mineralization occur along the Andes (Sillitoe et al., 1982; Dill et al., 1998; Mukasa et al., 1990), which are known as Andean-type mineralization due to the current subduction of an oceanic lithosphere (Nazca and Antarctica) under a continental lithosphere (South American plate) (Sillitoe, 1997; Neubauer et al., 2005), further enhanced by progressive changes in the angle of subduction (Mahlburg-Kay and Mpodozis, 2001; Neubauer et al., 2005). This mineralization demonstrates the intense enrichment in chalcophile due to percolation of hydrothermal fluids in the Andean region.

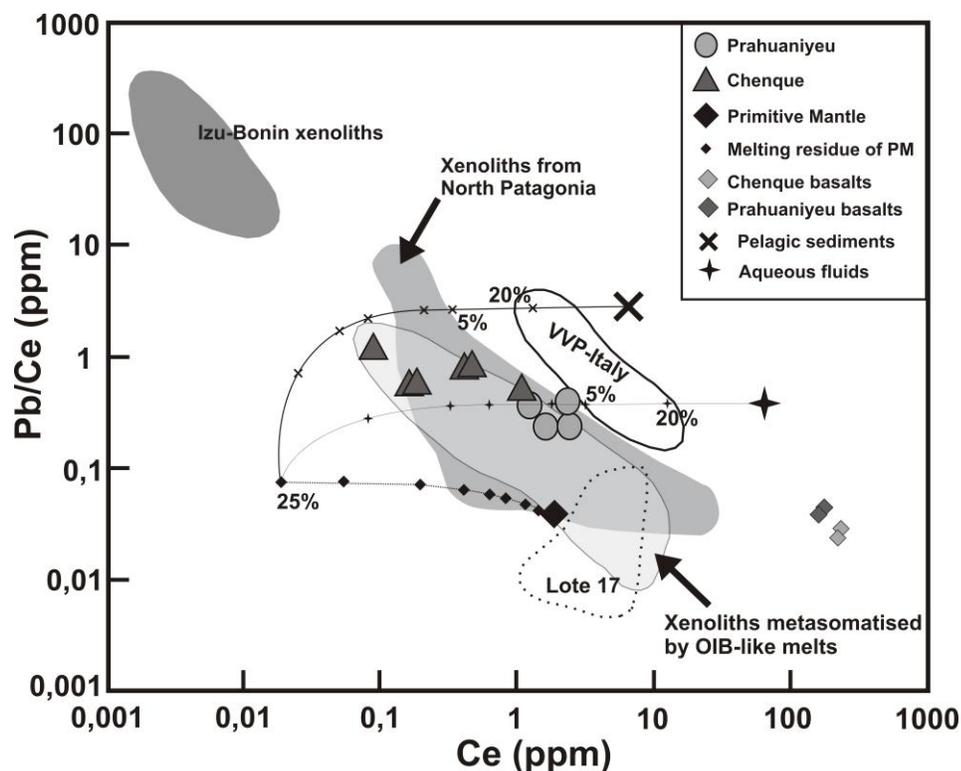


Figure 7: Pb/Ce against Ce diagram with the Pb/Ce ratios enrichment of Prahuaniyeu and Chenque xenoliths, and mixing lines between 25% of PM (Sun & McDonough, 1989) no-modal batch melting calculated residue and samples of pelagic sediments (Kilian & Behrmann, 2003) and plate subduction dehydrated fluids (Straub et al., 2004). This diagram shows mantle xenoliths samples from other localities with different metasomatic process to comparison. Are disposed xenoliths from North Patagonia (Estancia Alvarez and Cerro El Mojón - Mallmann, 2004; Cerro de los Chenques - Rieck Jr. et al., 2007), South Patagonia with carbonatitic metasomatism (Lote 17 - Gorrington & Kay, 2000), xenoliths with metasomatism by OIB-like melts (Kerguelen Island, Grégoire et al., 2000; France Massif Central -FMC- Lenoir et al., 2000), xenoliths with metasomatism due subduction zone (Izu-Bonin hazburgites from Mariana Forearc, Parkinson et al., 1998), and samples that represents lithospheric mantle metasomatised by OIB-like and subduction related fluids (Veneto Volcanic Province xenoliths, Gasperini et al., 2006). All these samples of comparison are shown in the next diagrams, too.

5.3.2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Enrichment

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of Prahuaniyeu xenoliths varies from 0.703654 to 0.704128, while Chenque xenoliths ratios varies from 0.703684 to 0.708558 and they are considerably higher than those for the depleted mantle (around 0.7025; Hofmann 2005),

which requires metasomatic events in the SCLM of the studied regions. Several authors, such as Tatsumoto et al. (1992), Ionov et al. (2002) and Xu et al. (2003) assert that high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (around 0.703 to 0.704) are consistent with the occurrence of metasomatic fluids percolation. These metasomatic fluids or melts can be related to the delamination process, since that the lower crust, during sinking, undergo partial melting which produces liquid enriched in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (adakitic affinity) (Lustrino, 2005). Schilling et al. (2005) point out that infiltration of host basalt in the mantle xenoliths is an important metasomatic process that affects the xenoliths geochemical and isotopic characteristics. However, mixing lines between the most primitive sample of the xenoliths (lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) with the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio average of host basalts (Jalowitzki et al., 2008) does not show enrichment due to interaction of the mantle xenoliths with the host basalt (**Figs. 8a, b**). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the mantle xenoliths can be better explained by xenoliths interaction with fluids from subduction plate dehydration.

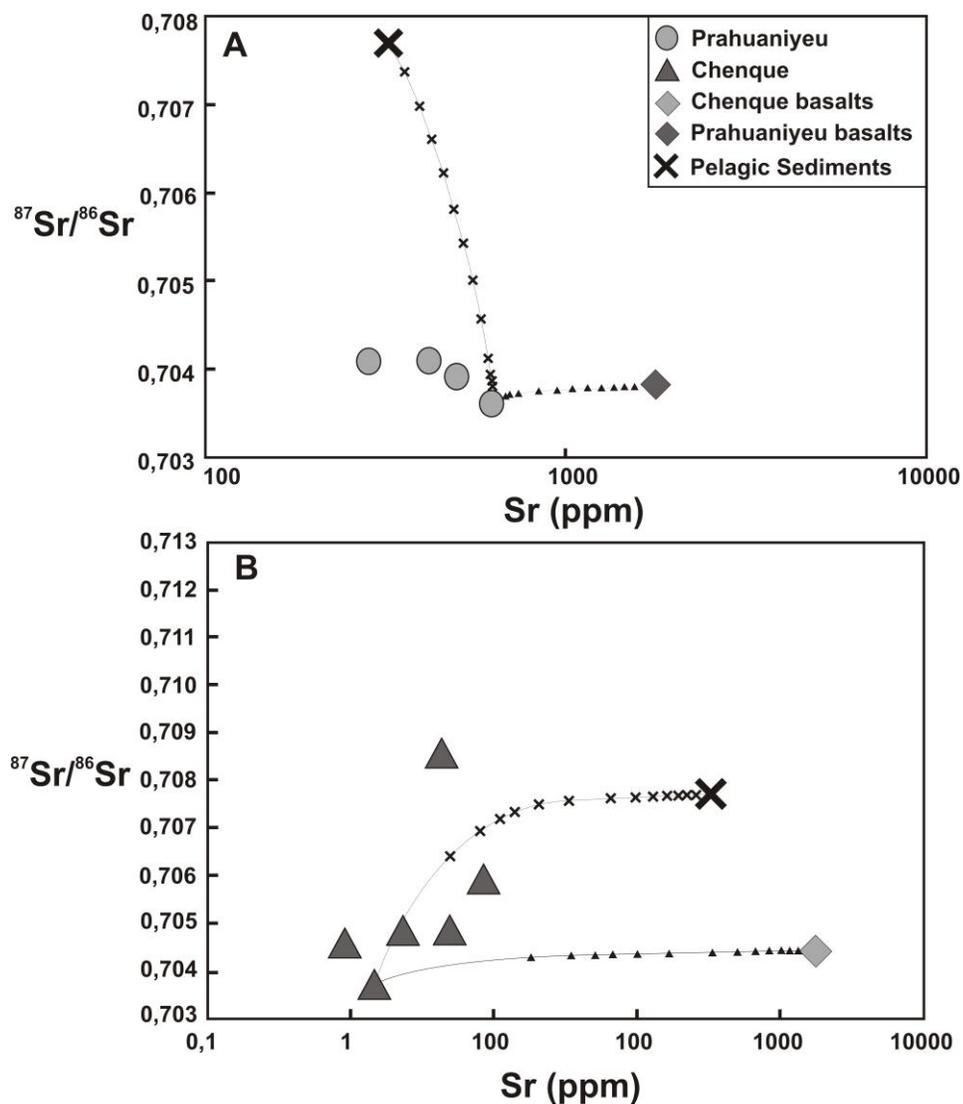


Figure 8: Diagrams of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio against Sr (ppm) of Prahuanieyu (a) and Chenque (b) xenoliths, host basalts samples (Jalowitzki et al., 2008) and pelagic sediments (Kilian and Behrmann, 2003). The mixing lines between mantle xenolith more depleted sample with pelagic sediments and host basalts show that the xenolith do not have enrichment by host basalts.

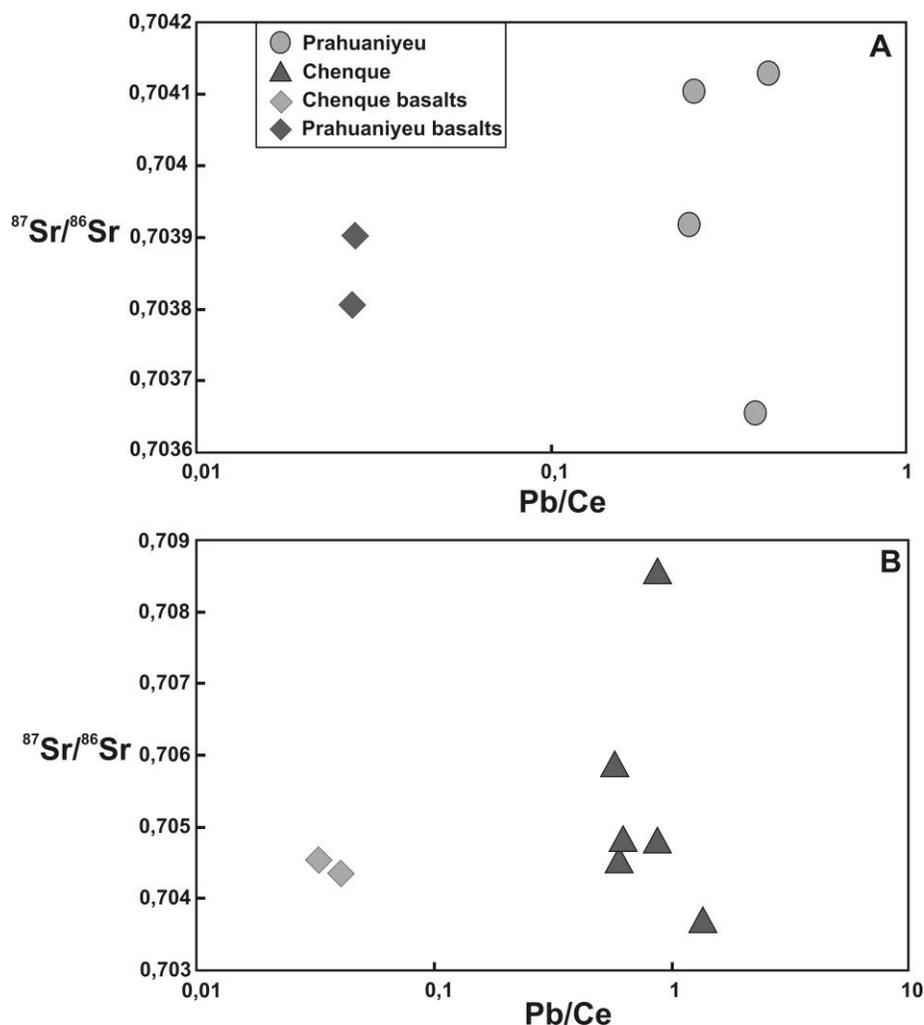


Figure 9: Diagrams of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio against Pb/Ce ratios of Prahuaniyeu (a) and Chenque (b) mantle xenoliths. The diagram shows that $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ enrichment does not have correlation with Pb/Ce enrichment of the xenoliths samples, suggesting a different event that characterized the chalcophile elements enrichment in the North Patagonia SCLM.

Lack of correlation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Pb/Ce ratios for Prahuaniyeu and Chenques mantle xenolith samples (**Fig. 9a, b**) suggest the subduction event that characterized the chalcophile elements enrichment was not the same that characterized the radiogenic Sr enrichment for these samples. Therefore, the SCLM of the Argentina North Patagonia region must have been enriched by at least two different subduction processes: a process that has enriched the samples in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (probably an slab derived from ancient subductions and/or OIB-like fluids, see below), and the current

Nazca plate subduction under the South-American plate, which enriched the mantle in chalcophile elements and increased the Pb/Ce ratios.

5.3.3. Enrichment by slabs derived from ancient subduction plates

Some previous studies (e.g., Rivalenti et al., 2004; Kay et al., 2007; Bjerg et al., 2009; Jallowitzki et al., 2010) suggest distinct events that enriched the mantle beneath North Patagonia region. Prahuaniqueu and Chenque mantle xenoliths, investigated in this work, have LILE and HFSE enrichment (**Fig. 5a, b**). Both studied xenolith samples vary greatly in the Ba/Nb ratio (**Fig. 10a**), and they are totally different of Marianas Izu-Bonin forearc samples, which have strong subduction-related fluid influence. They have also some similar ratios to those lithospheric mantles contaminated by OIB-like melts described (e.g., FCM, Kerguelen Islands) and with subduction-related metasomatism worldwide (Veneto Volcanic Province samples, from Italy, Gasperini et al., 2006). Prahuaniqueu has Sr/Ce ratio (**Fig. 10b**) that is similar to those of the Izu-Bonin peridotites, but at a higher concentration of Ce. Chenque xenoliths have lower Sr/Ce ratio than Prahuaniqueu, and similar values to those metasomatised peridotites by mantle plumes (FMC e Kerguelen Islands) and carbonatitic fluids (Estancia Lote 17). Both Prahuaniqueu and Chenque xenoliths have similar Ce contents and Nb/Ta (**Fig. 10c**) ratio to those of Kerguelen Island xenoliths, and Veneto Volcanic Province xenoliths (Gasperini et al., 2006) that represents metasomatised lithospheric mantle by OIB-like and subduction-related fluids. Through the isotopic data previously shown and the geochemistry of Prahuaniqueu and Chenque mantle xenoliths that have strong similarity with Veneto Volcanic Province xenoliths, we are suggesting two distinct metasomatic events that affected the SCLM of both regions in North Patagonia: a metasomatism due to melts/fluids with OIB-like characteristics and a metasomatism by fluids from actual subduction plate dehydration (previously discussed).

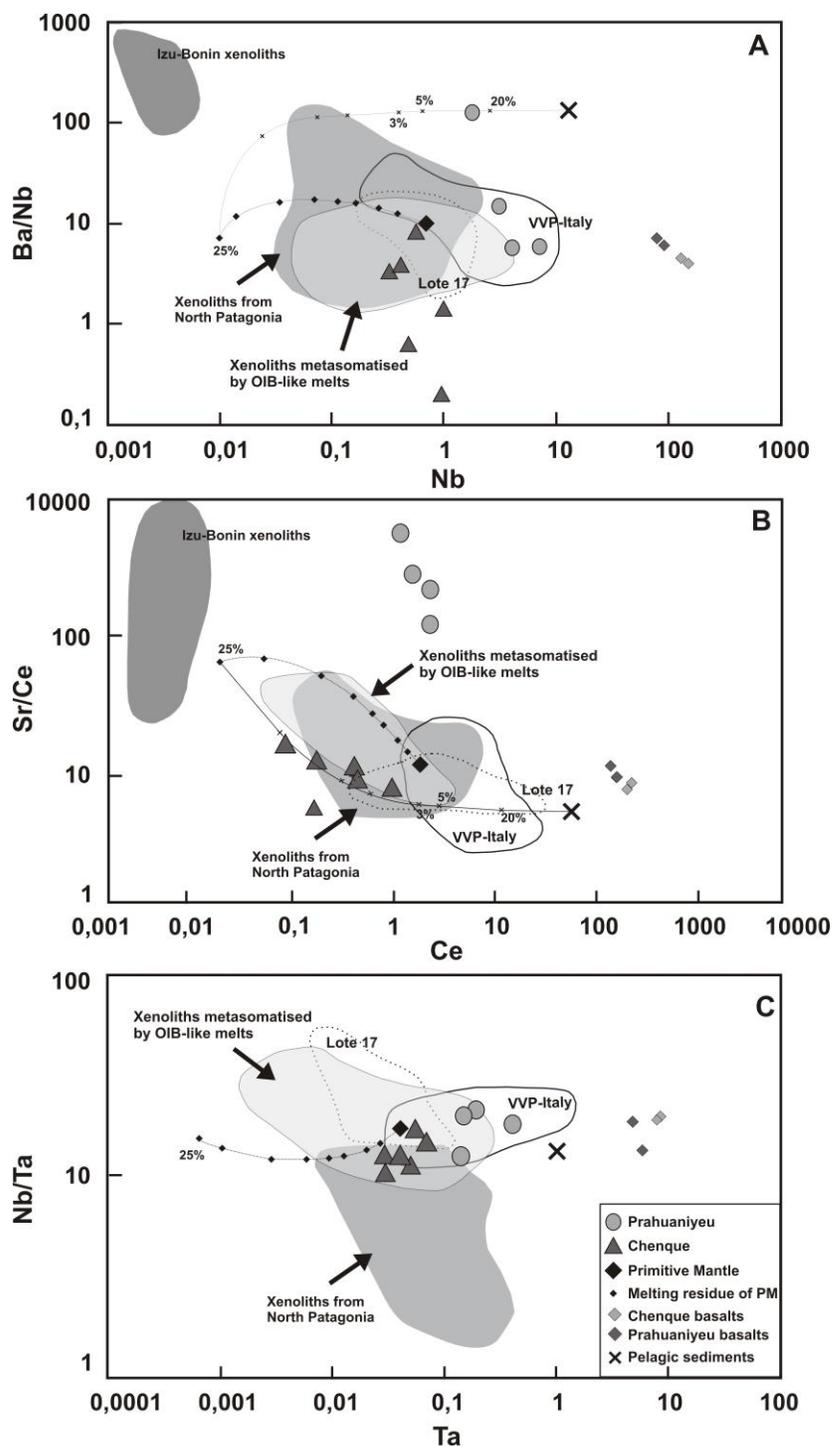


Figure 10: Three element ratio vs. element diagrams: a) Ba/Nb ratio against Nb (ppm) diagram; b) Sr/Ce ratio against Ce (ppm) diagram; and c) Nb/Ta ratio against Ta (ppm) diagram. Through these diagrams we note that samples of this study are very similar to samples from Veneto Volcanic Province, Italy (Gasparini et al., 2006). In this case, studied samples have two different enrichment processes. Other conclusions are in the text. The samples of comparison are the same shown and described in Fig.7.

Kay et al. (2007) suggest that the Somuncura Province magmas, the largest volcanic field in back arc Patagonia, located on the North Patagonian Massif, are explained by a transient plume-like mantle upwelling that intersected a subducting plate at a mantle 'wet spot' during the late Oligocene plate reorganization to the west in South America.

On the other hand, Jalowitzki et al. (2010), suggest that lithospheric mantle with OIB-like characteristics below the Agua Poca volcano (further northern of Prahuaníyeu and Chenque) is related to an eclogitic mantle and fluids from oceanic crust consumption during the Gondwana continental accretions occurred in the Phanerozoic, which facilitated the recycling in the mantle.

The Prahuaníyeu and Chenque SCLM geochemical signature can be explained by the model proposed by Anderson (2006), which proposes that regional differences in bulk lithologic heterogeneity of the asthenosphere, including harzburgite, lherzolite, and eclogite, provide a diversity of melt productivity in different places without requiring great variability in mantle temperature, consistent with the small range in eruptive temperatures of MORB and OIB (1220–1320°C). Eclogites are not single rock types but include recycled crust, cumulates and restites with various compositions and melting temperatures. Slab fragments are widely available in the shallow mantle (Meibom and Anderson, 2003) and the lithosphere has complex architecture and consists of older plate fragments (Anderson, 2006). Small volumes of slab-derived melts, strongly enriched in incompatible elements (e.g., saturated with garnet and clinopyroxene) are episodically injected into overlying depleted peridotite (Ringwood, 1990). Hybridisation between these melts and overlying peridotite may provide source regions for intraplaca magmas when subjected to later episodes of partial melting, which incorporate geochemical and isotopic signatures inherited from the former oceanic crust. Patagonia Argentina terrene was formed as a result of numerous accretions since the Proterozoic. Allochthonous microcontinents collision generated numerous subduction zones in this region. Fluids from slab fragments, derived from that innumerous subduction zones, could be the agent

that metasomatised the SCLM under the Prahuanियeu and Chenque volcanoes, North Patagonia and generated OIB-like characteristics presents in this mantle.

6. Concluding remarks

North Patagonia Argentina SCLM heterogeneities were studied in this work based on mantle xenolith samples from Prahuanियeu and Chenques volcanoes.

Chenque xenoliths, localized in the Inferred Collision Zone, show stronger strain rates compared to Prahuanियeu xenoliths could be a consequence of the subduction process that occurred between North Patagonian Massif and Deseado Massif. Peridotites of the Chenque region are generally more fertile than those of the Prahuanियeu. Thus, although an additional work on Prahuanियeu (maximum T_{RD} : model age at ~ 1.7 Ga) and Chenque (T_{RD} range from 0.71 to 0.03 Ga) xenoliths will be necessary to improve the understanding of the evolution of the SCLM from North Patagonia, the Os isotopic data currently (limited in number) provide evidence to confirm that the region below the North Patagonian Massif (represented by Chenque xenoliths, with $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ similar to modern oceanic peridotites) was formed recently from the heterogeneous convecting mantle, probably because of a past lithospheric delamination process. Thus, there was diachronous formation of lithospheric mantle from north to south, with the boundary at or near Inferred Collision Zone.

Trough geochemical data, North Patagonia SCLM has been undergone to numerous partial melting processes, and further incompatible element enrichment. Strong depletion in HRRE and strong enrichment in LRRE corroborate this assertion. Prahuanियeu and Chenque xenoliths show HFSE and LILE enrichments, providing characterization of a typical environment with influence of OIB-like fluid, and show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Prahuanियeu: 7037 to 0.7041; Chenque: 0.7037 to 0.7086) which indicates xenoliths interaction with fluids from subduction plate dehydration. We conclude that the mantle beneath North Patagonia Argentina was enriched by slabs, derived from ancient oceanic plates, and its fluids enriched the SCLM in OIB-like elements. In addition, xenoliths from both localities have high chalcophile element concentrations (W, Pb, Sn, and Sb) in its

composition. The high Pb/Ce ratio indicate metasomatism by fluids from the current subduction plate dehydration.

Acknowledgments

This research was supported by funding from CNPq-PROSUL (project AC-74) and Universal -2006 to R.V. Conceição. These sources of support are gratefully acknowledged. Thanks are also due Post-Graduate Program of Geosciences Institute, UFRGS, and thank you very much for our research group: GEM (mantle study group).

References

Anderson, D.A., 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics* 146, 7-22.

Bizimis, M, Salters, V.J.M, Bonatti, E., 2000. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chemical Geology* 165, 67-85.

Bjerg, E.A., Ntaflos, T., Thöni, M., Aliani, P., Labudia, C.H, 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50, 1267-1298.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J., 1994. Rutile–aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 327-339.

Carpenter, R.L., Edgar, A.D., Thibault, Y., 2002. Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineralogy and Petrology* 74, 149-162.

Chazot, G., Menzies, M., Harte, B., 1996. Silicate Glasses in Spinel Lherzolites from Yemen: Origin and Chemical Composition. *Chemical Geology* 134, 159-179.

Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Salvini, L., Siena, F., 2000. Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 303-320.

Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W., Rodriguez-Vargas, A., 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* 82, 273-287.

Cousens, B.L., Allan, J.F., Gorton, M.P., 1994. Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program Sites 797 and 794. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 421-434.

De Paolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 615-627.

Dill, H.G., 1998. Evolution of Sb mineralisation in modern fold belts: a comparison of the Sb mineralisation in the Central Andes (Bolivia) and the Western Carpathians (Slovakia). *Mineralium Deposita* 33, 359-378.

Dostal, J., Cousens, B., Dupuy, C., 1998. The Incompatible Element Characteristics of an Ancient Subducted Sedimentary Component in Ocean Island Basalts from French Polynesia. *Journal of Petrology* 39, 937-952.

Elkins-Tanton, L.T., 2005. Continental magmatism caused by lithospheric delamination. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), *Plates, Plumes, and Paradigms*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 388, pp. 449-462.

Gao, S., Rudnick, L., Xu, W.L., Yuan, H.L., Liu, Y.S., Walker, R.J., Puchtel, I.S., Liu, X., Huang, H., Wang, X.R., Yang, J. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 41-53.

Gasperini, D., Bosch, D., Braga, R., Bondi, M., Macera, P., Morten, L., 2006. Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province, (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere. *Geochemical Journal* 40, 377-404.

Gorring, M.L., Kay, S.M., 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 55-72.

Grégoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Giret, A., 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonate-rich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology* 41, 477-509.

Hart, S.R., Zindler, A., 1986. In search of a bulk-earth composition. *Chemical Geology* 57, 247-267.

Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M., McDermott, F., 1991. Element fluxes associated with subduction-related magmatism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 335, 393-405.

Hofmann, A.W., 2003. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. In: Carlson, R.W. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, vol. 2, Geochemistry of the Mantle and Core. Elsevier, pp. 61-101.

Ionov, D.A., Dupuy, C., O'Reilly, S.Y., Kopylova, M.G., Genshaft, Y.S., 1993. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 283-297.

Ionov, D.A., Bodinier, J.L., Mukasa, S.B., Zanetti, A., 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43, 1-41.

Ionov, D.A., Prikhodko, V.S., Bodinier, J.L., Sobolev, A.V., Weis, D., 2005. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: Petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 149, 647-665.

Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., Orihashi, Y., 2008. Contribuição de fluídos da placa de Nazca à fonte do magma alcalino do tipo OIB associado a uma pluma mantélica no norte da Patagônia Argentina. *Geochimica Brasiliensis* 22 (2), 073-090.

Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Orihashi, Y., Bertotto, G.W., Nakai, S., Schilling, M.E., 2010. Evolução geoquímica de peridotitos e piroxenitos do Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania, Argentina. *Pesquisa em Geociências* 37, 143-167.

Liu, J., Rudnick, R.L., Walker, R.J., Gao, S., Wu, F., Piccoli, P.M., Yuan, H., Xu, W., Xu, Y.G., 2011. Mapping lithospheric boundaries using Os isotopes of mantle xenoliths: An example from the North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 3881-3902

Lustrino, M., 2005. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Sci. Rev.* 72, 21-38.

Kay, S.M., Ardolino, A., Gorrington, M., Ramos, V., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48, 43-77.

Kilian, R., Behrmann, J.H., 2003. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *Journal of the Geological Society* 160, 57-70.

Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M., 2000. Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 359-375.

Mallmann, G., 2004. Processos e componentes mantélicos no norte da Patagonia (Argentina) e Relações com a subducção Andina: Evidências petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos ultramáficos mantélicos. Master Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil, p. 102.

Mahlburg-Kay, S., Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today* 11(3), 4-9.

McDonough, W. F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1-18.

McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374.

Meibom, A., Anderson, D.L., 2003. The statistical upper mantle assemblage. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 123-139.

Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J., 1987. *Mantle Metasomatism*. Academic Press, London. 422 pp.

Mercier, J.C., Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology* 16 (2), 454-487.

Meisel, T., Walker, R.J., Irving, A.J., Lorand, J.-P., 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1311-1323.

Morten, L., 1987. Italy: a review of xenolithic occurrences and their comparison with Alpine peridotites. *Mantle Xenoliths* (Nixon, P. H., ed.), 135-148, J. Wiley and Sons.

Mukasa, S.B., Vidal C., C.E., Injoque-Espinoza, J., 1990. Pb Isotope Bearing on the Metallogensis of Sulfide Ore Deposits in Central and Southern Peru. *Economic Geology* 85, 1438-1446.

Neubauer, F., Lips, A., Kouzmanov, K., Lexa, J., Ivazcanu, P., 2005. 1: Subduction, slab detachment and mineralization: The Neogene in the Apuseni Mountains and Carpathians Ore. *Geology Reviews* 27, 13-44.

Noll Jr., P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P., Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 587-611.

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

Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology* 39, 1577-1618.

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc lavas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 23 251-285.

Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R., Nixon P.H., 1995. Stabilisation of Archean lithospheric mantle: a Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 341-357.

Ramos, V.A., 1984. Patagonia, Un continente a la deriva? 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 311-325.

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

Regelous, M., Gamble, J.A., Turner, S.P., 2010. Mechanism and timing of Pb transport from subducted oceanic crust and sediment to the mantle source of arc lavas. *Chemical Geology* 273, 46-54.

Rieck Jr., N., Conceição, R.V., Koester, E., Dantas, C., 2007. O manto Litosférico Continental na Região do Cerro de Los Chenques, Argentina: Evidências de Heterogeneidade e Metassomatismo. *Geologia USP* 7 (1), 1-17.

Ringwood, A.E. 1990. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intrapalate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology* 82, 187-207.

Rivalenti, G., Mazzucchellia, M., Laurora, A., Ciuffi, S.I.A., Zanettib, A., Vannuccib, R., Cingolani, C.A., 2004. The back-arc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 17, 121-152.

Schilling, M., Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Kawashitab, K., Hervé, F., Morata, D., Motoki, A., 2005. Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos* 72: 209-229, issues 3-4.

Schilling, M., Carlson, R.W., Conceição, R.V., Dantas, C., Bertotto, G.W., Koester, E., 2008. Re-Os isotope constraints on sub-continental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 89-101.

Shaw, D.M., 2000. Continuous (dynamic) melting theory revisited. *The Canadian Mineralogist* 38, 1041-1063.

Shaw, D.M., 2006. *Trace Elements In Magmas: A Theoretical Treatment*. Cambridge University Press, 256 p.

Shirey, S.B., Walker, R.J., 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 423-500.

Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Escovar, R., 1982. Setting, Characteristics, and Age of the Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. *Economic Geology* 77, 1837-1850

Sillitoe, R.H., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper–gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences* 44, 373-388.

Simns, K.W.W., DePaolo, D.J., 1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (4), 765-784.

Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z., Kyser, T.K., 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 294-308.

Straub, S.M., Layne, G.D., Schmidt, A., Langmuir, C.H., 2004. Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5: Q01007, doi:10.1029/2002GC000408.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A. D. & Norry, M. J., editors). Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.

Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J., 2006. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology* 44 (7), 1261-1315.

Tatsumoto, M.; Basu, A.R.; Wankang, H.; Junwen, W.; Guanghong, X., 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched component EMI and EMII in sub-continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 107-128.

Yaxley, G.M.; Kamenetsky, V., 1999 In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases, *Earth and Planetary Science Letters* 172, 97-109.

White, W.M., 2007. Trace elements in igneous processes. In: White (ed). *Geochemistry*. Cap. 7, p 258-312. Available at www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/Chapter07.pdf. Access 02/2010.

Xu, X.; O'Reilly, S.Y.; Griffin, W.L.; Zhou, X., 2003. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. *Chemical Geology*, 3-4 (198), 163-188.

CAPÍTULO 4
ARTIGO CIENTÍFICO NACIONAL

Artigo submetido para a Revista Pesquisa em Geociências

Heterogeneidades do Manto Litosférico Subcontinental ao extremo Sul da Placa Sul-Americana: influência da subducção atual e interações litosfera-astenosfera sob o Campo Vulcânico de Pali Aike.

GERVASONI*, Fernanda¹; CONCEIÇÃO, Rommulo Vieira²; JALOWITZKI, Tiago Luís Reis¹; SCHILLING, Manuel Enrique³; ORIHASHI, Yuji⁴; NAKAI, Shun'ichi⁴

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500. Porto Alegre, RS. CEP 91501-970) e-mail: gervasoni.fe@gmail.com

² Departamento de Geologia, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500. Porto Alegre, RS. CEP 91501-970. e-mail: rommulo.conceicao@ufrgs.br;

³ Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile. e-mail: mschilling@sernageomin.cl

⁴ Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Yayoi 1-1-1, Bunkyo-Ku, 113-0032, Tokyo, Japan. e-mail: oripachi@eri.u-tokyo.ac.jp; snakai@eri.u-tokyo.ac.jp

Resumo

O Campo Vulcânico de Pali Aike (CVPA) está localizado no extremo sul da América do Sul em uma área complexa devido à interação das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia com a placa continental Sul-Americana, e a proximidade com a subducção da dorsal do Chile (Junção Tríplice do Chile). É formado por basanitos, basaltos alcalinos e rochas piroclásticas que hospedam xenólitos mantélicos compostos essencialmente por granada(gr)-espinélio(sp)-peridotitos e espinélio(sp)-peridotitos, com presença de pargasita e flogopita. Os xenólitos mantélicos estudados neste trabalho pertencem ao maar Laguna Timone, em Pali Aike, e são predominantemente gr-sp lherzolitos, sp-lherzolitos, gr-sp hazburgitos e um glimerito. A paragênese mineralógica granada+espinélio+Ti-flogopita+K-pargasita presente nas amostras, indicam que as rochas provêm da zona de transição granada-espinélio peridotito no manto superior. Eventos de fusão parcial nas amostras são observados através da correlação negativa definida entre os elementos maiores contra o #Mg, o empobrecimento dos ETR pesados nos sp-lherzolitos, submetidos a até 16% de fusão parcial (fusão em equilíbrio não modal) e pelo padrão ETR leves < ETR pesados dos gr-sp-hazburgitos. Os gr-sp lherzolitos possuem valores similares

ao do Manto Primitivo, caracterizando-se como um manto “fértil” comparado às demais amostras. Todos os xenólitos possuem expressivo enriquecimento nos elementos calcófilos (W, Pb, Mo, Sn), devido ao metassomatismo pela subducção da placa de Antártica sob a placa Sul-Americana. A presença de um glimerito, de peridotitos com minerais hidratados (flogopita e pargasita) e as similaridades com peridotitos metassomatizados por líquidos astenosféricos (e.g. peridotitos do distrito de Manzaz, Argélia e peridotitos do campo vulcânico Vitim, Baikal, Sibéria) com baixas razões Ba/Nb, Ba/La e U/Nb, indicam metassomatismo por fluidos astenosféricos, devido ao soerguimento da astenosfera durante a passagem da Junção Tríplice do Chile pela região de Pali Aike.

Palavras-chave: Pali Aike, xenólitos mantélicos, manto litosférico subcontinental, metassomatismo, subducção, fluidos astenosféricos

Abstract

The Pali Aike Volcanic Field is located in southern South America, where there is a complex tectonics system due interactions between Nazca, Antartica and Scotia oceanic plates to South-American continental plate, and between Nazca and Antartica plate there is the Chile ridge (Chile Triple Junction). This volcanic field has basanites, alkali basalts and pyroclastic rocks that host garnet- and spinel- peridotites, sometimes with phlogopite and pargasite. The mantle xenoliths of this study are from Laguna Timone maar, located in Pali Aike, and are predominatly gr-sp lherzolites, sp-lherzolites, gr-sp harzburgites and one glimmerite. This mineralogical paragenesis garnet+spinel+Ti-phlogopite+k-pargasite are present in the studied samples, and suggest an origin from garnet-spinel peridotite transition zone in the upper mantle. Partial melts events are observed in the samples trough the negative correlation between major elements and #Mg, the heavy REE depletion in sp-lherzolites that suffered like a 16% of partial melt (batch melting non-modal), and the light REE < heavy REE gr-sp harzburgite pattern. The gr-sp lherzolites have values similar to Primitive Mantle, with characteristics of “fertile” mantle. All mantle xenoliths have enrichments in chalcophiles elements (W, Pb, Mo, Sn) due metasomatism by actual subduction of Antartica plate under the South-American plate. The glimmerite occurrence, hydrated minerals (phlogopite and pargasite) in peridotites and similarities with peridotites that suffered metasomatism by asthenospheric melts (Manzaz, Argelia peridotites and Vitim Volcanic Field, Baikal, Siberia peridotites), with low Ba/Nb, Ba/La and U/Nb, suggests asthenospheric fluids metasomatism. These interactions between asthenosphere-lithosphere occurs due

upwelling of underlying asthenospheric mantle when the Chile Triple Junction was on the same latitude of Pali Aike

Keywords: Pali Aike, mantle xenoliths, subcontinental lithospheric mantle, metasomatism, subduction, asthenospheric fluids

1 - Introdução

O Campo Vulcânico de Pali Aike (CVPA) está localizado na porção sul da América do Sul (Fig.1), à leste de uma área geotectonicamente complexa devido à interação direta das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia com a placa continental Sul-Americana. Entre a placa de Nazca e Antártica ocorre a dorsal do Chile, responsável por um regime extensional entre essas duas placas. A subducção desta dorsal sob a placa Sul-Americana forma a Junção Tríplice do Chile (Candie & Leslie, 1986). Esta subducção ocasiona a abertura de uma janela astenosférica, e o surgimento da da astenosfera sob a região do CVPA.

O CVPA pertence à região da Patagônia Argentina e Chilena e é a província basáltica de platô localizada mais ao sul da Patagônia Argentina, com uma área vulcânica de ~4.500km². (Fig.1). É composto por cones de escórias e lavas (basanitos e basaltos alcalinos) ambos de composição alcalina, e rochas piroclásticas, como tufos associados à maars (erupções vulcânicas explosivas devido a interação de magmas básicos e ultrabásicos com águas subterrâneas). Algumas lavas basálticas e rochas piroclásticas hospedam xenólitos mantélicos compostos essencialmente por granada(gr)-espinélio(sp)-peridotito e sp-peridotitos (.g. Stern et al., 1999; D’Orazio et al., 2000; Mazzarini & D’Orazio, 2003; Wang et al., 2008). A área de estudo está localizada na parte chilena do CVPA (Fig.1), e se encontra aos arredores de um lago, chamado Laguna Timone, que está incluso em um maar. Os xenólitos mantélicos de Laguna Timone estão hospedados em rochas piroclásticas, e são predominantemente gr-sp-harzburgitos com presença de flogopita em algumas amostras, sp-lherzolitos e gr-sp-lherzolitos com presença de pargasita em algumas. A ocorrência de xenólitos mantélicos com granada e espinélio nas mesmas amostras é pouco comum no mundo, sendo Pali Aike a única região onde estas rochas ocorrem na Patagônia. Uma pequena ocorrência com granada e espinélio em

amostras distintas pode ainda haver na região de Prahuaniyeu (e.g. Bjerg et al., 2009), mas essas amostras apresentam-se bastante alteradas para a sua boa caracterização.

Devido às características petrológicas, e pelo complexo ambiente tectônico onde CVPA está inserido, o Manto Litosférico Subcontinental (MLSC) da região é especialmente interessante para estudos geoquímicos. Estudos realizados a partir de amostras de basaltos (Mazzarini & D'Orazio, 2003) e de peridotitos (Skewes & Stern, 1979; Stern et al., 1989, 1999; Kempton et al., 1999a, 1999b; Wang et al., 2008) do CVPA têm contribuído para o melhor entendimento do MLSC de Pali Aike. Esses estudos propõem uma litosfera para a região similar à litosfera oceânica e metassomatizada por líquidos silicáticos (melts) de origem astenosférica (Stern et al., 1999; Wang et al., 2008, respectivamente).

O presente trabalho apresenta dados de petrografia e composições químicas de rocha total em 24 peridotitos e um glimerito de um maar incluso na Laguna Timone, no CVPA. Esses dados objetivam caracterizar o MLSC da região de Pali Aike, e mostram, através de mineralogia, texturas e geoquímica de elementos maiores e traços de rocha total, a presença de metassomatismo pela subducção atual e metassomatismo por fluidos astenosféricos devido interação litosfera-astenosfera, possivelmente provocada pela subducção da dorsal do Chile sob a região.

2 – Geologia

Devido aos diferentes ângulos de subducção das placas de Nazca e Antártica sob a placa Sul-Americana, a Cordilheira dos Andes foi dividida em quatro zonas de arco vulcânico recente: Zona Vulcânica Norte (ZVN – 5° N e 2° S), Zona Vulcânica Central (ZVC – 14°S e 27°S), Zona Vulcânica Sul (ZVS – 33° S e 46° S) e Zona Vulcânica Austral (ZVA – 49° S e 55° S) (Thorpe & Francis, 1979; Thorpe 1984; Stern & Kilian 1996; Ramos, 1999). Entre a ZVS e ZVA, as placas de Nazca e Antártica estão separadas pelo sistema extensional da dorsal do Chile, e, junto com a dorsal, subductam a placa Sul-Americana, formando a conhecida Junção Tríplice do Chile (Cande & Leslie, 1986; Ramos, 1999; Bjerg et al, 2005) (Fig.1).

O CVPA está localizado na área de retroarco da Zona Vulcânica Austral, na região mais ao sul da Patagônia Chilena, e está ao sudeste da Junção Tríplice do Chile e ao sul do Maciço Deseado (Fig.1). A origem e a evolução tectônica da porção sul da Patagônia, e suas relações com o supercontinente Gondwana, ainda são temas de discussões (e.g., Ramos, 1986; Von Gonsen, 2002; Pankhurst et al., 2003; Rapalini, 2005; Pankhurst et al., 2006; Ramos, 2008; Wang et al., 2008). Vários autores têm reconhecido o Maciço Deseado (Fig. 1), ao norte de Pali Aike, como uma placa independente (e.g., Aguirre Ramos-Urreta, 2000; Schilling et al, 2008) de idades proterozóicas (580 Ma: Pankhurst et al, 2003, 2006; e 1,34-1,74 Ga: Schilling et al, 2008) que juntamente com a porção mais ao sul da Patagônia, onde atualmente encontra-se Pali Aike, colidiu com a margem oeste do supercontinente Gondwana, que incluía o Maciço Norte Patagônico, após um período de subducção de direção nordeste (Pankhurst et al., 2006). Entretanto, a hipótese do Maciço Deseado ser um microcontinente alóctone é contrária a idéia proposta por Ramos (2008), que apresenta dados de datação em zircões que comprovam que o embasamento do Maciço Norte Patagônico e Maciço Deseado são autóctones ao supercontinente Gondwana. Ramos (2008) também não encontra evidências suficientes que comprovam a subducção entre os dois maciços, sugerindo que a possível subducção poderia ter ocorrido no início do Paleozóico, formando assim um bloco único, chamado bloco Patagônico. Idades semelhantes ao Maciço Deseado são também relacionadas com o embasamento metamórfico da Tierra del Fuego, 100km ao sul de Pali Aike, datado em 529Ma por U-Pb em zircões (Söllner et al., 2000; Wang et al., 2008). No entanto, para a litosfera de Pali Aike, Schilling et al., (2008) sugere uma idade jovem, Fanerozóica (60Ma – 91Ma).

Atualmente, o CVPA está localizado em uma área complexa devido à interação direta de três placas oceânicas (Nazca, Antártica, Scotia) e a placa continental Sul-Americana, com a ocorrência de uma zona de convergência entre a placa de Nazca e a Antártica sob a placa Sul-Americana, e uma zona de transcorrência entre a placa de Scotia e a placa Sul-Americana (Fig.1). Há cerca de 16Ma a dorsal do Chile, que separa a placa de Nazca e a Antártica em um regime extensional, colidiu com a Cordilheira dos Andes próximo a latitude de Tierra del Fuego (Cande e Leslie, 1986) formando a

conhecida Junção Tríplice do Chile, que desde então tem migrado em direção ao norte até sua posição atual, 46,5°S, próximo à latitude da Península de Taitao (Mazzarini & D'Orazio, 2003). A subducção da dorsal do Chile sob a placa Sul-Americana resultou na formação de uma janela astenosférica e uma extensa erupção de lavas alcalinas e toleíticas do tipo platô na região de retroarco da Cordilheira Andina, desde o Mioceno Inferior até o recente (e.g., Ramos and Kay 1992; Gorrington et al. 1997; D'Orazio et al. 2000). O CVPA é a província basáltica de platô que se encontra mais ao sul na Patagônia Argentina e Chilena, com uma área vulcânica de ~4.500km², e consiste principalmente de basanitos, basaltos alcalinos e rochas piroclásticas que hospedam gr- e sp-peridotitos (Mazzarini & D'orazio; 2003). Maars são também encontrados no CVPA, sendo um deles o ponto de coleta das amostras deste estudo, conhecido como Laguna Timone, localizado na parte Chilena do CVPA. Laguna Timone (52°01'39" S, 70°12'53" W) é um lago incluso em um maar, composto por rochas piroclásticas que hospedam xenólitos mantélicos de grandes dimensões, compostos predominantemente por gr-sp peridotitos com presença de minerais hidratados (pargasita e flogopita).

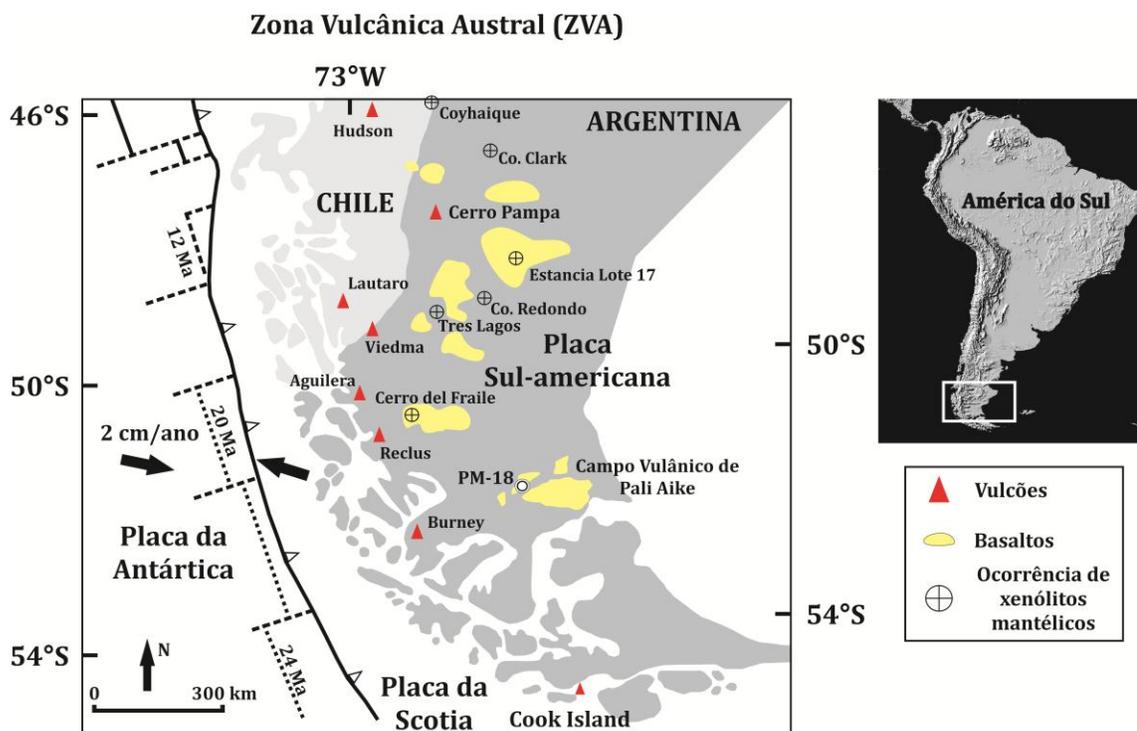


Figura 1. Mapa da região sul da América do Sul mostrando o Campo Vulcânico de Pali Aike, onde encontra-se o maar Laguna Timone, localização dos xenólitos mantélicos deste estudo. O mapa também mostra as feições tectônicas da região, como a interação das placas de Antártica e Scotia com a placa Sul-Americana, e a subdução da dorsal do Chile formando a Junção Tríplice do Chile (Candie & Leslie, 1986). Mapa modificado de Stern et al, (2004).

3 – Métodos Analíticos

A descrição petrográfica e dos aspectos texturais dos xenólitos de Laguna Timone foram realizadas com auxílio de microscópio óptico petrográfico e com análises no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), com sistema EDS (Energy Dispersive System).

A análise de elementos maiores em rocha total foi realizada através de espectrômetro de Fluorescência de raios-X (XRF; Phillips PW2400) no Earthquake Research Institute, da The University of Tokyo. As pastilhas fundidas de rocha total para análise de XRF foram preparadas a partir da mistura de 1,8g de rocha total pulverizada com 3,6 g de metaborato/tetraborato de lítio. Foram adicionados 0,54 g de nitrato de lítio como oxidante do ferro na amostra de rocha total e misturado por três minutos. Esta

mistura foi aquecida até 1.200°C durante 15 minutos em um cadinho 95%Pt-5%Au com diâmetro interno de 30mm, usado em um amostrador automático de pastilha de vidro fundida. O procedimento detalhado e teste da homogeneidade da pastilha de vidro fundida para análise de elementos maiores na XRF são descritas por Tanaka & Orihashi (1997) e Tani et al. (2002).

As análises de elementos traços em rocha total foram realizadas em solução de rocha, nos laboratórios do Earthquake Research Institute, da University of Tokyo no Japão. As amostras pulverizadas de rocha total (< 200 mesh) foram pesadas ($0,05 \pm 0,003$ g) e depositadas em frascos de teflon (Savilex). Em seguida, foram adicionadas 20 gotas de HF, 5 gotas de HNO₃ (14%) e 5 gotas de HCl nos Savilex com amostra, e então fechados e colocados na chapa elétrica a 140°C por 3 dias. Após esta etapa, os Savilex foram abertos e mantidos em chapa elétrica para a evaporação dos reagentes. O segundo ataque foi realizado adicionando-se 5ml de HNO₃ (20%) no Savilex ainda quente para melhor dissolução do resíduo, que em seguida foram fechados e mantidos sobre chapa elétrica durante 24h. Após o segundo ataque, o Savilex foi aberto para a evaporação do reagente. Depois de ter evaporado totalmente, foi realizado o terceiro ataque, colocando 3ml de HNO₃ (20%) e mantendo o Savilex fechado em chapa elétrica por mais 24h. Por fim, os Savilex foram abertos e os 3ml de solução em HNO₃ (20%) foram coletados. Dois padrões externos foram utilizados para as análises das amostras em solução. Para os cálculos de correção da matriz utilizou-se a sensibilidade do In e o Bi detectadas nas soluções das amostras e do padrões (valores médios dos padrões). As concentrações foram obtidas através de um ICP-MS quadrupolo (PQ3, Thermo Elemental).

As análises dos elementos calcófilos (W, Pb, Mo, Sn) foram realizadas no laboratório de ICP-MS do Department of Earth Sciences, da Memorial University of Newfoundland (MUN) no Canadá. Para a digestão das amostras utilizou-se o método de Alta Pressão (High Pressure) do laboratório, descrito e desenvolvido por Diegor et al, (2001). Pesou-se 0,1g da amostra na forma de pó em bomba de politetrafluoretileno limpa e adiciona-se 3 ml de HNO₃ 8M e 2ml HF 30%. Após isso, fechou-se a bomba e a acoplou em jaquetas de alumínio e em seguida em um disco de metal (ver artigo de Diegor et al, 2001). A bomba com a amostra foi então condicionada a uma temperatura

de 200°C em um forno por 24h. Depois do aquecimento, abriu-se a bomba, e sobre uma chapa quente (70°C) foi evaporado o reagente. Foram realizados mais dois ciclos de ataque químico com HNO₃ sobre chapa quente e bomba aberta. Este procedimento de digestão durou três dias. No final do ataque, foram adicionados à solução 1,35 ml de ácido oxálico (0,222 M), para complexar o Fe e os outros elementos traços em solução, e 0,665 ml de mistura de HF-bórico (0.1M HF/0.45M ácido bórico), para estabilizar os elementos Nb e Ta, e ácido bórico para complexar o excesso de íons F⁻. As análises foram realizadas em um ICP-MS Perkin-Elmer ELAN® model 250 ICP-MS. O tempo de contagem total por massa foi de 10s e o tempo de permanência por massa foi de 0,05s. A sensibilidade das massas foi determinada por calibrações externas e calibrações por substituição (surrogate calibration) para Mo (usando Zr e Hf). Foram utilizados 3 padrões externos com diferentes elementos e concentrações variadas, e um padrão interno com 4 elementos (Sc, In, Re e U) de concentrações variadas. O Índio, além de ser um desses padrões internos, também foi usado para correção do drift. A redução dos dados foi realizada depois das análises, em uma planilha excel.

4 – Resultados

4.1. Petrografia

Xenólitos mantélicos de Laguna Timone foram classificados através de sua mineralogia e textura como gr-sp lherzolitos, sp-lherzolitos e gr-sp harzburgitos (Tab.1). Uma das amostras (PM18-3) foi classificada como um glimerito (Tab.1) devido à predominância de flogopita (flog) em sua composição (>90%), e em menor quantidade ortopiroxênio (opx), olivina (ol) e granada (gr). Em algumas amostras de gr-sp lherzolitos e gr-sp harzburgitos ocorre a presença dos minerais hidratados flogopita e pargasita (Fig.2a,b,f). Em geral, os peridotitos possuem textura protogranular com a presença de alguns minerais recristalizados, e com algumas amostras tendendo a textura porfiroclástica tipo I (Mercier and Nicolas, 1979), Nenhum peridotito apresenta feições de infiltração da rocha hospedeira nas lâminas delgadas. A textura e a composição mineralógica de cada amostra encontram-se sumariados na tabela 1.

Tabela 1. Xenólitos mantélicos da localidade de Laguna Timone, Campo Vulcânico de Pali Aike, sul da Patagônia Chilena. Abreviações: Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Gr = granada, Spl = espinélio, Flog = flogopita, Parg = pargasita, Ilm = ilmenita.

Amostra	Paragênese Mineralógica	Textura	Classificação
PM18-7	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-9	ol + opx + cpx + gr + sp + parg	Protogranular	Gr-sp lherzolito c/ parg
PM18-11	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-12	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-13	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-14	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-16	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-19	ol + opx + cpx + gr + sp + parg	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp lherzolito c/ parg
PM18-21	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular	Gr-sp lherzolito
PM18-28	ol + opx + cpx + gr + sp	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp lherzolito
PM18-29	ol + opx + cpx + gr + sp + parg	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp lherzolito c/ parg
PM18-2	ol + opx + cpx + sp	Protogranular a Porfiroclástica I	Sp-lherzolito
PM18-27	ol + opx + cpx + sp	Protogranular	Sp-lherzolito
PM18-30	ol + opx + cpx + sp	Protogranular a Porfiroclástica I	Sp-lherzolito
PM18-33	ol + opx + cpx + sp	Protogranular	Sp-lherzolito
PM18-35	ol + opx + cpx + sp	Protogranular a Porfiroclástica I	Sp-lherzolito
PM18-43	ol + opx + cpx + sp	Protogranular a Porfiroclástica I	Sp-lherzolito
PM18-45	ol + opx + cpx + sp	Protogranular	Sp-lherzolito
PM18-1	ol + opx + gr + sp + flog ± cpx	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp harzburgito c/ flog
PM18-17	ol + opx + gr + sp ± cpx	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp harzburgito
PM18-22	ol + opx + gr + sp + flog ± cpx	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp harzburgito c/ flog
PM18-23	ol + opx + gr + sp ± cpx	Protogranular	Gr-sp harzburgito
PM18-24	ol + opx + gr + sp + flog ± cpx	Protogranular	Gr-sp harzburgito c/ flog
PM18-36	ol + opx + gr + sp ± cpx	Protogranular	Gr-sp harzburgito
PM18-3	flog + opx + ilm ± ol ± gr ± cpx	Protogranular	Glimerito

Os sp-lherzolitos são compostos por forsterita, enstatita, diopsídio e espinélio e possuem essencialmente textura protogranular a porfiroclástica I, com pouca ou nenhuma textura de recristalização. As olivinas (3 a 5mm) são cristais subédricos, possuem bordas curvilíneas em contato com os demais cristais, e algumas vezes possuem kink bands. Os cristais recristalizados de forsterita possuem dimensões menores (~1mm), forma euédrica e textura poligonal, identificada pelo contato reto e com ângulo de 120° entre os cristais. As enstatitas (~4mm) possuem cor amarronzada em luz natural, são anédricas e também possuem borda curvilínea no contato com os demais cristais. O diopsídio possui cor verde em luz natural, são cristais anédricos, com dimensões menores (~1,5mm) que as forsteritas e enstatitas, e encontram-se normalmente em contato irregular com as enstatitas. O mesmo ocorre para os espinélios (<1mm), que apresentam cor vermelho escuro em luz natural e encontram-se entre os limites dos grãos sempre em contato com a enstatita.

Os gr-sp lherzolitos são compostos por forsterita, enstatita, diopsídio, piropo e espinélio, e em três amostras há a presença de pargasita (PM18-9; PM18-19; PM19-29) (Tab.1). Possuem textura protogranular e algumas amostras apresentam cristais de forsterita e enstatita mais alongados (Fig.2a) indicando a transição para textura porfiroclástica I. As forsteritas possuem forma subédrica, contatos curvilíneos com outros cristais, dimensões grandes (~5mm) e apenas algumas possuem kink bands, o que indica pouca deformação para essas rochas. Quando em contato com a granada, as forsteritas possuem dimensões menores (~2mm) e forma irregular. Forsteritas recristalizadas (<1mm) com textura poligonal também ocorrem em gr-sp lherzolitos, normalmente em contato com enstatita, diopsídio e granada (Fig.2c). As enstatitas possuem tamanhos variados (1 a 5mm), forma anédrica, e bordas curvilíneas, sendo assim também o contato com os demais cristais. Os diopsídios possuem uma cor verde intensa em luz natural (Fig.2c,d), dimensões menores (<2mm) que as olivinas, enstatitas e granadas, e normalmente encontra-se em contato com as enstatitas. O piropo (1 a 2,5mm) possui cor rosa em luz natural, forma anédrica, e normalmente encontra-se em contato com enstatita, diopsídio e olivina, como mostra a figura 2 (c,d,e). Apresenta textura kelifítica (Fig.2e) identificada por bordas de reação formadas por vários microcristais. Wang et al, (2008a) estudaram os peridotitos do CVPA e descrevem granadas com bordas de reação muito similares, composta por microcristais de espinélio e piroxênios, que se formam durante a ascensão dos xenólitos. Stern et al, (1999) descreve esta textura nas granadas de Pali Aike e atribui a sua origem a um recente aquecimento no MLSC da região. O piropo ainda apresenta inclusões de espinélio, rico em cromo e magnésio (espinélio magnesiocromita) (Fig.2c,d). Os espinélios (magnesiocromita; segundo análise em EDS) possuem dimensões pequenas (<0,5mm), cor preta em luz natural, e estão sempre inclusos no piropo. A inclusão de espinélio em granada e o contato da granada com olivina, opx e cpx, como visto nas amostras estudadas (Figura 2 c, d) podem indicar que estas amostras se encontravam na zona de transição gr-sp peridotito no MLSC sob a região de Pali Aike. As pargasitas (~1mm) (Fig.2 a,b) apresentam forma anédrica, cor marrom em luz natural, não apresentam boa clivagem e geralmente encontram-se em contato com o diopsídio. Análise em sistema EDS permite concluir que são pargasitas potássicas. A presença de

pargasita potássica no manto, associado com granada, espinélio e flogopita, é estável em zonas de até ~2,5GPa e ~1150°C para ambientes subsaturados em água, e ~2,0GPa e ~1000°C, para ambientes saturados em água (Conceição & Green, 2004). A associação de pargasitas potássicas com granada, espinélio e flogopita no manto também sugerem que as amostras de Laguna Timone são originadas de uma zona mais profunda do MLSC, na região de transição de fase de gr-sp peridotito no manto.

Os gr-sp harzburgitos possuem forsterita, enstatita, piropo, espinélio (magnesiocromita) e pouquíssimas ocorrências de diopsídio em sua composição mineralógica. Em três amostras (PM18-01; PM18-17; PM18-22) há a ocorrência de flogopita (Tab.1). Os gr-sp harzburgitos apresentam cristais de forsterita e enstatita mais alongadas, indicando a transição da textura protogranular para porfiroclástica I. As forsteritas são cristais com grandes dimensões (~5mm), alguns deles apresentam kink bands, e possuem forma subédrica e contatos curvos com os demais cristais. Os gr-sp harzburgitos também apresentam forsteritas recristalizadas, com forma euédrica e textura poligonal como nas demais amostras de Laguna Timone, e esta feição se dá normalmente quando próxima à granada. A enstatita possui dimensões variadas (1 a 5mm), cor amarronzada em luz natural e forma anédrica. O diopsídio, quando presente, possui tamanho pequeno (<1mm), são anédricos e se encontram em contato com a enstatita. O piropo nos gr-sp harzburgitos, apresentam dimensões maiores (1 a 5mm) que nos gr-sp lherzolitos, e no caso das amostras PM18-22 e PM18-36, alguns cristais de piropo não possuem espinélio incluso, sendo estes os maiores cristais de granada presente na lâmina delgada (Fig.2e). Os cristais de piropo sem espinélios incluso estão normalmente em contato com forsterita, enquanto que os cristais com espinélio incluso encontram-se em contato normalmente com as enstatitas. Os piropos dos gr-sp-harzburgitos também possuem textura kelifítica mostrada pela borda de reação, como no caso dos gr-sp lherzolitos (Fig.2e). Os espinélios, quando presente, possuem tamanho pequeno (<1mm), cor preta à avermelhada, e encontram-se inclusos nas granadas. As flogopitas (análise em EDS) possuem cor marrom em luz natural, encontram-se anédricas, sempre associada as enstatitas, mas não apresentam boa clivagem e a extinção mosqueada é fraca. Análises em EDS permitem inferir que são Ti-flogopitas. A ocorrência de flogopita em peridotitos

com espinélio e granada é sugerida em torno de 2 a 2,5GPa (Conceição & Green, 2004), podendo também ser um indicativo da zona de transição granada- espinélio no manto.

O glimerito foi descrito como um “glimerito”, baseado na grande quantidade de flogopita presente na amostra (>90%)(Fig.2f). Ele é composto por Ti-flogopitas euédricas (~1mm e/ou menores que 1mm), sem orientação preferencial aparente. As enstatitas no glimerito possuem pequenas dimensões(<1mm) e ocorrem anédricas anédrica entre os cristais de flogopita, sugerindo a sua cristalização posterior à mica. A forsterita (~1mm) possui forma subédrica e algumas fraturas. O piropo presente (<1mm) está bem alterados e fraturado, e encontra-se em contato com a forsterita e a enstatita. Magnésio-ilmenitas foram identificados (análises em EDS) no glimerito e ocorrem por toda a amostra. Glimeritos normalmente estão associados a líquidos alcalinos de origem profunda no manto superior, como os encontrados por Grégoire et al, (2002), nos xenólitos associados aos kimberlitos de Kimberley, África do Sul. Menzies et al, (1987) descreve que o metassomatismo astenosférico ocorre devido a interação astenosfera-litosfera, através da infiltração de veios astenosféricos em granada e/ou espinélio peridotitos presentes na litosfera. Os veios astenosféricos podem ser líquidos silicáticos alcalinos, ou fluidos de composição MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio) e/ou glimeritos.

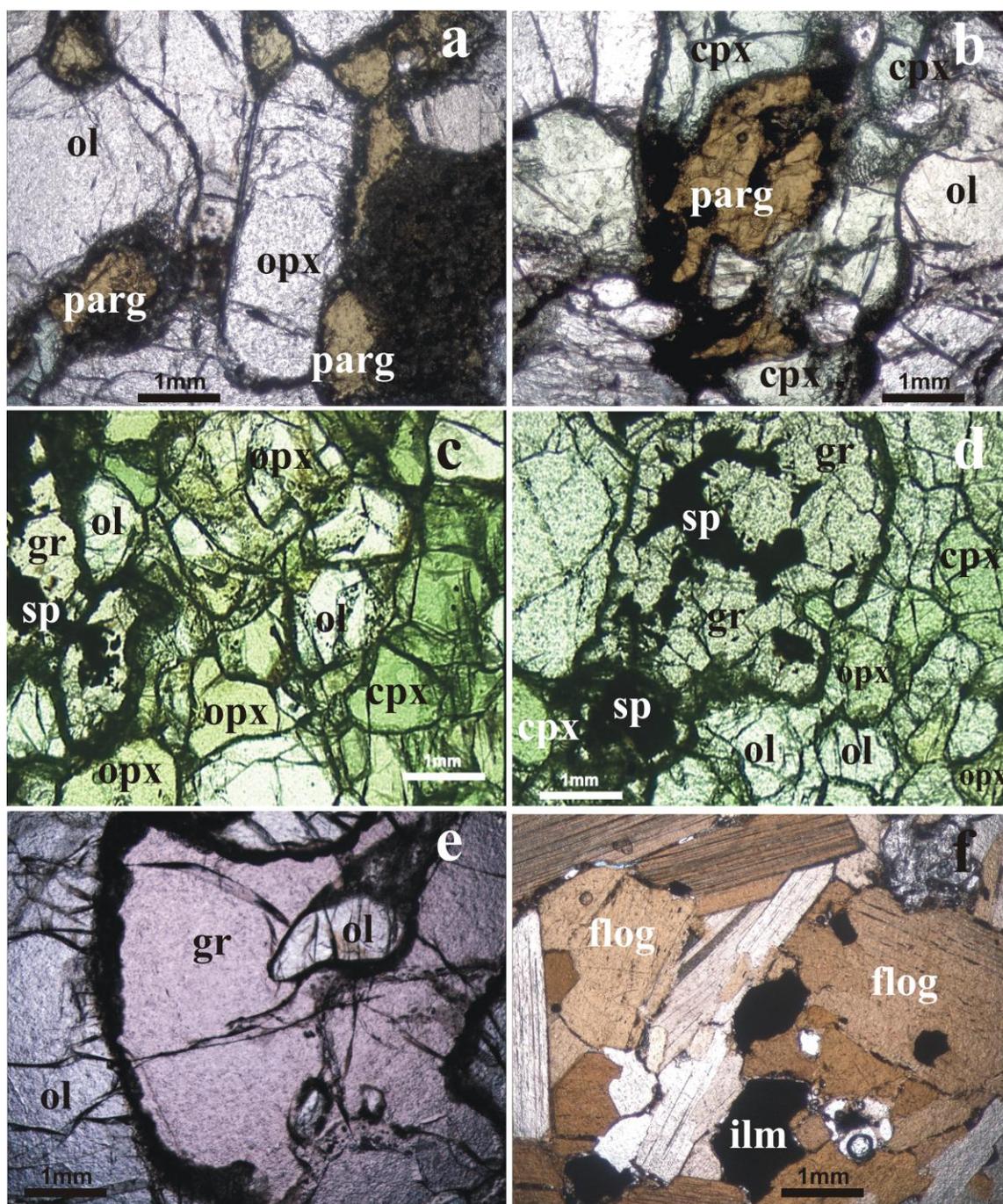


Figura 2. As fotomicrografias mostram as principais feições mineralógicas e texturais encontradas nos xenólitos mantélicos de Laguna Timone. A) cristais de k-pargasita (parg) sem clivagem aparente e com bordas de reação, em contato com enstatita (opx) e forsterita (ol) alongadas, identificando também textura protogranular a porfiroclástica I; B) cristais de k-pargasita sem clivagem aparente e em contato com diopsídio (cpx) e reações entre os cristais; C) piropo (gr) com espinélio (sp) incluído, e em contato com enstatita, diopsídio, e forsterita

recristalizada; D) piropo com espinélio incluído, em contato com forsteritas recristalizadas, enstatita e diopsídio; E) piropo sem espinélio incluído e com textura kelifítica identificada pela borda de razão presente no cristal; F) glimerito com Ti-flogopita (flog) euédrica e clivagem boa, e magnésio-ilmenitas (ilm).

4.2 Geoquímica de Rocha Total

4.2.1 Elementos Maiores

Os peridotitos deste trabalho possuem #Mg $[(\text{MgO}/40,3)/((\text{MgO}/40,3)+(\text{FeO}_{\text{total}}/71,8))]*100$ entre 87,9 e 90,8, (Tab.2) o que os caracterizam de origem mantélica, como proposto por McDonough (1990) (#Mg > 85). O glimerito possui #Mg igual a 83,3, sendo mais alto que o valor do calcita-apatita glimerito (#Mg = 75,05), e mais baixo que o valor do flogopita-ilmenita-clinopiroxênio glimerito (#Mg = 90,04), ambos de Kimberley, África do Sul (Grégoire et al, 2002). Os teores de Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , FeO_t e Na_2O variam entre os grupos de amostras de Laguna Timone. Os sp-lherzolitos possuem teor de Al_2O_3 entre 1,72 e 3,39 wt%; FeO_t entre 7,67 e 8,43 wt%; TiO_2 entre 0,05 e 0,14 wt%; CaO entre 0,87 e 2,92 wt% e Na_2O entre 0,27 a 0,40wt%. Os gr-sp lherzolitos possuem maiores conteúdos de Al, Fe e Ca comparados aos sp-lherzolitos, com teores de Al_2O_3 variando entre 2,87 à 4,67 wt%; FeO_t entre 7,75 a 8,83 wt% e CaO entre 2,31 a 3,37 wt%. Apresentam também conteúdos de TiO_2 variando entre 0,05 a 0,23 wt%; e Na_2O entre 0,34 a 0,50wt%. Os gr-sp harzburgitos possuem valores ainda maiores de Al e Fe quando comparados com as demais amostras, com Al_2O_3 de 3,03 à 7,22 wt%; FeO_t entre 8,55 a 9,50 wt%; TiO_2 0,15 a 0,27 wt%; CaO entre 0,61 a 2,22 wt% e Na_2O entre 0,19 a 0,33wt%. O aumento de Al das amostras está diretamente relacionado com a presença de granada.

Tabela 2. Concentração (wt%) dos elementos maiores em rocha total, e concentrações (ppm) dos elementos menores e traços.

Rocha	gr-sp lherz						gr-sp lherz					gr-sp lherz		sp-lherz	sp-lherz
	gr-sp lherz	c/ parg	gr-sp lherz	gr-sp lherz	gr-sp lherz	gr-sp lherz	c/ parg	gr-sp lherz	gr-sp lherz	gr-sp lherz	c/ parg	sp-lherz	sp-lherz		
Amostra (wt%)	PM18-7	PM18-9	PM18-11	PM18-12	PM18-13	PM18-14	PM18-16	PM18-19	PM18-21	PM18-28	PM18-29	PM18-2	PM18-27		
SiO2	45,04	45,02	44,87	45,39	44,88	44,97	45,03	45,03	45,33	45,02	45,32	44,54	45,31		
TiO2	0,14	0,13	0,12	0,16	0,10	0,05	0,14	0,17	0,15	0,23	0,09	0,05	0,13		
Al2O3	3,81	3,47	3,50	3,62	3,16	2,89	3,53	4,67	4,39	4,18	2,87	2,15	3,39		
FeOt	8,17	8,29	8,11	8,22	8,23	7,99	8,83	8,10	8,15	8,38	7,75	8,13	8,10		
MnO	0,14	0,13	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14		
MgO	39,92	40,44	40,92	40,00	41,11	42,01	40,40	38,52	38,38	38,89	41,93	44,07	40,77		
CaO	3,02	2,78	3,09	3,06	2,77	2,31	2,35	3,37	3,51	3,21	2,49	1,35	2,53		
Na2O	0,44	0,43	0,38	0,45	0,37	0,34	0,36	0,43	0,50	0,47	0,34	0,27	0,37		
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01		
P2O5	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03		
TOTAL	99,96	100,00	100,50	100,29	100,14	100,17	100,14	99,70	99,75	99,68	100,36	100,24	100,11		
Mg#	89,70	89,69	89,99	89,66	89,90	90,35	89,08	89,44	89,35	89,21	90,60	90,62	89,97		
MgO/SiO ₂	0,89	0,90	0,91	0,88	0,92	0,93	0,90	0,86	0,85	0,86	0,93	0,99	0,90		
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,08	0,10	0,10	0,09	0,06	0,05	0,07		
CaO/Al ₂ O ₃	0,79	0,80	0,88	0,84	0,88	0,80	0,67	0,72	0,80	0,77	0,87	0,63	0,75		
elementos traços (ppm)															
Sc	13,59	11,93	12,70	12,82	12,76	12,49	11,07	16,35	12,58	14,53	10,14	7,198	12,28		
V	71,21	69,11	69,54	74,30	77,19	58,64	64,51	82,22	76,31	82,67	67,75	47,3	68,36		
Cr	2563,17	2683,34	2657,04	2435,07	2632,72	2795,38	2529,67	3227,46	2806,96	2584,07	2605,65	2399,82	2647,75		
Co	104,19	107,27	107,94	105,95	107,64	110,17	110,05	100,88	103,06	104,56	109,55	114,75	107,57		
Ni	2051,31	2072,90	2139,83	2056,64	2070,69	2185,88	2061,65	1938,45	1962,82	1967,46	2197,92	2319,22	2129,97		
Cu	6,26	2,55	3,47	4,38	5,74	5,63	4,74	4,213	4,675	8,74	6,52	2,69	7		
Zn	55,03	57,28	51,31	55,56	53,71	52,07	65,38	54,45	58,10	55,31	51,38	50,55	55,25		
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00		
Rb	0,25	0,18	0,23	0,22	0,28	0,16	0,24	0,38	0,40	0,65	0,19	0,36	0,14		
Ba	6,17	4,36	5,08	6,17	7,42	3,19	6,38	7,50	8,45	12,40	6,71	8,22	12,25		
W	0,81	-	0,17	-	-	0,59	0,02	-	-	-	0,145	-	0,116		
Th	0,13	0,06	0,08	0,10	0,03	0,03	0,08	0,09	0,10	0,17	0,18	0,21	0,15		
U	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06		
Nb	0,82	0,62	0,72	0,81	0,83	0,82	0,64	0,77	1,55	1,48	1,56	1,53	0,86		
Ta	0,06	0,06	0,06	0,07	0,11	0,06	0,06	0,07	0,15	0,10	0,10	0,11	0,08		
La	0,81	0,62	0,80	0,76	0,44	0,30	0,64	0,78	0,79	1,28	1,42	1,58	0,84		
Ce	1,99	1,72	2,14	1,55	1,15	0,67	1,32	2,18	1,64	3,02	3,18	3,15	1,53		
Pb	0,23	0,18	0,16	0,14	0,12	0,09	0,14	1,49	0,16	1,03	1,12	0,90	0,08		
Pr	0,28	0,29	0,32	0,24	0,21	0,13	0,22	0,34	0,26	0,45	0,41	0,41	0,22		
Mo	0,21	0,26	0,08	0,16	1,30	-	-	0,29	-	-	0,37	0,34	0,31		
Sr	15,79	16,48	16,91	17,27	12,47	8,74	13,26	18,92	20,41	27,46	21,99	20,17	13,87		
Nd	1,40	1,49	1,44	1,26	1,14	0,70	1,07	1,63	1,37	2,15	1,78	1,71	1,08		
Sm	0,46	0,46	0,38	0,42	0,39	0,25	0,37	0,53	0,50	0,64	0,44	0,36	0,36		
Zr	10,47	10,18	5,09	11,27	9,98	8,38	14,40	14,12	28,32	13,55	11,63	7,56	15,28		
Hf	0,31	0,29	0,21	0,36	0,26	0,17	0,35	0,35	0,75	0,42	0,30	0,19	0,43		
Eu	0,17	0,17	0,13	0,16	0,14	0,10	0,14	0,21	0,19	0,23	0,15	0,11	0,14		
Sn	0,21	0,42	0,45	0,50	0,41	0,24	0,26	0,18	0,36	0,46	0,16	0,45	0,25		
Ti	716,26	698,32	744,90	855,88	557,75	225,42	733,88	892,06	694,10	1190,69	490,57	234,63	644,04		
Gd	0,65	0,64	0,53	0,59	0,53	0,39	0,56	0,56	0,74	0,14	0,08	0,43	0,09		
Tb	0,11	0,11	0,09	0,10	0,09	0,07	0,10	0,15	0,14	0,85	0,56	0,05	0,51		
Dy	0,70	0,73	0,60	0,64	0,57	0,53	0,71	1,01	0,91	0,86	0,51	0,26	0,64		
Y	0,31	0,33	0,28	0,28	0,24	0,27	0,32	0,44	0,41	0,37	0,21	0,11	0,30		
Ho	0,15	0,16	0,14	0,14	0,12	0,13	0,16	0,21	0,20	0,18	0,10	0,05	0,14		
Er	0,46	0,48	0,42	0,42	0,35	0,47	0,48	0,64	0,59	0,53	0,31	0,15	0,45		
Tm	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07	0,09	0,09	0,08	0,04	0,02	0,07		
Yb	0,46	0,46	0,43	0,41	0,33	0,70	0,47	0,61	0,56	0,50	0,28	0,14	0,47		
Lu	0,07	0,08	0,07	0,06	0,05	0,12	0,07	0,09	0,09	0,08	0,04	0,02	0,08		
Ce _N /Yb _N	4,28	3,71	5,04	3,74	3,47	0,96	2,82	3,57	2,91	6,05	11,18	21,71	3,26		

Tabela 2. Continuação da tabela 2.

Rocha	sp-lherz					gr-sp harz			gr-sp harz			glimerito
	sp-lherz	sp-lherz	sp-lherz	sp-lherz	sp-lherz	c/ flog	c/ flog	c/ flog	gr-sp harz	gr-sp harz	gr-sp harz	
Amostra (wt%)	PM18-30	PM18-33	PM18-35	PM18-43	PM18-45	PM18-1	PM18-17	PM18-22	PM18-23	PM18-24	PM18-36	PM18-3
SiO2	44,68	45,08	44,65	45,85	44,71	45,92	45,88	45,18	46,17	45,51	45,91	39,75
TiO2	0,08	0,08	0,08	0,14	0,11	0,27	0,15	0,21	0,15	0,24	0,17	8,68
Al2O3	2,57	2,48	2,30	1,72	3,12	7,22	3,64	4,16	3,03	4,11	4,25	11,23
FeO _t	8,39	7,67	7,97	8,43	8,20	8,72	9,50	9,11	8,55	9,16	8,68	8,24
MnO	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,09
MgO	43,35	42,78	44,04	43,46	41,11	35,80	40,39	40,87	41,74	40,55	39,17	23,16
CaO	1,50	2,29	1,68	0,87	2,92	1,46	1,18	0,93	0,61	0,88	2,22	1,08
Na2O	0,34	0,33	0,31	0,27	0,40	0,20	0,23	0,19	0,21	0,19	0,33	0,44
K2O	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,06	0,02	4,85
P2O5	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
TOTAL	100,48	100,29	100,63	99,46	100,06	99,13	100,58	99,32	99,49	99,33	100,21	96,98
Mg#	90,20	90,86	90,79	90,19	89,93	87,97	88,33	88,88	89,69	88,75	88,94	83,36
MgO/SiO ₂	0,97	0,95	0,99	0,95	0,92	0,78	0,88	0,90	0,90	0,89	0,85	0,58
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,06	0,05	0,05	0,04	0,07	0,16	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,28
CaO/Al ₂ O ₃	0,58	0,92	0,73	0,50	0,94	0,20	0,32	0,22	0,20	0,21	0,52	0,10
elementos traços (ppm)												
Sc	6,28	10,37	8,85	6,59	14,10	21,97	10,61	11,57	9,45	10,53	14,05	10,82
V	47,44	58,42	48,24	49,57	67,44	85,74	55,81	59,18	65,21	56,66	64,88	305,56
Cr	2227,14	2889,38	2276,96	2967,73	2798,46	5739,88	2391,40	2471,52	3811,79	2200,11	2387,03	1195,93
Co	117,22	108,53	114,88	114,68	109,50	100,61	115,48	117,85	112,39	117,69	106,69	81,72
Ni	2329,57	2237,86	2331,72	2305,72	2148,87	1699,66	2169,43	2271,80	2183,26	2291,17	2050,48	1514,45
Cu	1,76	7,62	6,08	3,90	4,92	8,62	2,396	4,403	2,398	1,606	7,97	11,37
Zn	61,58	49,10	51,57	59,66	51,51	76,74	75,33	66,33	65,28	63,80	61,11	48,94
Cs	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,67
Rb	0,35	0,20	0,21	0,87	0,11	1,40	0,37	0,29	0,18	1,45	0,33	42,35
Ba	11,95	5,92	6,19	13,35	4,63	10,34	7,06	5,74	4,41	10,06	8,00	298,53
W	0,097	0,786	-	-	-	0,13	-	-	1,313	-	-	-
Th	0,22	0,11	0,06	0,18	0,12	0,05	0,02	0,04	0,06	0,04	0,08	0,17
U	0,06	0,03	0,02	0,06	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,07
Nb	1,84	0,64	0,53	1,69	0,86	0,42	0,40	0,39	0,50	0,45	1,26	32,61
Ta	0,10	0,03	0,04	0,12	0,08	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,08	5,21
La	1,79	0,95	0,49	1,43	0,98	0,35	0,27	0,20	0,49	0,21	0,76	1,03
Ce	3,79	1,98	1,20	2,68	2,50	0,60	0,65	0,38	0,88	0,39	1,79	1,69
Pb	0,63	0,94	0,07	1,22	0,15	0,43	0,97	0,19	0,47	0,93	0,09	0,40
Pr	0,49	0,27	0,17	0,37	0,36	0,09	0,09	0,06	0,12	0,05	0,24	0,25
Mo	0,14	0,07	0,01	-	-	1,40	-	-	0,11	-	-	-
Sr	29,40	15,95	8,91	20,81	19,44	4,15	4,92	2,41	5,57	2,72	14,99	33,28
Nd	2,05	1,18	0,78	1,57	1,66	0,43	0,46	0,27	0,53	0,25	1,08	1,09
Sm	0,43	0,30	0,20	0,35	0,44	0,18	0,19	0,13	0,13	0,12	0,32	0,29
Zr	7,51	5,43	3,73	11,24	9,44	24,34	15,43	9,97	10,82	15,10	15,79	94,37
Hf	0,17	0,14	0,12	0,31	0,27	0,76	0,52	0,34	0,38	0,46	0,58	4,02
Eu	0,14	0,11	0,07	0,11	0,15	0,09	0,08	0,06	0,05	0,06	0,13	0,22
Sn	0,58	0,33	0,14	0,36	0,12	1,11	0,21	0,36	0,60	0,33	0,35	1,25
Ti	407,22	517,60	464,91	779,01	591,56	1215,03	778,88	1099,49	776,08	1253,79	970,78	43869,95
Gd	0,06	0,07	0,04	0,05	0,10	0,47	0,35	0,32	0,22	0,31	0,11	0,10
Tb	0,49	0,42	0,26	0,40	0,58	0,12	0,08	0,08	0,04	0,08	0,51	0,52
Dy	0,25	0,42	0,25	0,25	0,64	1,13	0,60	0,66	0,31	0,69	0,79	0,76
Y	0,08	0,19	0,10	0,09	0,30	0,64	0,27	0,33	0,14	0,34	0,38	0,34
Ho	0,04	0,09	0,05	0,04	0,14	0,31	0,14	0,16	0,07	0,17	0,18	0,17
Er	0,10	0,27	0,15	0,12	0,47	1,11	0,42	0,52	0,23	0,54	0,59	0,53
Tm	0,01	0,04	0,02	0,02	0,07	0,18	0,06	0,08	0,04	0,08	0,09	0,08
Yb	0,07	0,26	0,14	0,10	0,52	1,35	0,42	0,55	0,25	0,56	0,61	0,48
Lu	0,01	0,04	0,02	0,02	0,09	0,23	0,07	0,09	0,04	0,09	0,10	0,07
Ce _N /Yb _N	55,09	7,48	8,39	26,01	4,77	0,45	1,55	0,70	3,54	0,69	2,94	3,48

Os diagramas de correlação de óxidos e Mg# também mostram que os gr-sp-harzburgitos estão predominantemente mais enriquecidos em Al_2O_3 , FeO_t e TiO_2 e mais empobrecidos em CaO , Na_2O e no #Mg do que os gr-sp-lherzolitos e do que os sp-lherzolitos. A elevada concentração de Al_2O_3 (geralmente $> 3\%$) observada nas amostras de gr-sp-harzburgitos e de gr-sp-lherzolitos são condizentes com a presença de granada nas suas composições (Tab.2).

A distribuição dos teores dos óxidos Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e FeO_t para rocha total mostram correlações negativas com o #Mg para todas as rochas estudadas (Fig.3), o que sugere importantes processos de fusão. As baixas razões Ca/Al observadas na maioria das amostras (Ca/Al = 0,13 a 1,17; maioria $< 1,08$) (Tab.2) em relação ao MP (manto primitivo) (Ca/Al = 1,09; McDonough, 1990) ratificam esta observação.

O glimerito possui concentrações similares de Al_2O_3 (11,23 wt.%), FeO_t (8,24wt.%) e CaO (1,08wt%), possui teores elevados de TiO_2 (8,68wt.%) e apresenta teores mais baixos de K_2O (4,85wt.%) (Tab.2), quando comparado com os teores dos glimeritos de Kimberely. (flog-ilm-cpx glimerito: $\text{TiO}_2 = 3,6\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O} = 9,93\text{wt}\%$; calcita-apatita glimerito: $\text{TiO}_2 = 2,85\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O} = 8,51\text{wt}\%$).

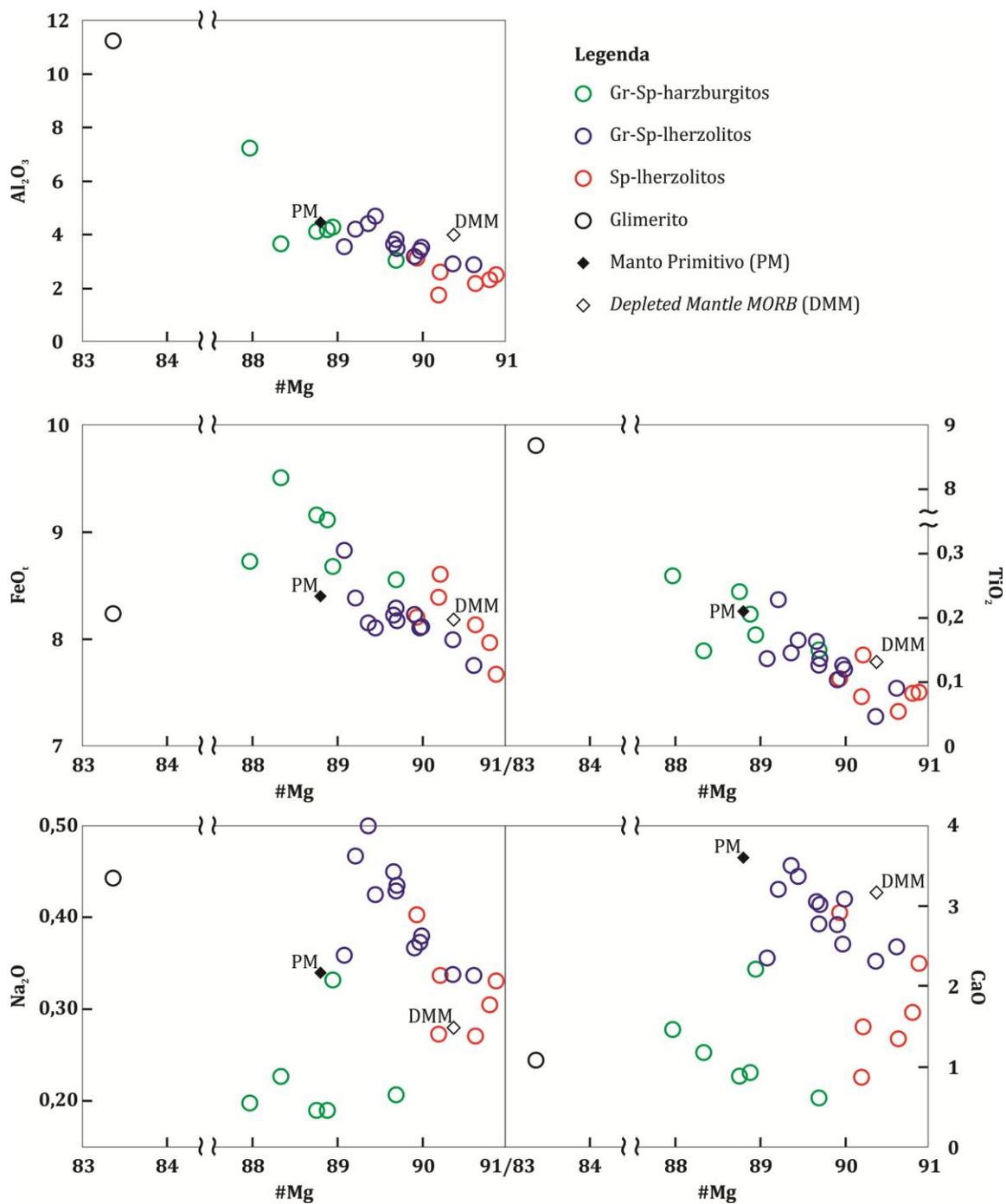


Figura 3. Variação dos principais elementos maiores comparados com o #Mg das amostras de Laguna Timone, Campo Vulcânico de Pali Aike, Manto Primitivo de McDonough (1990), e Manto Depletado de Workman, & Hart.,(2005).

4.2.2 Elementos Traços e Terras Raras

O diagrama multielementar, normalizado para o Manto Primitivo (MP) de Sun & McDonough (1989) (Fig. 4), mostra que os sp-lherzolitos possuem um padrão mais enriquecido nos elementos móveis e empobrecido nos elementos imóveis. Apresentam expressivo enriquecimento nos elementos cacófilos (W, Pb, Mo, Sn), exceto na amostra PM18-35. Os HFSE (*High Field Strength Elements* = elementos com alto potencial iônico) U, Nb e Ta também estão enriquecidos em relação ao MP. Os elementos Rb e Ti apresentam significativo empobrecimento.

Os gr-sp-lherzolitos (Fig. 4) possuem os teores de elementos traços com um padrão próximos a 1 no diagrama multielementar, o que indica similaridades aos valores do MP. Apresentam expressivo enriquecimento nos elementos calcófilos (W, Pb, Mo, Sn) e um enriquecimento notável nos HFSE U e Ta. Um expressivo empobrecimento é identificado nos elementos Rb e Ti.

Os gr-sp-harzburgitos (Fig. 4) apresentam-se com os teores dos elementos traços normalmente abaixo dos valores definidos para o MP, com um leve padrão de enriquecimento nos elementos imóveis. Possuem expressivo enriquecimento nos elementos calcófilos (W, Pb, Mo, Sn), como todas as amostras de Laguna Timone, e estão também enriquecidos em Ta. Significativos empobrecimentos em Rb, Sr e Eu são percebidos, estando os demais elementos traços todos empobrecidos em relação ao MP, indicando eventos de fusão.

O glimerito (Fig. 4) encontra-se empobrecido apenas em Nd e Sm, e expressivamente enriquecido nos HFSE Nb, Ta, Zr, Hf e Ti, nos LILE (*Large Ion Lithophile Elements* = Elementos Litófilos de Raio Grande) Rb, Ba e Sr; e no Pb. Os demais elementos apresentam valores próximos ao MP.

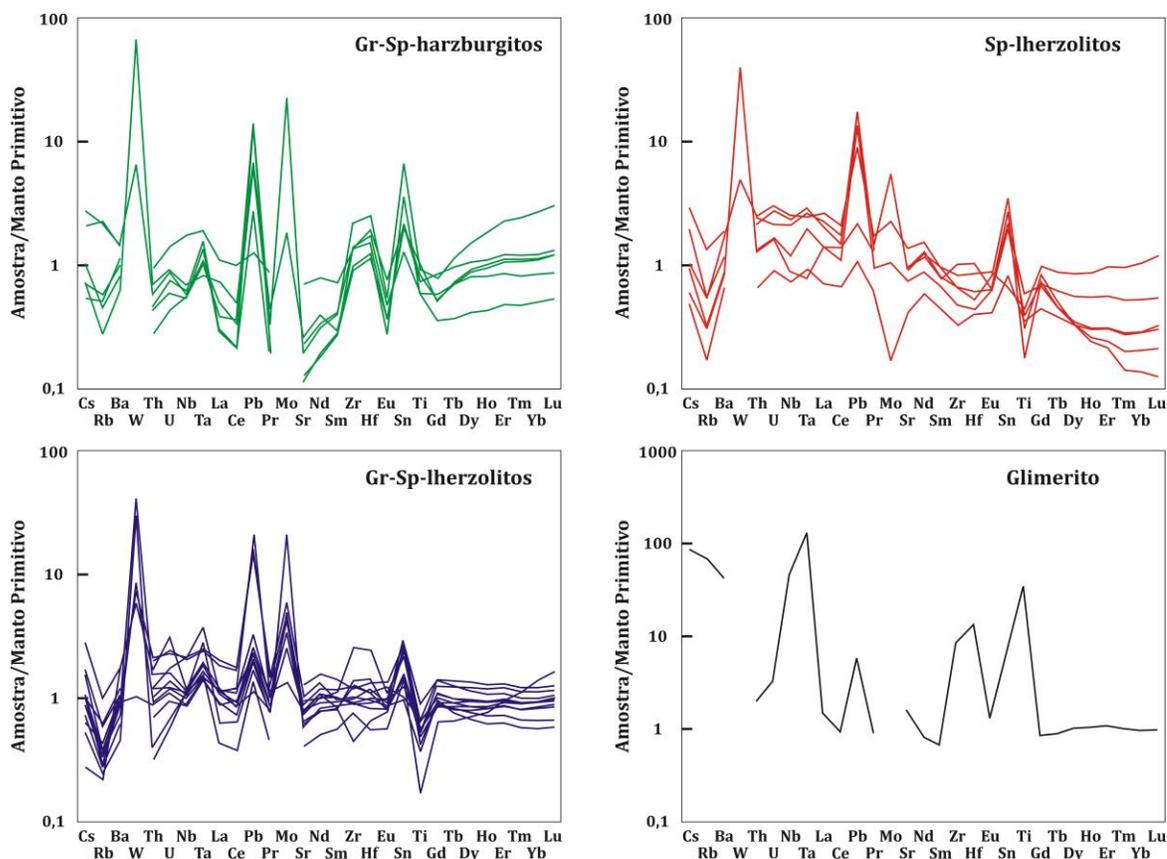


Figura 4. Diagramas multielementar das amostras de Laguna Timone, Campo Vulcânico de Pali Aike, normalizados para o Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). A) Gr-sp harzburgitos; B) Gr-Sp lherzolitos, C) Sp-lherzolitos, e D) Glimerito. Destaque para o enriquecimento nos elementos calcófilos em todas as amostras.

Os padrão dos ETR (elementos terras raras) normalizados para o MP de Sun & McDonough (1989) (Fig.5), mostram que os sp-lherzolitos são caracterizados pelo forte enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados ($Ce_N/Yb_N = 0,91$ a $15,3$; menos amostra PM18-27, cujo $Ce_N/Yb_N = 0,90$). Este enriquecimento nos ETR leves é uma característica típica de metassomatismo no manto.

Os gr-sp lherzolitos (Fig.5) apresentam um padrão sub-horizontal ($Ce_N/Yb_N = 0,27$ a $3,11$), estando as amostras PM18-28 e PM18-29 levemente enriquecidas ($Ce_N/Yb_N = 1,68$ e $3,1$, respectivamente). O padrão sub-horizontal, similar aos valores do MP de Sun & McDonough (1989), visto no diagrama dos ETR e no diagrama multielementar

sugere um manto “fértil”, sem expressivos eventos de enriquecimento e empobrecimento devido a processos expressivos de fusão.

Os gr-sp harzburgitos (Fig.5) estão empobrecidos em ETR leves em relação aos ETR pesados ($Ce_N/Yb_N = 0,12$ a $0,98$) e são os mais empobrecidos nos ETR leves em relação às demais amostras de Laguna Timone, sendo esse padrão uma característica de eventos de fusão em um manto com granada.

O glimerito ($Ce_N/Yb_N = 0,96$) (Fig.5) apresentam um padrão de ETR próximo do valor do do MP, à exceção de uma anomalia positiva no Eu .

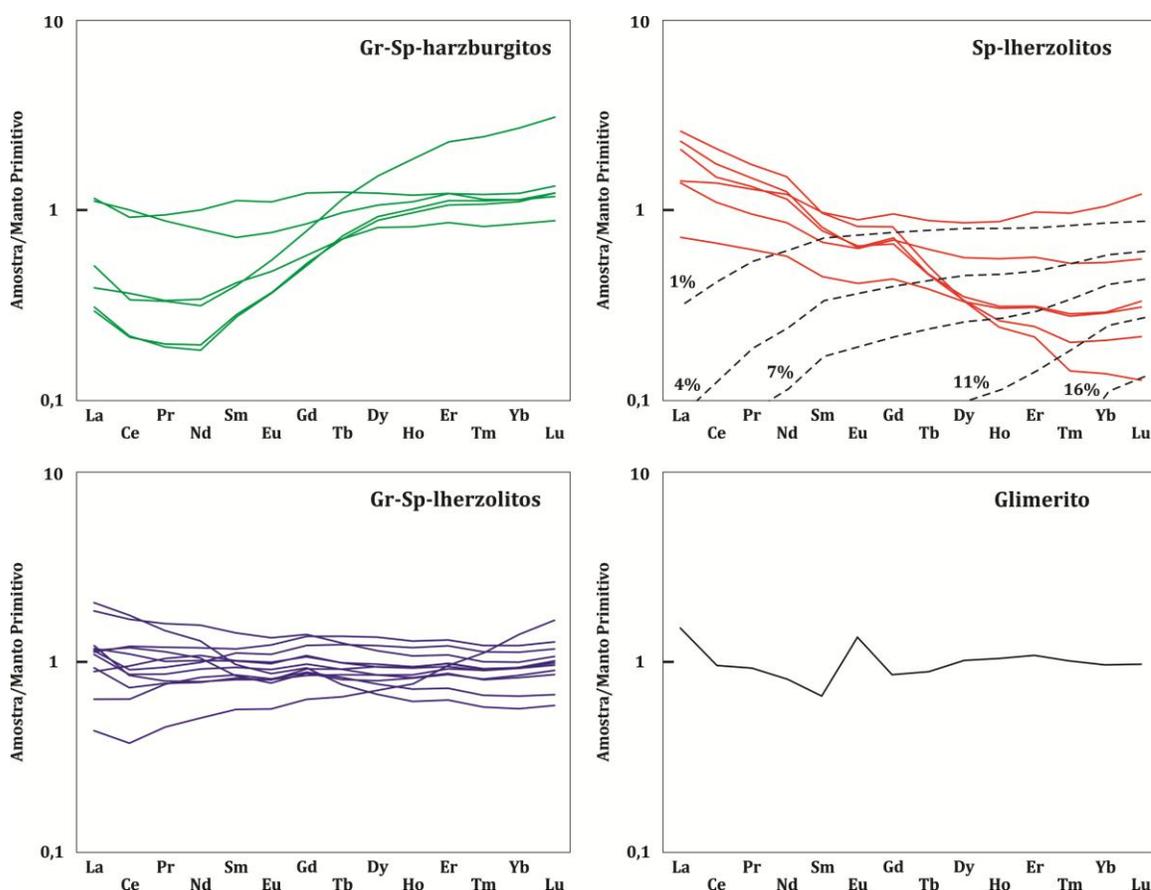


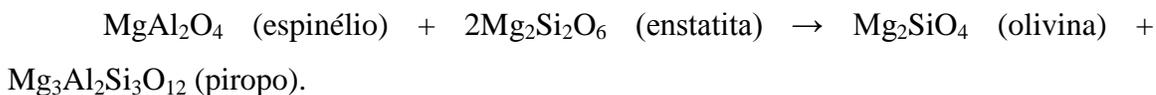
Figura 5. Diagrama dos elementos terras raras normalizados para o Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). A) Gr-sp harzburgitos; B) Gr-Sp lherzolitos, C) Sp-lherzolitos com as taxas de fusão do modelamento de fusão em equilíbrio não-modal; e D) Glimerito. Destaque para as amostras de gr-sp lherzolitos, que a maior parte das amostras possuem valores similares ao Manto Primitivo, sugerindo um manto “fértil”.

5 – Discussões

5.1 Evidências petrográficas de transições de fase e metassomatismo no MLSC de Pali Aike

Stern et al, (1999), através da geotermobarometria, propõem uma história termal para o MLSC sob a região de Pali Aike com estágios de aquecimento e afinamento, e posterior resfriamento e espessamento. Stern et al, (1999) sugerem que o aquecimento e o afinamento da litosfera ocorreram quando houve a quebra do supercontinente Gondwana, no Jurássico. Com o tempo, a litosfera teria se estabilizado, resfriado e se tornado mais espessa, de forma a alcançar a zona de estabilidade da granada, transformando o espinélio-peridotito em granada-espinélio-peridotito. Um novo evento de aquecimento teria ocorrido na litosfera, associado ao mesmo evento que gerou os basaltos alcalinos de Pali Aike. Evidências deste recente aquecimento e leve afinamento da litosfera foi preservado pela zonação química e o aumento de Ca nas bordas dos piroxênios, e pelas bordas da granada com textura kelifítica (Stern et al, (1999), visto também nas amostras de Laguna Timone.

A presença de granada normalmente acompanhada de inclusões de espinélio (Fig.2c,d) observada nas amostras dos xenólitos mantélicos estudados indicam que estas rochas são provenientes da zona de transição granada-espinélio peridotito no manto superior. O fato do espinélio estar incluso nas granadas sugere que essas amostras foram submetidas a um aumento de pressão responsável pela cristalização da granada em torno do espinélio conforme a reação:



A associação mineralógica granada+espinélio+flogopita+pargasita nas composições lherzolíticas, presente nas amostras estudadas são estáveis em torno de 2GPa e 1050°C em ambiente saturado em água, e em torno de 2,5GPa e 1150°C em ambientes subsaturados em água, segundo os trabalhos de Conceição & Green (2004). Maiores temperaturas e pressão desestabilizam o espinélio e estabilizam a granada.

A presença de flogopita e pargasita nas amostras de Laguna Timone registram o metassomatismo modal ocorrido no MLSC de Pali Aike. Como visto anteriormente, a

paragênese que envolve flogopita+pargasita em gr-sp lherzolitos no manto se mantêm estável até 2,5GPa. A presença de um glimerito nas amostras deste estudo e o soerguimento da astenosfera devido a subducção da dorsal do Chile na região podem indicar que as pargasitas e flogopitas são os resultados de metassomatismo por líquidos e/ou fluidos astenosféricos. Stern et al., (1999) e Wang et al, (2008a,b) propõem metassomatismo por líquidos (melts) astenosféricos na litosfera de Pali Aike, que teriam originado os minerais hidratados (pargasita e flogopita). Stern et al, (1999) sugerem inclusive infiltrações de veios ricos em Ti-flogopita e Ti-anfibólios provenientes da astenosfera, o que poderia explicar o glimerito encontrado em Laguna Timone.

5.2 Eventos de fusão parcial no MLSC de Pali Aike

Eventos de empobrecimento no manto litosférico sob Laguna Timone, CVPA, são observados pelas correlações negativas nos diagramas de elementos maiores (Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , FeO_t , e Na_2O) comparados com o #Mg (Fig. 3), pelo forte empobrecimento dos ETR pesados nos sp-lherzolitos e pelo padrão ETR leves < ETR pesados observado nos gr-sp-harzburgitos (Fig. 5a, b, c). O comportamento dos ETR nos gr-sp harzburgitos pode ser justificado pela presença de granada nas amostras de harzburgitos, pois estudos experimentais sobre coeficientes de partição da granada em líquidos gerados a partir de fontes peridotíticas e eclogíticas mostram que a concentração dos ETR pesados durante a fusão parcial é predominantemente controlada pela granada (e.g. Westrenen et al., 2001), que é um mineral refratário e que pode incorporar uma ampla gama de elementos (e.g., Novak and Gibbs, 1971). Os gr-sp lherzolitos, por sua vez, encontram-se com um padrão horizontalizado no diagrama dos ETRs (Fig.5), tendo composição similar ao MP, o que sugere que poucos eventos de empobrecimento por fusão e enriquecimento por metassomatismo ocorreram nessas amostras.

Com intuito de estimar a taxa de fusão do MLSC sob o CVPA, foram realizados cálculos de fusão para geração de resíduo sólido através da equação de fusão em equilíbrio não modal (no-modal Batch melting) extraída de Shaw (2006) (equação 1). A premissa deste modelamento considera os teores dos ETR pesados, que não devem sofrer variações significantes durante processos de metassomatismo mantélico. Portanto,

realizou-se apenas os cálculos para os sp-lherzolitos, pois os gr-sp lherzolitos e gr-sp harzburgitos possuem altos teores de ETR pesados devido a presença de granada. Utilizou-se para o cálculo os coeficientes de partição (kds) da olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio compilados de Shaw (2000) para os ETRs; Sims & DePaolo (1997), para o Pb; Ionov et al. (2002), para o Ti; e White (2000), para os demais elementos. Os kds da granada foram retirados de Shaw (2006) para os ETRs, Rb, Sr, Zr, Hf e Ti, Elkins et al. (2008) para o Th e U, e White (2000) para os demais elementos. Os kds da flogopita foram retirados de Grégoire et al. (2000), para todos os elementos. Os kds do anfibólio foram retirados de Shaw (2006), com exceção Rb e Ba (La Tourrette et al., 1995), do Ti (Ionov et al., 2002), e do K (White, 2000). Os cálculos de fusão foram realizados a partir da seguinte equação:

[1]

$$C^s = \frac{(D_0 - PF)C_0}{(1 - F)(D_0 + F(1 - P))}$$

Onde C^s = concentração total de elementos traços no líquido; C_0 = concentração dos elementos traços no sólido fonte; D_0 = coeficiente de partição total das fases líquidas originais; F = porcentagem das taxas de fusão; P = coeficiente de distribuição dos minerais que participam da fusão.

A concentração utilizada para o sólido fonte foi a composição química do MP de Sun & McDonough (1989) para todas as amostras. Para os sp-lherzolitos foi utilizada a média da composição modal dos sp-peridotitos continentais (67% de ol, 22% de opx, 9% de cpx e 2% de sp) (McDonough, 1990). Embora os xenólitos mantélicos de Laguna Timone não sejam o produto direto da fusão do MP, o processo de fusão pode ser bem caracterizado por esse método. Com base no modelo de fusão parcial em equilíbrio não modal, os sp-lherzolitos de Laguna Timone, CVPA, apresentaram taxas de até 16% de fusão (Fig.5).

5.3 Metassomatismo no MLSC abaixo do CVPA

5.3.1 Influência da subducção atual

Rochas relacionadas a processos de subducção são fortemente identificadas pelo enriquecimento de elementos calcófilos (Noll et al., 1996) e dos LILE em relação aos HFSE (e.g. Ba e Sr - Parkinson & Pearce, 1998; Pb e Sr, Grégoire, et al, 2001). Os xenólitos mantélicos de Laguna Timone, CVPA, encontram-se enriquecidos nos elementos calcófilos, no entanto não apresentam enriquecimento significativo nos LILE. Quando comparadas a peridotitos de arco (e.g. Izu-Bonin-Forearc das Marianas; Parkinson & Pearce, 1998) e sedimentos pelágicos da placa Antártica (Kilian & Behermann, 2003), que possuem elevadas razões LILE/HFSE (Ba/Nb; Fig.6), as amostras de Pali Aike não mostram relação com o enriquecimento dos LILE, mas apresentam uma tendência de enriquecimento na razão Pb/Ce (Fig.6).

O expressivo enriquecimento dos elementos calcófilos (W, Pb, Mo e Sn) observado em todas as amostras (ver Figs. 4 e 6) e o enriquecimentos nos ETR leves observado nos sp-lherzolitos e em alguns gr-sp-lherzolitos são indicativos de eventos metassomáticos. As anomalias positivas de elementos calcófilos podem estar relacionadas à subducção atual da placa de Antártica sob a placa Sul-Americana, como também tem sido observado nos estudos realizados em diferentes partes da Patagônia Argentina. Mallmann (2004) identifica enriquecimento de calcófilos nos peridotitos e piroxenitos da região de Cerro el Mojón e Estancia Alvarez, sugerindo influência da subducção da placa de Nazca no MLSC da porção norte da Patagônia Argentina. O mesmo propõe Rieck Jr. et al, (2007), que também possui amostras do MLSC sob o Cerro de los Chenques com enriquecimento nos calcófilos. A característica de MLSC enriquecido em calcófilos está presente também nos xenólitos do cerro Agua Poca (Jalowitzki et al, 2010), ao norte do Maciço Norte Patagônico. Todas essas evidências provavelmente marcam o efeito das subducções atuais.

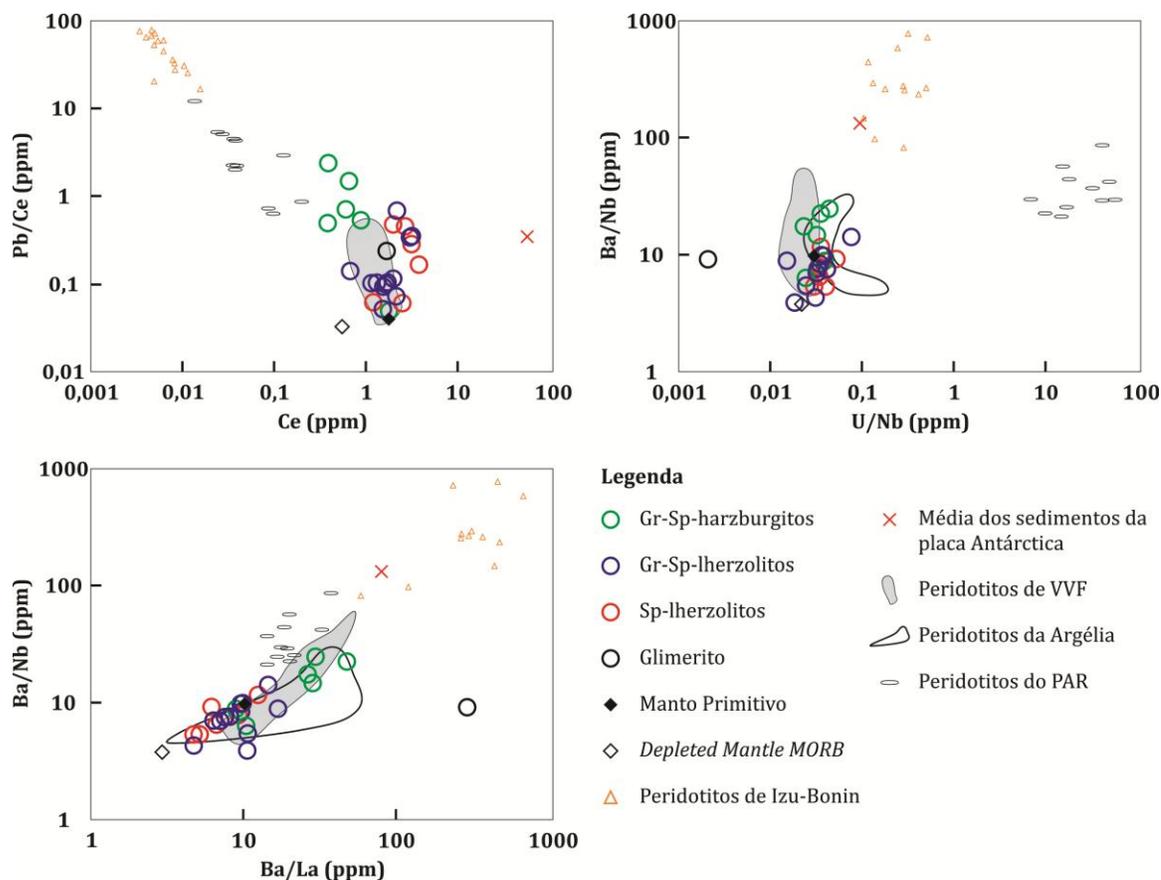


Figura 6. Diagramas de comparação das razões Pb/Ce vs Ce; Ba/Nb vs/ Ba/La e Ba/Nb vs. U/Nb. Em todos os diagramas estão plotados os valores do Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) e do Manto Depletado de Workman, & Hart,(2005). O diagrama da razão Pb/Ce mostra a tendência de enriquecimento das amostras de Laguna Timone na razão Pb/Ce, sugerindo metassomatismo por fluidos da subducção atual. Nos demais diagramas (Ba/Nb vs/ Ba/La e Ba/Nb vs. U/Nb) as amostras de Laguna Timone possuem razões baixas, e similaridades com os peridotitos do campo vulcânico de Vitim, Sibéria (Vitim Volcanic Field – VVF; Ionov, 2004), e com os peridotitos de Manzaz, Argélia (Beccaluva et al., 2007), ambos metassomatizados por líquidos/fluidos astenosféricos. As amostras de Laguna Timone não possuem forte semelhança com os peridotitos abissais do Pacífico (Niu, 2004).

5.3.2 Fluidos astenosféricos

A subducção da dorsal meso-oceânica do Chile na região do CVPA proporcionou a abertura e o soerguimento da astenosfera, ocasionando o aquecimento da base da litosfera e o seu pequeno afinamento, registrado nos xenólitos mantélicos através das

texturas e geotermometria encontradas por Stern et al, (1999). O soerguimento da astenosfera, aumenta a interação do limite litosfera-astenosfera, podendo ocorrer metassomatismo por líquidos alcalinos (Menzies et al, 1987; Beccaluva et al., 2007), por fluidos de composição glimerítica e MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio) (Menzies et al, 1987), e rejuvenescimento da litosfera (Beccaluva et al., 2007). Wang et al, (2008) sugerem um metassomatismo por líquidos astenosféricos através de uma janela astenosférica, que resulta na formação de minerais ricos em Ti, diminuição de Mg e aumento do Ti nas amostras de Pali Aike, enquanto Stern et. al (1999) sugerem que veios ricos em Ti-flogopita e Ti-anfibólio tenham hidratado o manto litosférico de Pali Aike. Ambos os autores ainda propõem a acreção de uma litosfera oceânica na litosfera continental da região sul da Patagônia, nos meados finais do Paleozóico. As baixas razões Ba/Nb, Ba/La e U/Nb (Fig.6) dos xenólitos de Laguna Timone não apresentam similaridades geoquímicas significativas com peridotitos abissais do oceano Pacífico (Niu, 2004), para afirmar uma acreção de litosfera oceânica na região. Entretanto, apresentam similaridades com os peridotitos do distrito de Manzaz (Argélia; Beccaluva et al., 2007), que sofreram rejuvenescimento da litosfera devido o soerguimento da astenosfera, e conseqüentemente foram metassomatizados por líquidos alcalinos provenientes da astenosfera. Também possuem similaridades com os peridotitos do campo vulcânico de Vitim, (Vitim Volcanic Field – VVF -Lago Baikal, Sibéria; Ionov, 2004) (Fig.6), que apresentam metassomatismo por líquidos astenosféricos. Schilling et al. (2008), determinaram idades TRD (0,61 Ga a 0,91Ga) e TMA (0,76 Ga a 0,80Ga) através de dados de Re/Os para a litosfera de Pali Aike e propuseram uma manto litosférico jovem formado recentemente por uma convecção mantélica heterogênea. Beccaluva et al. (2007) descreve o rejuvenescimento da litosfera sob o distrito de Manzaz, Hoggar Central, Argélia, como consequência do soerguimento da astenosfera e posterior enriquecimento do manto litosférico devido a interação com magmas de composição alcalina. Menzies et al. (1986) descreveram o metasomatismo por fluidos astenosféricos ricos em K como veios glimeríticos ou veios de MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio) que infiltram o manto litosférico e metassomatizam os peridotitos. Com o soerguimento da astenosfera, o manto litosférico de Laguna Timone,

no CVPA, sofreu metassomatismo por fluidos astenosféricos ricos em K, o que explica a presença de um glimerito nas amostras estudadas.

6 – Conclusões

Os xenólitos mantélicos do maar Laguna Timone, no Campo Vulcânico de Pali Aike, foram classificados como gr-sp lherzolitos, sp-lherzolitos, gr-sp harzburgitos, e um glimerito. Pargasitas potássicas ocorrem em gr-sp lherzolitos, enquanto Ti-flogopita ocorrem em gr-sp harzburgito indicando um metassomatismo modal no manto litosférico subcontinental abaixo de Pali Aike. A paragênese mineralógica granada+espinélio+flogopita+pargasita em composições lherzolíticas no manto indicam que as rochas provêm da zona de transição granada-espinélio peridotito no manto superior, numa faixa de pressão de até 3,0 GPa.

Eventos de fusão parcial no manto litosférico abaixo de Laguna Timone são observados pela correlação negativa definida entre os elementos maiores contra o #Mg, pelo empobrecimento dos ETR pesados nos sp-lherzolitos, que foram submetidos a até 16% de fusão parcial com base no modelo de fusão fusão em equilíbrio não modal (*nomodal Batch melting*), e pelo padrão ETR leves < ETR pesados observado nos gr-sp harzburgitos.

O expressivo enriquecimento nos elementos calcófilos está atribuído à influência da subducção atual entre a placa oceânica de Antártica sob a placa continental Sul-Americana. O mesmo enriquecimento ocorre em demais regiões da Patagônia Argentina, podendo indicar um padrão das subduções atuais sobre a placa Sul-Americana.

A presença de um glimerito de origem astenosférica, de minerais hidratados (flogopita e pargasita) e as similaridades com peridotitos metassomatizados por melts astenosféricos (peridotitos do distrito de Manzaz, Argélia e campo vulcânico de Vitim (VVF), Sibéria) com baixas razões Ba/Nb, Ba/La e U/Nb, indicam metassomatismo por fluidos ricos em K provenientes da astenosfera, ocasionado pela maior interação litosfera-astenosfera devido o soerguimento da mesma durante a passagem da Junção Tríplice do Chile pela região de Pali Aike.

Agradecimentos

Ao CNPQ pela concessão de bolsa de mestrado do primeiro autor, à Natsumi Hokanishi e ao *Earthquake Research Institute da University of Tokyo*, pelo auxílio na realização das análises de rocha total em solução no ICP-MS; a Rede Nacional de Estudos Geocronológicos (Rede Geochronos) pelo proporcionar o estágio técnico no Canadá, auxiliando assim nas análises dos cálcófilos; ao pesquisador Paul Sylvester que auxiliou no meu estágio no Canadá, e aos colegas do grupo de pesquisa que realizaram a coleta das amostras

Referências Bibliográficas

Beccaluva, L., Azzouni-Sekkal, A., Benhallou, A., Bianchini, G., Ellam, R.M., Marzola M., Siena, F., Stuart, F.M. 2007. Intracratonic asthenosphere upwelling and lithosphere rejuvenation beneath the Hoggar swell (Algeria): Evidence from HIMU metasomatised lherzolite mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 260: 482–494.

Bjerg, E.A.; Ntaflos, T.; Kurat, G.; Dobosi, G.; Labadía, C.H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 125-145.

Bjerg, E.A.; Ntaflos, T., Thöni, M.; Aliani, P.; Labudia, C.H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology*, 50: 1267-1298.

Cande, S.C. & Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.

Conceição, R.V.; Green, D.H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, 72: 209-229.

Diegor, W., Longerich, H., Abrajano, T., Horn, I. 2001. Applicability of a high pressure digestion technique to the analysis of sediment and soil samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Analytica Chimica Acta*, 431: 195–207.

D’Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., Lahsen, A. 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics*, 321: 407–427.

Elkins, L.J., Gaetani, G.A. & Sims, K.W.W. 2008. Partitioning of U and Th during garnet pyroxenite partial melting: Constraints on the source of alkaline ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 265: 270-286.

Glaser, S.M., Foley, S.F. & Günter, D. 1999. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, 48: 263-285.

Gorring, M.L, Kay, S.M., Zeitler P.K., Ramos V.A., Panza J.L., Rubiolo D., Fernandez M.I. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.

Grégoire, M., Moine, B.N., O’Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Giret, A. 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonate-rich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology*, 41: 477-509.

Grégoire, M., McInnes, B.I.A, O’Reilly, S.Y. 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids. *Lithos*, 59: 91–108.

Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P. 2002. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. *Contrib Mineral Petrol*, 142: 603–625.

Ionov, D.A., Bodinier, J-L., Mukasa, S.B. & Zanetti, A. 2002. Mechanisms and Sources of Mantle Metasomatism: Major and Trace Element Compositions of Peridotite Xenoliths from Spitsbergen in the Context of Numerical Modelling. *Journal of Petrology*, 43(12): 2219-2259.

Ionov, D. 2004. Chemical Variations in Peridotite Xenoliths from Vitim, Siberia: Inferences for REE and Hf Behaviour in the Garnet-Facies Upper Mantle. *Journal of Petrology*, 45 (2): 343-367.

Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Orihashi, Y., Bertotto, G.W., Nakai, S., Schilling, M.E., 2010. Evolução geoquímica de peridotitos e piroxenitos do Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania, Argentina. *Pesquisa em Geociências* 37, 143-167.

Kempton, P.D., Lopez-Escobar, L., Hawkesworth, C.J., Pearson, D.G., Ware, A.J., 1999a. Spinel±garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike: Part 1. Petrology, mineral chemistry and geothermobarometry. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), The J.B., Dawson Volume. *Proceedings of the International Kimberlite Conference 7*, vol. 1, pp. 403–414.

Kempton, P.D., Hawkesworth, C.J., Lopez-Escobar, L., Pearson, D.G., Ware, A.J., 1999b. Spinel±garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike: Part 2. Trace element and isotopic evidence bearing on the evolution of lithospheric mantle beneath southern Patagonia. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), The J.B., Dawson Volume. *Proceedings of the International Kimberlite Conference 7*, vol. 1, pp. 415–428.

Kilian, R., Behrmann, J.H., 2003. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *Journal of the Geological Society* 160, 57-70.

LaTourrette, T., Hervig, R.L. & Holloway, J.R. 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135: 13-30.

Mallmann, G. 2004. *Processos e componentes mantélicos no norte da Patagônia (Argentina) e relações com a subducção Andina: evidências petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos ultramáficos mantélicos*. Porto Alegre, 103p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Mazzarini, F., D'Órazio, M. 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125: 291-305.

McDonough, W. F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 1-18.

Mercier, J.C. & Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16 (2): 454-487.

Menzies, M.; Rogers, N.; Tindle, A.; Hawkesworth, C., 1987. Metasomatic and Enrichment Processes in Lithospheric Peridotites, an Effect of Asthenosphere-Lithosphere Interaction. In: Menzies, M.A. & Hawkesworth, C.J. (ed). *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press. Cap.8, p. 313-361.

Niu, Y. 2004. Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423-2458.

Novak, G. A., G. V. Gibbs, 1971. The crystal chemistry of the silicate garnets, *Am. Mineral.*, 56, 791–825, 1971.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Fanning, C.M., Márquez, M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 27–44.

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

Parkinson, I.J. & Pearce, J.A. 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology*, 39 (9): 1577-1618.

Ramos, V.A., 1986. Discussion of “Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins” by H. de la R. Winter. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 89: 427–429.

Ramos, V.A. & Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions, *Tectonophysics*, 205: 261–282.

Ramos, V.A. 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. In: Caminos, R., (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, *Anales* 29: 715–784.

Ramos, V.A. & Aguirre-Urreta, M.B. 2000. Patagonia. In Cordani, U.G.; Milani, F.; Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds.), Tectonic evolution of South America, *In*: 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 369-380, Rio de Janeiro, Brazil.

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

Rapalini, A.E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the late Paleozoic: some palaeomagnetic constraints. *Geological Society of London Special Publication* 246: 305–328.

Rieck Jr., N.; Conceição, R.V.; Koester, E.; Dantas, C. 2007. O manto Litosférico Continental na Região do Cerro de Los Chenques, Argentina: Evidências de Heterogeneidade e Metassomatismo. *Geologia USP*, 7 (1): 1-17.

Shaw, D.M. 2000. Continuous (dynamic) melting theory revisited. The Candian Mineralogist, *Journal of the mineralogical association of Canada*, 38: 1041-1063.

Shaw, D.M. 2006. Trace Elements *In Magmas: A Theoretical Treatment*. Cambridge University Press, 256 p.

Schilling, M.; Carlson, R.W.; Conceição, R.V.; Dantas, C.; Bertotto, G.W.; Koester, E. 2008. Re-Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 89-101.

Sims, K.W.W. & DePaolo, D.J., 1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(4): 765-784.

Skewes, M.A. & Stern, C.R. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.

Söllner, F., Miller, H., Hervé, M., 2000. An Early Cambrian granodiorite age from the pre-Andean basement of Tierra del Fuego (Chile): the missing link between South America and Antarctica? *Journal of South American Earth Sciences* 13: 163–177.

Stern, C. & Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281.

Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., Kyser, T.K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (b100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, 48: 217–235.

Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2): 161-206.

Sun, S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *In: Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A. D. & Norry, M. J., editors). *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313-345.

Tanaka, R., Orihashi, Y. 1997. XRF analysis of major and trace elements for silicate rocks using low dilution ratio fused glass. *Technical Reserch Report* (ERI, University of Tokyo), 2: 1-20.

Tani, K., Orihashi, Y., Nakada, S. 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of

analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. *Technical Reserch Report* (ERI, University of Tokyo), 8: 26-36.

Thorpe, R.S., Francis, P. W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57: 53-70

Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. *In: Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barriero, B.A., editors). *Shiva Geology Series, Shiva Publishing, Cambridge*, 4-8.

Von Gonsen, W., 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591–623.

Wang, J., Hattori, K.H, Li, J., Stern, R.C. 2008a. Oxidation state of Paleozoic subcontinental lithospheric mantle below the Pali Aike volcanic field in southernmost Patagonia. *Lithos*, 105: 98–110.

Wang, J., Hattori, K.H, Stern, R.C. 2008b. Metasomatic origin of garnet orthopyroxenites in the subcontinental lithospheric mantle underlying Pali Aike volcanic field, southern South America. *Miner Petrol*, 94:243–258.

Westrenen, W. van., Blundy, J.D., Wood, B.J. 2001. High field strength element/rare earth element fractionation during partial melting in the presence of garnet: Implications for identification of mantle heterogeneities. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2: paper number 2000GC000133.

White, W.M., 2007. Trace elements in igneous processes. *In: White* (Ed). *Geochemistry*, Cap. 7, p 258-312. ww.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/Chapter07.pdf.

Workman, R.K. & Hart, S.R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2): 53-72.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

5. Considerações finais

A região da Patagônia Argentina e Chilena foi formada por inúmeras acreções continentais. Atualmente, encontra-se em uma área onde ocorre um complexo sistema de placas tectônicas, com 3 placas oceânicas, Nazca, Antártica e Scotia, agindo diretamente sob a placa continental Sul-Americana através de processos de subducção e transcorrência. Ainda, entre a placa de Nazca e Antártica, ocorre a dorsal meso-oceânica do Chile, que subducta a placa Sul-Americana há 16Ma, formando a conhecida Junção Tríplice do Chile. A subducção de uma dorsal gera a abertura de uma janela astenosférica na região, e o soerguimento da mesma, aumenta a propabilidade de ocorrer interações entre o topo da astenosfera e a base da litosfera devido o aumento de descompressão. Todos esses eventos geotectônicos passados e os atuais tornam o manto litosférico subcontinental da Patagônia (Argentina e Chilena) extremamente interessante e complexo.

O estudo dos xenólitos de Prahuaníyeu e Chenque, representando o manto litosférico da região norte da Patagônia Argentina, sugere a ocorrência de dois grandes eventos metassomáticos na região. Através dos dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o enriquecimento em calcófilos das amostras, sugere-se que o manto litosférico da região sofreu metassomatismo por fluidos de desidratação de placa de subducção. Entretanto, demais dados geoquímicos mostram características de metassomatismo tipo-OIB. Para tanto, o manto litosférico da região norte da Patagônia Argentina sofreu metassomatismo relacionado a *slabs* derivados de antigas placas de subducção e que proporcionou características de metassomatismo por líquidos/fluidos do tipo-OIB na litosfera. O segundo evento metassomático ocorre com a subducção da placa de Nazca, causando o enriquecimento da litosfera em elementos calcófilos.

O manto da região sul da Patagônia Chilena também possui um manto litosférico subcontinental enriquecido em elementos calcófilos, presenciado nas amostras de Laguna Timone, Campo Vulcânico de Pali Aike. Como este enriquecimento ocorre em demais locais da Patagônia, visto no norte através das amostras de Prahuaniyeu e Chenque, e também em amostras de Estancia Alvarez, Cerro el Mojón (Mallmann, 2004), Cerro de los Chenques (Rieck Jr. et al, 2007) e mais ao norte como Agua Poca (Jalowitzki, et al., 2010), propõe-se que este enriquecimento da litosfera em toda esta região esteja vinculado as subducções atuais da placa de Nazca mais ao norte, e da placa de Antártica mais ao sul. As amostras estudadas de Laguna Timone, devido a presença de um glimerito e de minerais hidratados nos peridotitos, também possuem evidências de um segundo evento metassomático no manto litosférico da região sul da Patagônia Chilena. Devido a passagem da Junção Tríplice do Chile pela mesma latitude que Pali Aike, o soerguimento da astenosfera causou um rejuvenescimento da litosfera, como sugere Schilling, et al (2008), e ocasionou uma maior interação litosfera-astenosfera. Através desta maior interação, a litosfera sofre metassomatismo por fluidos provenientes da astenosfera. Menzies et al, (1987) descreve que estes fluidos astenosféricos possuem composição MARID e/ou glimerítica, o que explica a presença de um glimerito nas amostras de Laguna Timone.

Portanto, o manto litosférico subcontinental da região norte foi metassomatizado por fusões de *slabs* que deram as características de metassomatismo do tipo-OIB para a litosfera, enquanto a litosfera da porção sul da Patagônia sofre metassomatismo por fluidos astenosféricos. E ambas as porções do manto litosférico subcontinental foram enriquecidas em elementos calcófilos devido a desidratação das atuais placas em subducção, Nazca e Antártica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, D.L. 1967. Phase changes in the upper mantle. *Science*, 157: 1165-1173.
- Anderson, D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications, 366p.
- Anderson, D.L. 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics*, 416: 7-22.
- Bertotto, G.W. 2003. *Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza*. La Plata, Argentina, 196p. Tese de Doutorado. Universidad Nacional de La Plata.
- Bjerg, E.A.; Ntaflos, T.; Kurat, G.; Dobosi, G.; Labadía, C.H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 125-145.
- Cande, S.C. & Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.
- Conceição, R.V.; Mallmann, G.; Koester, E.; Schilling, M.; Bertotto, G.W.; Rodriguez-Vargas, A. 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos*, 82: 273-287, issues 3-4, 2005.
- Dawson, J. B. 1984. Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships (J. Kornprobst, ed.). *Elsevier Science Publishers*. 289 p.
- Diegor, W., Longerich, H., Abrajano, T., Horn, I. 2001. Applicability of a high pressure digestion technique to the analysis of sediment and soil samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Analytica Chimica Acta*, 431: 195–207.

- D’Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., Lahsen, A. 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics*, 321: 407–427.
- Gorring, M.L, Kay, S.M., Zeitler P.K., Ramos V.A., Panza J.L., Rubiolo D., Fernandez M.I. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.
- Gorring, M.L. & Kay, S.M. 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 55-72.
- Green D.H. & Falloon, T.J. 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. *In: Jackson I (ed.). The Earth’s mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge University Press, p.311-378.
- Hama, J. and Suito, K. 2001. Thermoelastic models of minerals and the composition of the earth’s lower mantle. *Phys. Earth Planet. Interior*, 125, 147–66.
- Harte, B., 1983. *In: “Continental Basalts and Mantle Xenoliths”* (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, eds), *Shiva*, UK, p. 46..
- Helffrich, G.R., Wood, B.J. The Earth’s Mantle. *Nature*, 412: 501-507.
- Ignacio, C., López, I., Oyarzun, R., Márquez, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling? *Terra Nova*, 117-121.
- Ito, E. et al (1983). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 1613-1624.
- Jalowitzki, T.L.R.; Conceição, R.V.; Bertotto, G.W.; Orihashi, Y. 2008a. Contribuição de fluídos da placa de Nazca à fonte do magma alcalino do tipo OIB associado a uma pluma mantélica no norte da Patagônia Argentina. *Geochimica Brasiliensis*, 22 (2): 073-090.
- Jalowitzki, T.L.R. 2010. *Evolução Geoquímica do Manto Litosférico Subcontinental do Vulcão Agua Poca, Província Basáltica Andino-Cuyana*,

- Centro-Oeste da Argentina*. Porto Alegre, 139p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Jordan, T.H. 1988. Structure and formation of the continental tectosphere. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 11–37.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Franchi, M., Ramos, V. A. 1992. The Somuncura plateau: an Oligo-Miocene 'babyhotspot' in extra-Andean Patagonia (40.5o to 43.5o Latitude). *Eos, Transaction of American Geophysical Union, Washington*, 7: 337.
- Kilian, R., Stern, C.R. 2002. Constraints on the interaction between slabs melts and the mantle wedge from adakit glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, 14: 25-36.
- Laurora, A.; Mazzucchelli, M.; Rivalenti, G.; Vannucci, R.; Zanetti, A.; Barbieri, M.A.; Cingolani, C.A. 2001. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the Gobernador Gregores case (Southern Patagonia). *Journal of Petrology*, 42: 69-87.
- Mallmann, G. 2004. *Processos e componentes mantélicos no norte da Patagônia (Argentina) e relações com a subducção Andina: evidências petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos ultramáficos mantélicos*. Porto Alegre, 103p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mazzarini, F., D'Órazio, M. 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125: 291-305.
- Mcdonough, W. F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 1-18.
- Menzies, M; Rogers, N.; Tindle, A.; Hawkesworth, C., 1987. Metasomatic and Enrichment Processes in Lithospheric Peridotites, an Effect of Asthenosphere-Lithosphere Interaction. *In: Menzies, M.A. & Hawkesworth, C.J. (ed). Mantle Metasomatism*. London: Academic Press. Cap.8, p. 313-361.

- Menzies, M.A. & Hawkesworth, C.J., 1987. *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press. 472p.
- Muñoz Bravo, J. 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13-14: 63-78.
- Orihashi, Y.; Motoki, A.; Haller, M.; Sumino, H. 2006. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra-back arc province: Melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *Goldschmidt Conference Abstracts*.
- Palme, H. & Nickel, K. G. 1985. Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 10(49): 2123-2132.
- Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *Geological Society, Special Publications*, 142: 1-9.
- Pankhurst R.J.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Patchett, P.J. & Ruiz, J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 96: 523-528.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J. 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 411-443.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia, Un continente a la deriva? *10º CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO*, Actas 2: 311-325.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. & Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions, *Tectonophysics*, 205: 261–282.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. In: Caminos, R., (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales 29: 715–784.

- Ramos, V.A. & Aguirre-Urreta, M.B. 2000. Patagonia. In Cordani, U.G.; Milani, F.; Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds.), Tectonic evolution of South America, 31st *INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 369-380, Rio de Janeiro, Brazil.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 235–251.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J., and Hart, S.R., 1985. Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 116–28.
- Rieck Jr., N.; Conceição, R.V.; Koester, E.; Dantas, C. 2007. O manto Litosférico Continental na Região do Cerro de Los Chenques, Argentina: Evidências de Heterogeneidade e Metassomatismo. *Geologia USP*, 7 (1): 1-17.
- Rieck Jr., N. 2008. *Suíte de xenólitos do Cerro de los Chenques, Argentina: Evolução dos processos de metassomatismo durante a diferenciação do manto litosférico*. Porto Alegre, 82p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Ringwood, A.E., Major, A. 1966. High-pressure transformations in pyroxenes. *Earth and Planetary Science Letters*, 1: 241-245.
- Rivalenti, G.; Mazzucchellia, M.; Laurora, A.; Ciuffi, S.I.A.; Zanettib, A.; Vannuccib, R.; Cingolani, C.A. 2004. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 121-152.
- Rollinson, H. 2007. *Early Earth Systems: A Geochemical Approach*. Blackwell Publishing Ltd, pp. 296.
- Schilling, M.; Conceição, R.V.; Mallmann, G.; Koester, E.; Kawashitab, K.; Hervé, F.; Morata, D.; Motoki, A. 2005. Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos*, 72: 209-229, issues 3-4.

- Schilling, M.; Carlson, R.W.; Conceição, R.V.; Dantas, C.; Bertotto, G.W.; Koester, E. 2008. Re-Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 89-101.
- Skewes, M.A. & Stern, C.R. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.
- Stern, C.R.; Frey, F.A.; Futa, K.; Zartman, R.E.; Peng, Z.; Kyser, T.K. 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.
- Stern, C. & Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281.
- Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., Kyser, T.K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (b100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, 48: 217–235.
- Tanaka, R., Orihashi, Y. 1997. XRF analysis of major and trace elements for silicate rocks using low dilution ratio fused glass. *Technical Reserch Report* (ERI, University of Tokyo), 2: 1-20.
- Tani, K., Orihashi, Y., Nakada, S.. 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. *Technical Reserch Report* (ERI, University of Tokyo), 8: 26-36.
- Thorpe, R.S., Francis, P. W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57: 53-70
- Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. *In: Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barriero, B.A., editors). *Shiva Geology Series*, Shiva Publishing, 4-8., Cambridge.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.