Pesquisas em Geociências

http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias

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

Fernanda Gervasoni, Rommulo V. Conceição, Tiago L. R. Jalowitzki, Manuel Schilling, Yuji Orihashi, Shun'ichi Nakai, Paul Sylvester

Pesquisas em Geociências, 39 (3): 269-285, set./dez., 2012.
Versão online disponível em:
http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/37388

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos

UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br
Políticas: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy
Submissão: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions
Diretrizes: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines

Data de publicação - set./dez., 2012.
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Pesquisas em Geociências, 39 (3): 269-285, set./dez. 2012 ISSN 1518-2398
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil E-ISSN 1807-9806

Heterogeneidades do manto litosférico subcontinental no extremo sul da Placa Sul-americana: influência da subducção atual e interações litosfera-astenosfera sob o Campo Vulcânico de Pali Aike

Fernanda GERVASONI[1], Rommulo Vieira CONCEIÇÃO[2], Tiago Luís Reis JALOWITZKI[1], Manuel Enrique SCHILLING[3], Yuji ORIHASHI[4], Shun'ichi NAKAI[4] & Paul SYLVESTER[5]

[1]Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: fernanda.gervasoni@ufrgs.br.
[2]Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. 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, Japão. E-mail: oripachi@eri.u-tokyo.ac.jp.
[5]Department of Earth Sciences. Memorial University of Newfoundland, St John's, Canadá. E-mail: psylvester@mun.ca.

Recebido em 01/2011. Aceito para publicação em 11/2012.
Versão *online* publicada em 28/02/2013 (*www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br*)

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 zona de 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-espinélio peridotitos e espinélio peridotitos com pargasita e flogopita. Os xenólitos mantélicos estudados neste trabalho pertencem ao maar Laguna Timone, em Pali Aike, e são predominantemente granada-espinélio lherzolitos, espinélio lherzolitos, granada-espinélio hazburgitos e um glimerito. A paragênese granada+espinélio+Ti-flogopita+K-pargasita, presente nas amostras, indica que as rochas provêm da zona de transição granada-espinélio peridotito no manto superior. Eventos de fusão parcial são indicados pela correlação negativa definida entre os elementos maiores contra o #Mg, bem como pelo padrão com enriquecimento ETR leves com relação aos pesados dos granada-espinélio harzburgitos, e pelo empobrecimento dos ETR pesados nos espinélio lherzolitos, submetidos a modelamento que sugere até 16% de fusão parcial (fusão em equilíbrio não modal). Os granada-espinélio 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 metassomatisados 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 - HETEROGENEITIES OF SUBCONTINENTAL LITHOSPHERIC MANTLE AT THE SOUTHERNMOST OF SOUTH-AMERICAN PLATE: INFLUENCE OF PRESENT SUBDUCTION AND LITHOSPHERE-ASTENOSPHERE INTERACTIONS UNDER THE PALI AIKE VOLCANIC FIELD. The Pali Aike Volcanic Field is located in southern South America where there is a complex tectonic system due to interactions between the Nazca, Antarctica and Scotia oceanic plates with the South-American continental plate, and due to the proximity of the Chile ridge (Chile Triple Junction). This volcanic field has basanites, alkali basalts and pyroclastic rocks that host garnet- and spinel peridotites that may also bear phlogopite and pargasite. The mantle xenoliths of this study are from the Laguna Timone maar, located in Pali Aike, being predominantly garnet-spinel lherzolites, spinel lherzolites, garnet-spinel harzburgites, and one glimmerite. The paragenesis garnet+spinel+Ti-phlogopite+K-paragsite is present in the studied samples and suggests an origin from the garnet-spinel peridotite transition zone in the upper mantle. Partial melting events are inferred from the negative correlations between major

elements and #Mg, as well as, from the light REE < heavy REE of garnet-spinel harzburgites pattern, and from the heavy REE depletion in spinel lherzolites that, as suggested by trace-element modelling underwent up to 16% partial melt (no-modal batch melting). The garnet-spinel lherzolites have trace element values similar to Primitive Mantle, with characteristics of "fertile" mantle. All mantle xenoliths have enrichments in chalcophile elements (W, Pb, Mo, Sn) which are attributed to present subduction of Antarctica plate under the South-American plate. The occurrence of glimmerite, the presence of hydrated minerals (phlogopite and pargasite) in peridotites, and the geochemical similarities with peridotites metasomatised by ascending asthenospheric melts (peridotites of the Manzaz, Argelia, and peridotites of the Vitim Volcanic Field, Baikal, Siberia), such as Ba/Nb, Ba/La and U/Nb ratios, suggest metasomatism by asthenospheric fluids. These asthenosphere-lithosphere interactions occurred due to the upwelling of the underlying asthenospheric mantle when the Chile Triple Junction was at the same latitude the Pali Aike Volcanic Field.
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), a 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 as placas de Nazca e Antártica ocorre a dorsal do Chile, responsável por um regime extensional entre essas duas litosferas. 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 soerguimento da astenosfera sob a região do CVPA.

O CVPA está inserido na região da Patagônia Argentina e Chilena e é a província basáltica de platô localizada mais ao sul das Patagônias (Fig.1), com uma área vulcânica de ~ 4.500 km^2. É composto por cones de escórias e lavas, ambos de composição alcalina (basanitos e basaltos alcalinos), e rochas piroclásticas, como tufos básicos e ultrabásicos associados à *maars*. Algumas lavas basálticas e rochas piroclásticas hospedam xenólitos mantélicos compostos, essencialmente, por granada(gr)-espinélio(sp) peridotito e espinélio peridotitos (e.g. Stern *et al*., 1999; D'Órazio *et al*., 2000; Mazzarini & D'Órazio, 2003; Wang *et al*., 2008a). A área de estudo está localizada na parte chilena do CVPA (Fig.1), e se encontra nos arredores da Laguna Timone, inclusa em um *maar*. Os xenólitos mantélicos de Laguna Timone estão hospedados em rochas piroclásticas, e são predominantemente gr-sp harzburgitos (com flogopita em algumas amostras), sp-lherzolitos e gr-sp lherzolitos (com presença eventual de pargasita). A ocorrência de xenólitos mantélicos com granada e espinélio, nas mesmas amostras, é pouco comum no mundo, sendo Pali Aike a única região da Patagônia onde estas rochas ocorrem. Uma pequena ocorrência com granada e espinélio em amostras distintas foi descrita também na região de Prahuaniyeu (*e.g.* Bjerg *et al*., 2009).

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

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. O objetivo do estudo é caracterizar o MLSC da região de Pali Aike através de descrições mineralógicas, texturais e da geoquímica de elementos maiores e traços em rocha total, discutindo os processos metassomáticos resultantes da interação litosfera-astenosfera, possivelmente provocada pela subducção da dorsal do Chile sob a região, e da subducção atual.

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, subducta a placa Sul-Americana, formando a conhecida Junção Tríplice do Chile (Candie & 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, 2008; Von Gonsen, 2002; Pankhurst *et al*., 2003, 2006; Rapalini, 2005; Wang *et al*., 2008a). Vários autores têm reconhecido o Maciço Deseado, ao norte de Pali Aike, como uma placa independente (*e.g*, Ramos & Aguirre-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, teria colidido 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 à ideia proposta por Ramos (2008), que apresenta dados de datação em zircões comprovando que o embasamento do Maciço Norte Patagônico e Maciço Deseado são autóctones no supercontinente Gondwana. Ramos (2008) também não encontra evidências que comprovem 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 encontradas no embasamento metamórfico da Tierra del Fuego, 100 km ao sul de Pali Aike, datado em 529 Ma por U-Pb em zircões (Söllner *et al*., 2000; Wang *et al*., 2008a). No entanto, para a litosfera de Pali Aike, Schilling *et al.* (2008) sugerem uma idade mais 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 16 Ma, a dorsal do Chile, que separa a placa de Nazca e a Antártica,

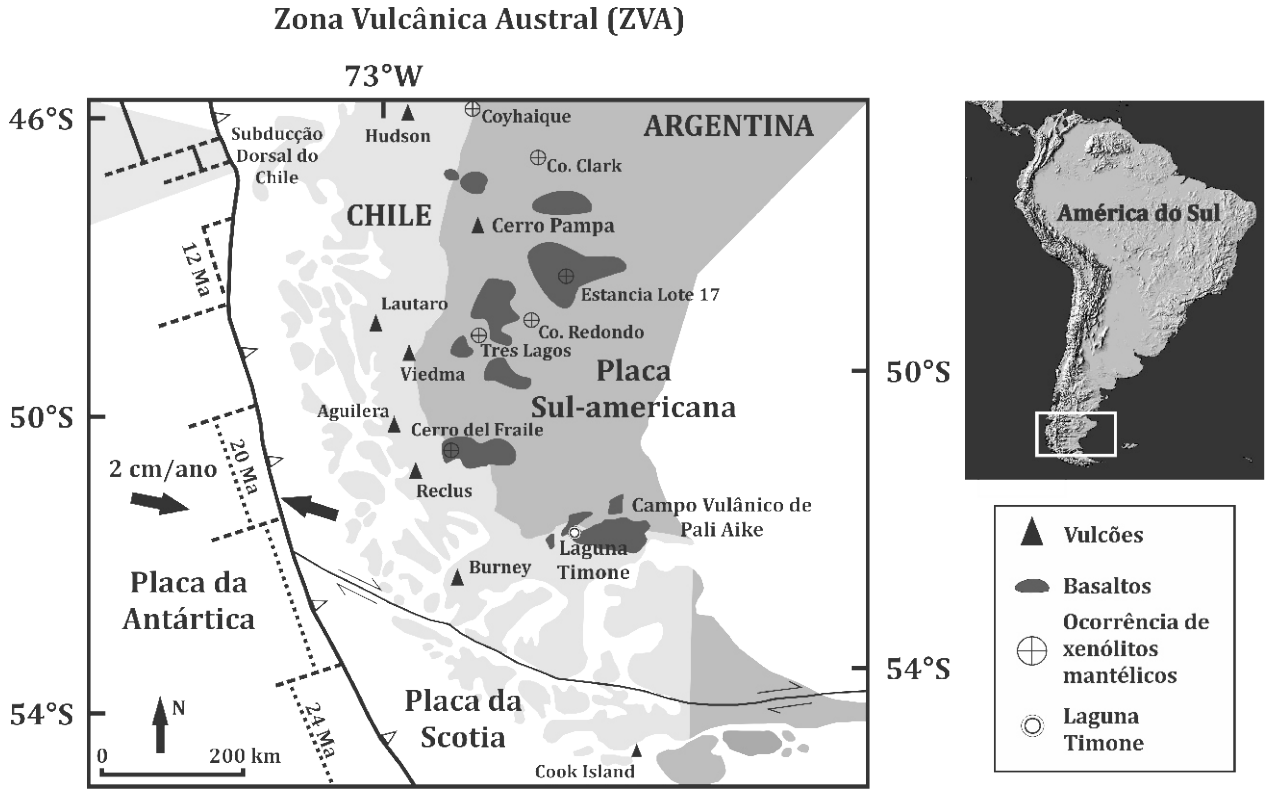

Figura 1. Mapa da região sul da América do Sul mostrando o Campo Vulcânico de Pali Aike, onde encontra-se o *maar* Laguna Timone. Mapa modificado de Stern (2004).

em um regime extensional, colidiu com a Cordilheira dos Andes próximo à latitude de Tierra del Fuego (Candie & 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, próxima à latitude da Península de Taitao (Mazzarini & D'Órazio, 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 & Kay, 1992; Gorring *et al*., 1997; D'Órazio *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 ~ 4.500 km^2, e consiste, principalmente, de basanitos, basaltos alcalinos e rochas piroclásticas que hospedam granada e espinélio peridotitos (Mazzarini & D'Órazio, 2003). *Maars* são também encontrados no CVPA, sendo um deles o ponto de coleta das amostras deste estudo, conhecido como Laguna Timone (52°01'39" S, 70°12'53" W), localizado na parte Chilena do CVPA. O ponto Laguna Timone é situado em região constituída por rochas piroclásticas que hospedam xenólitos mantélicos de grandes dimensões, compostos predominantemente por gr-sp peridotitos com presença de minerais hidratados (pargasita e flogopita).

3. Métodos analíticos

A descrição petrográfica dos xenólitos de Laguna Timone foi realizada com microscópio óptico, tendo sido feitas também análises no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com sistema EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado.

A análise de elementos maiores em rocha total foi realizada por fluorescência de raios-X (espectrômetro Phillips PW2400) no *Earthquake Research Institute, The University of Tokyo*. As pastilhas fundidas de rocha total para análise por fluorescência foram preparadas a partir da mistura de 1,8 g de rocha total pulverizada com 3,6 g de metaborato/tetraborato de lítio (Li). Foram adicionados 0,54 g de nitrato de lítio como oxidante do ferro na amostra de rocha total, misturando 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 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 por fluorescência 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, University of Tokyo,* no Japão. As amostras pulverizadas de rocha total (< 200 mesh) foram pesadas (0,05 ± 0,003 g) e depositadas em frascos de teflon (Savillex). Em seguida, foram adicionadas 20 gotas de HF, 5 gotas de HNO_3 (14%) e 5 gotas de HCl nos Savillex com amostra, e então fechados e colocados sobre chapa elétrica a 140°C por 3 dias. Após esta etapa, os Savillex foram abertos e mantidos em chapa elétrica para a evaporação dos reagentes. O segundo ataque foi realizado adicionando-se 5 ml de HNO_3 (20%) nos Savillex ainda quentes para melhor dissolução do resíduo. Em seguida foram fechados e mantidos sobre chapa elétrica durante 24 h. Após o segundo ataque, o Savillex foi aberto para a evaporação do reagente. Depois de ter evaporado totalmente, foi realizado o terceiro ataque, colocando 3 ml de HNO_3 (20%) e mantendo o Savilex fechado em chapa elétrica por mais 24h. Por fim, os Savillex foram abertos e os 3 ml de solução em HNO_3 (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 índio(In) e o bismuto (Bi) detectadas nas soluções das amostras e dos padrões (valores médios dos padrões). As concentrações foram obtidas através de um ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*) 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 adicionou-se 3 ml de HNO_3 (8M) e 2 ml HF (30%). A seguir, fechou-se a bomba que foi então acoplada em jaquetas de alumínio e em seguida em um disco de metal (Diegor *et al*., 2001). A bomba com a amostra foi, então, condicionada a uma temperatura de 200ºC em um forno por 24 h. Depois do aquecimento, abriu-se a bomba e sobre uma chapa quente (70ºC) o reagente foi evaporado. Foram realizados mais dois ciclos de ataque químico com HNO_3 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 ferro (Fe) e os outros elementos traços em solução, e 0,665 ml de mistura de HF-ácido 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® modelo 250. O tempo de contagem total por massa foi de 10 s 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 elemento índio (In), 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

Os xenólitos mantélicos de Laguna Timone foram classificados 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 ocorrem 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 & Nicolas, 1975). Nenhum peridotito apresenta feições de infiltração da rocha hospedeira. A textura e a composição mineralógica de cada amostra são listadas na tabela 1.

Tabela 1. Características mineralógicas e texturais dos 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, Sp = 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 com 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 com 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 com 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 com flog
PM18-17	ol + opx + gr + sp ± cpx	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp harzburgito com flog
PM18-22	ol + opx + gr + sp + flog ± cpx	Protogranular a Porfiroclástica I	Gr-sp harzburgito com flog
PM18-23	ol + opx + gr + sp ± cpx	Protogranular	Gr-sp harzburgito
PM18-24	ol + opx + gr + sp + flog ± cpx	Protogranular	Gr-sp harzburgito
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, com textura protogranular a porfiroclástica I, e, pouca ou nenhuma textura de recristalização. As olivinas são cristais subédricos com dimensões de 3 a 5 mm, possuem bordas curvilíneas em contato com os demais cristais, e algumas vezes mostram *kink bands*. Os cristais recristalizados de forsterita são menores (~1 mm), têm forma euédrica e textura poligonal, identificada pelo contato reto e com ângulos de 120º entre os cristais. A enstatita (~4 mm) com cor amarronzada sob luz natural, forma grãos anédricos e, também possuem borda curvilínea no contato com os demais cristais. O diopsídio possui cor verde sob luz natural, forma cristais anédricos, com dimensões menores (~1,5 mm)

que a forsterita e enstatita e encontram-se, normalmente, em contato irregular com a enstatita. O mesmo ocorre com o espinélio (<1 mm), que apresenta coloração vermelha escura em luz natural, ocupa espaços intergranulares e está 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. Os grãos de forsterita possuem forma subédrica, contatos curvilíneos com outros cristais, dimensões grandes (~5 mm) e apenas alguns possuem *kink bands*, o que indica pouca deformação de suas rochas hospedeiras. Quando em contato com a granada, a forsterita possui dimensões menores (~2 mm) e forma irregular. Forsterita recristalizada (<1 mm) com textura poligonal também ocorre em gr-sp lherzolitos, normalmente em contato com enstatita, diopsídio e granada (Fig. 2C). A enstatita possui tamanhos variados (1 a 5 mm), forma anédrica, e bordas curvilíneas, sendo assim, também, o contato com os demais cristais. O diopsídio possui uma cor verde intensa sob luz natural (Fig. 2C, D), dimensões menores (<2 mm) que a olivina, enstatita e granada, e normalmente encontra-se em contato com a enstatita. O piropo (1 a 2,5 mm) possui cor rosa em luz natural, apresenta formas anédricas, e normalmente seus grãos encontram-se em contato com enstatita, diopsídio e olivina, como mostra a figura 2 (C, D, E). Apresentam textura kelifítica (Fig. 2E) identificada por bordas de reação formadas por vários microcristais. Wang *et al*. (2008a) estudaram os peridotitos do CVPA e descreveram granada com bordas de reação muito similares, composta por microcristais de espinélio e piroxênio, que se formam durante a ascensão dos xenólitos. Stern *et al.* (1999) descrevem esta textura na granada de Pali Aike e atribuem 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). O espinélio (magnesiocromita, segundo análise em EDS) possui dimensões pequenas (< 0,5 mm), é opaco sob luz natural, e está sempre incluso no piropo. A inclusão de espinélio em granada e o contato da granada com olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, como visto nas amostras estudadas (Figura 2C, D), podem ser indicativos da zona de transição granada-espinélio peridotito no MLSC sob a região de Pali Aike. A pargasita (~1 mm) (Fig. 2A, B) apresenta forma anédrica, cor marrom em luz natural, não apresentando boa clivagem e, geralmente, encontra-se em contato com o diopsídio. Análise em sistema EDS permite concluir trata-se de pargasita potássica. A associação de pargasita potássica com granada, espinélio e flogopita, no manto, é estável em zonas de até ~ 2,5 GPa e ~ 1150ºC para ambientes subsaturados em água, e ~ 2,0 GPa e ~ 1000ºC, para ambientes saturados em água (Conceição & Green, 2004). A pargasita potássica com granada, espinélio e flogopita no manto, também sugere que as amostras de Laguna Timone são originadas de uma zona mais profunda do MLSC, na região de transição de fase de granada-espinélio peridotito no manto.

Os gr-sp harzburgitos possuem forsterita, enstatita, piropo, espinélio (magnesiocromita) e raramente diopsídio. Em três amostras (PM18-01; PM18-17; PM18-22) há flogopita (Tab. 1). Os gr-sp harzburgitos apresentam cristais de forsterita e enstatita mais alongados, indicando a transição da textura protogranular para porfiroclástica I. A forsterita constitui cristais com grandes dimensões (~ 5 mm), alguns deles apresentam *kink bands*, e possuem forma subédrica e contatos curvos com os demais cristais. Os gr-sp harzburgitos também apresentam forsterita recristalizada, com forma euédrica e textura poligonal como nas demais amostras de Laguna Timone, e esta feição se dá normalmente em grãos próximos à granada. A enstatita possui dimensões variadas (1 a 5 mm), cor amarronzada sob luz natural e forma anédrica. O diopsídio, quando presente, possui tamanho pequeno (<1 mm), é anédrico e se encontra em contato com a enstatita. O piropo, nos gr-sp harzburgitos, apresenta dimensões maiores (1 a 5 mm) 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 presentes na lâmina delgada (Fig. 2E). Os cristais de piropo sem espinélio incluso estão, normalmente, em contato com forsterita, enquanto os cristais com espinélio incluso encontram-se em contato com a enstatita. O piropo dos gr-sp-harzburgitos também possui textura kelifítica mostrada pela borda de reação, como no caso dos gr-sp lherzolitos (Fig. 2E). O espinélio, quando presente, é pequeno (<1 mm), têm cor preta a avermelhada, e encontra-se incluso na granada. A flogopita (análise em EDS) possui cor marrom sob luz natural, forma grãos anédricos, sempre associados com a enstatita, mas, não apresentam boa clivagem e a extinção mosqueada é fraca. Análises em EDS permitem inferir que é Ti-flogopita. A ocorrência de flogopita em peridotitos com espinélio e grana-

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

A classificação do xenólito glimerítico foi baseada na grande quantidade de flogopita presente na amostra (> 90%) (Fig. 2F). O glimerito é composto por Ti-flogopita, euédrica, (~ 1 mm e/ou menores que 1 mm), sem orientação preferencial aparente. A enstatita presente possui pequenas dimensões (< 1 mm) e ocorre como cristais anédricos entre os cristais de flogopita, sugerindo uma cristalização posterior à mica. A forsterita (~ 1 mm) possui forma subédrica e algumas fraturas. O piropo (< 1 mm) está bastante alterado e fraturado. Encontra-se em contato com a forsterita e com a enstatita. Magnésio-ilmenita foi identificada (análises em EDS) no glimerito e tem ampla distribuição em 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) descrevem o metassomatismo astenosférico como resultante da interação astenosfera-litosfera por infiltração de veios astenosféricos em granada e/ou espinélio peridotitos presentes na litosfera inferior. Os veios astenosféricos podem ser líquidos silicáticos alcalinos, ou fluidos de composição MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-

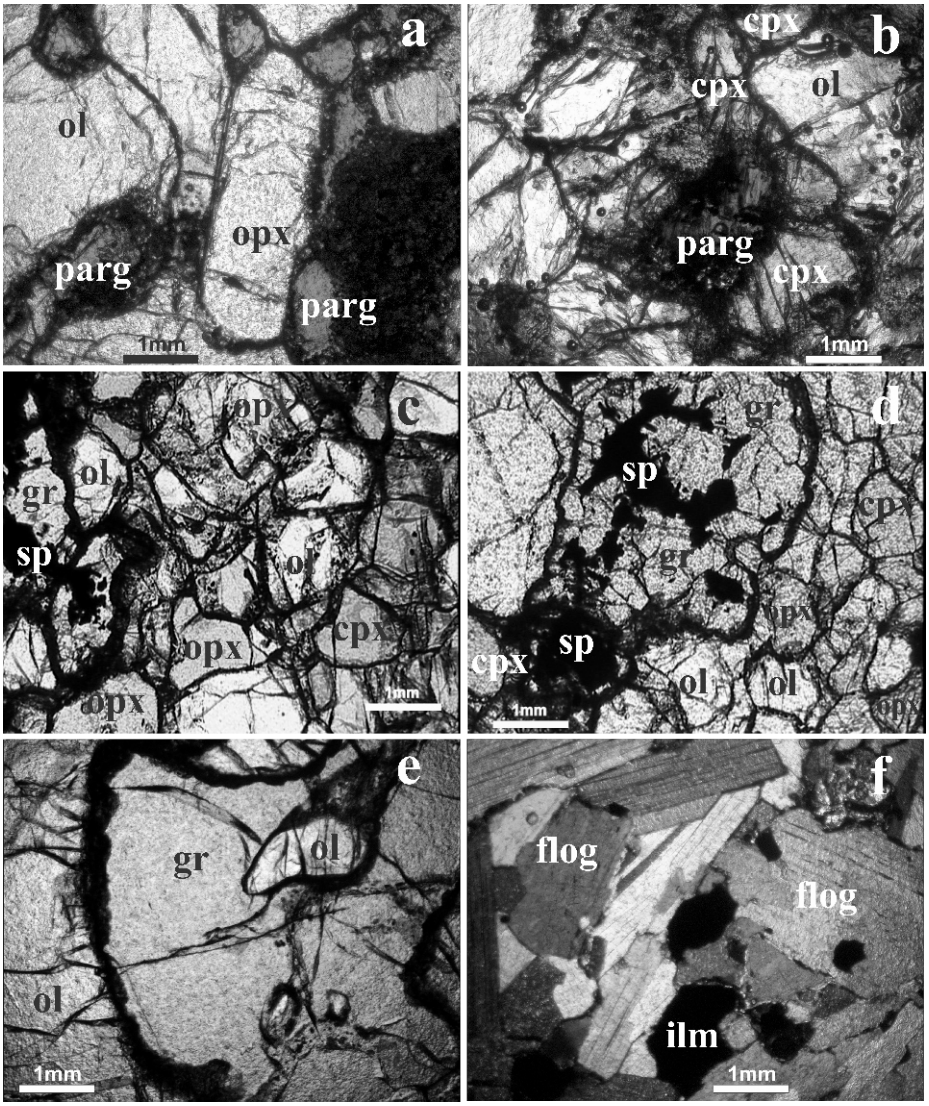

Figura 2. Fotomicrografias das principais feições mineralógicas e texturais dos xenólitos mantélicos de Laguna Timone. A) cristais de K-pargasita (parg) sem clivagem aparente e com bordas de reação, em contato com enstatita (opx) e forsterita (ol) alongadas, identificando também textura protogranular 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) incluso, e em contato com enstatita (opx), diospídio (cpx), e forsterita (ol) recristalizada; D) piropo (gr) com espinélio incluso, em contato com forsterita (ol) recristalizada, enstatita (opx) e diopsídio (cpx); E) piropo (gr) sem espinélio (sp) incluso e com textura kelifítica identificada pela borda de reação presente no cristal; F) glimerito com Ti-flogopita (flog) euédrica e clivagem boa, e magnésio-ilmenitas (ilm).

diopsídio) e/ou glimeritos.

4.2. Geoquímica de rocha total

4.2.1. Elementos maiores

Os peridotitos referidos neste trabalho possuem #Mg [(MgO/40,3)/((MgO/40,3) + (FeO-total/71,8))]*100) entre 88 e 9 (Tab. 2), o que os caracteriza como de origem mantélica, como proposto por McDonough (1990) (#Mg > 85). O glimerito possui #Mg igual a 83, 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 % peso; FeO_t entre 7,67 e 8,43 % peso; TiO_2 entre 0,05 e 0,14 % peso; CaO entre 0,87 e 2,92 % peso e Na_2O entre 0,27 a 0,40 % peso. 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 a 4,67 % peso; FeO_t entre 7,75 a 8,83 % peso e CaO entre 2,31 a 3,37 % peso. Apresentam também conteúdos de TiO_2 variando entre 0,05 a 0,23 % peso; e Na_2O entre 0,34 a 0,50 % peso. 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 a 7,22 % peso; FeO_t entre 8,55 a 9,50 % peso; TiO_2 de 0,15 a 0,27 % peso; CaO entre 0,61 a 2,22 % peso e Na_2O entre

Tabela 2. Concentração (% peso) dos elementos maiores em rocha total, e concentrações (ppm) dos elementos traço.

Rocha		gr-sp lherz						gr-sp lherz			gr-sp lherz		
	gr-sp lherz	c/ parg	gr-sp lherz	gr-sp lherz	gr-sp lherz	gr-sp lherz	gr-sp lherz	c/ parg	gr-sp lherz	gr-sp lherz	c/ parg	sp-lherz	sp-lherz
Amostra (%peso)	*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*
SiO_2	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
TiO_2	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
Al_2O_3	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
Fe_2O_3(tot)	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
Na_2O	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
K_2O	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
P_2O_5	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_2O_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_2O_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 traço (ppm)													
Sc	13,6	11,9	12,7	12,8	12,8	12,5	11,1	16,3	12,6	14,5	10,1	7,2	12,3
V	71	69	70	74	77	59	65	82	76	83	68	47	68
Cr	2563	2683	2657	2435	2633	2795	2530	3227	2807	2584	2606	2400	2648
Co	104	107	108	106	108	110	110	101	103	105	110	115	108
Ni	2051	2073	2140	2057	2071	2186	2062	1938	1963	1967	2198	2319	2130
Cu	6	3	3	4	6	6	5	4	5	9	7	3	7
Zn	55	57	51	56	54	52	65	54	58	55	51	51	55
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
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
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
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
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
Mo	0,21	0,26	0,08	0,16	1,30	-	-	0,29	-	-	0,37	0,34	0,31
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
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	-
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
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
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
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
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
Gd	0,65	0,64	0,53	0,59	0,53	0,39	0,56	0,83	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
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
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
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
W	0,81	-	0,17	-	-	0,59	0,02	-	-	-	0,14	-	0,12
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
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
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

Observação: Valores em parte por milhão (ppm). Valores não detectados (-).

Cont. Tabela 2.

Rocha	sp-lherz	sp-lherz	sp-lherz	sp-lherz	sp-lherz	gr-sp harz c/ flog	gr-sp harz c/ flog	gr-sp harz c/ flog	gr-sp harz	gr-sp harz	gr-sp harz	glimerito
Amostra (%peso)	*PM18-30*	*PM18-33*	*PM18-35*	*PM18-43*	*PM18-45*	*PM18-1*	*PM18-17*	*PM18-22*	*PM18-23*	*PM18-24*	*PM18-36*	*PM18-3*
SiO_2	44,68	45,08	44,65	45,85	44,71	45,92	45,88	45,18	46,17	45,51	45,91	39,75
TiO_2	0,08	0,08	0,08	0,14	0,11	0,27	0,15	0,21	0,15	0,24	0,17	8,68
Al_2O_3	2,57	2,48	2,30	1,72	3,12	7,22	3,64	4,16	3,03	4,11	4,25	11,23
Fe_2O_3(tot)	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
Na_2O	0,34	0,33	0,31	0,27	0,40	0,20	0,23	0,19	0,21	0,19	0,33	0,44
K_2O	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,06	0,02	4,85
P_2O_5	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_2O_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_2O_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 traço (ppm)												
Sc	6,3	10,4	8,9	6,6	14,1	22,0	10,6	11,6	9,5	10,5	14,0	10,8
V	47	58	48	50	67	86	56	59	65	57	65	306
Cr	2227	2889	2277	2968	2798	5740	2391	2472	3812	2200	2387	1196
Co	117	109	115	115	110	101	115	118	112	118	107	82
Ni	2330	2238	2332	2306	2149	1700	2169	2272	2183	2291	2050	1514
Cu	2	8	6	4	5	9	2	4	2	2	8	11
Zn	62	49	52	60	52	77	75	66	65	64	61	49
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
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
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
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
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
Mo	0,14	0,07	0,01	-	-	1,40	-	-	0,11	-	-	-
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
Cs	0,01	-	0,01	0,02	-	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0,67
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
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
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
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
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
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
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
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
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
W	0,097	0,786	-	-	-	0,13	-	-	1,313	-	-	-
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
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
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

Observação: Valores em parte por milhão (ppm). Valores não detectados (-).

0,19 a 0,33 % peso. O aumento de Al das amostras deve estar relacionado com a presença de granada.

Os diagramas de correlação de óxidos e Mg# (Fig. 3) também mostram que os gr-sp harzburgitos são 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 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 FeOt para rocha total, mostra correlações negativas com o #Mg para todas as rochas estudadas (Fig. 3), o que sugere processos de fusão parcial. As baixas razões Ca/Al observadas na maioria das amostras (Ca/Al = 0,13 a 1,17) 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 % peso), FeOt (8,24 % peso e CaO (1,08 % peso) quando comparado àqueles de Kimberley, embora com teores relativamente mais elevados de TiO_2 (8,68 % peso) e mais baixos de K_2O (4,85 % peso) (Tab. 2), (Grégoire *et al.*, 2002; flog-ilm-cpx glimerito: TiO_2 = 3,6 % peso, K_2O = 9,93 % peso; calcita-apatita glimerito: TiO_2 = 2,85 % peso,

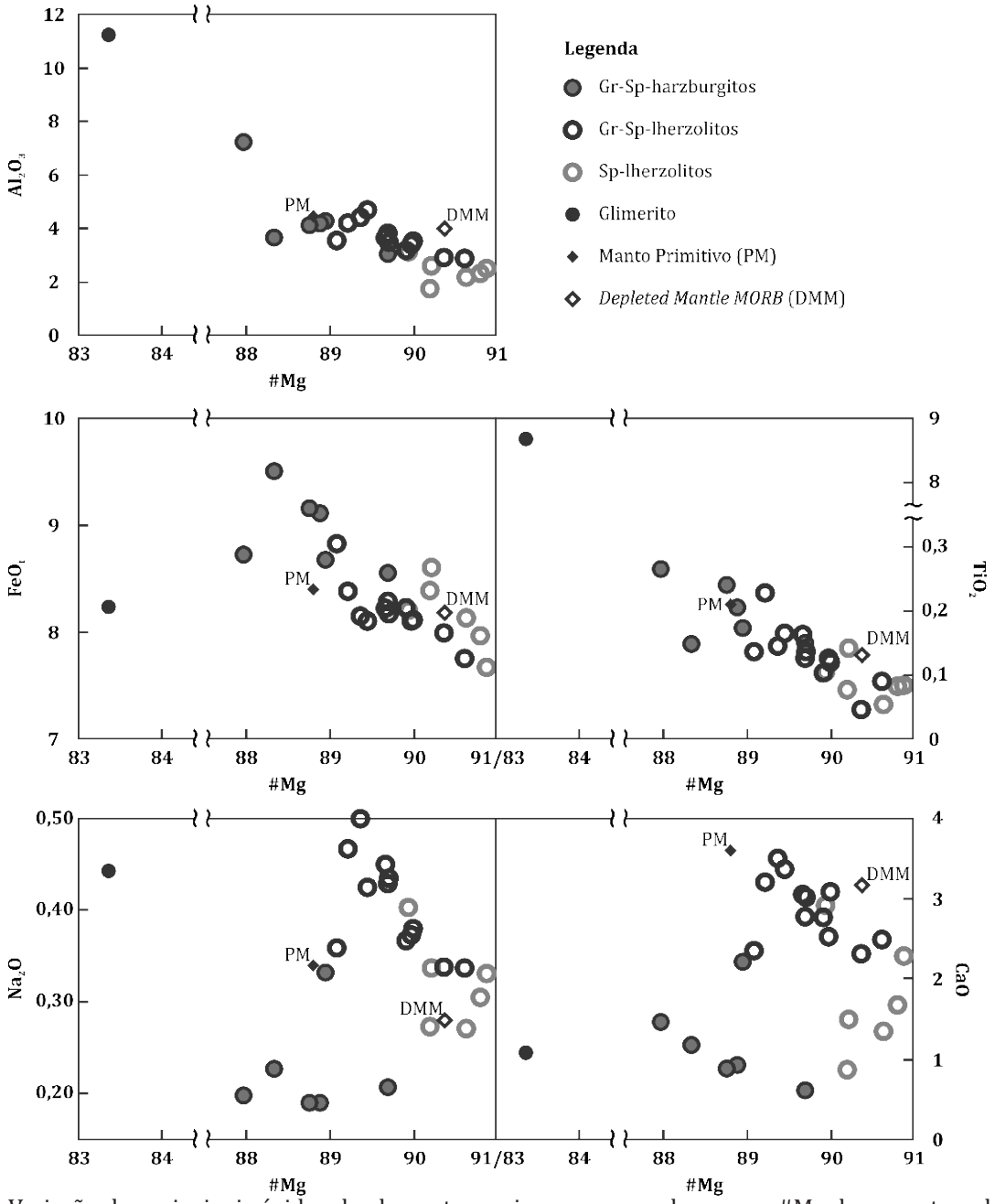

Figura 3. Variação dos principais óxidos de elementos maiores comparados com o #Mg das amostras de Laguna Timone, Campo Vulcânico de Pali Aike. Manto Primitivo (MP) de McDonough (1990), e Manto Depletado (DMM) de Workman & Hart (2005).

K_2O = 8,51 % peso).

4.2.2. Elementos Traço e Terras Raras

O diagrama multi elementos, 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 de elementos calcófilos (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. Rb e Ti apresentam significativo empobrecimento.

Os gr-sp lherzolitos (Fig. 4) possuem os teores de elementos traços normalizados 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 no Rb.

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.

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

Os padrões 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 de ETR 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). Os padrões sub-horizontais, similares aos valores do MP de Sun & McDonough (1989), vistos no diagrama dos ETR e no diagrama multielementar, sugerem um manto "fértil", sem expressivos eventos de enriquecimento e empobrecimento devido a processos de fusão parcial.

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 pobres em ETR leves em relação às demais amostras de Laguna Timone. Este padrão é característico de eventos de fusão em um manto com granada.

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

5. Discussão

5.1. Evidências petrográficas de transições de fases e metassomatismo no MLSC de Pali Aike

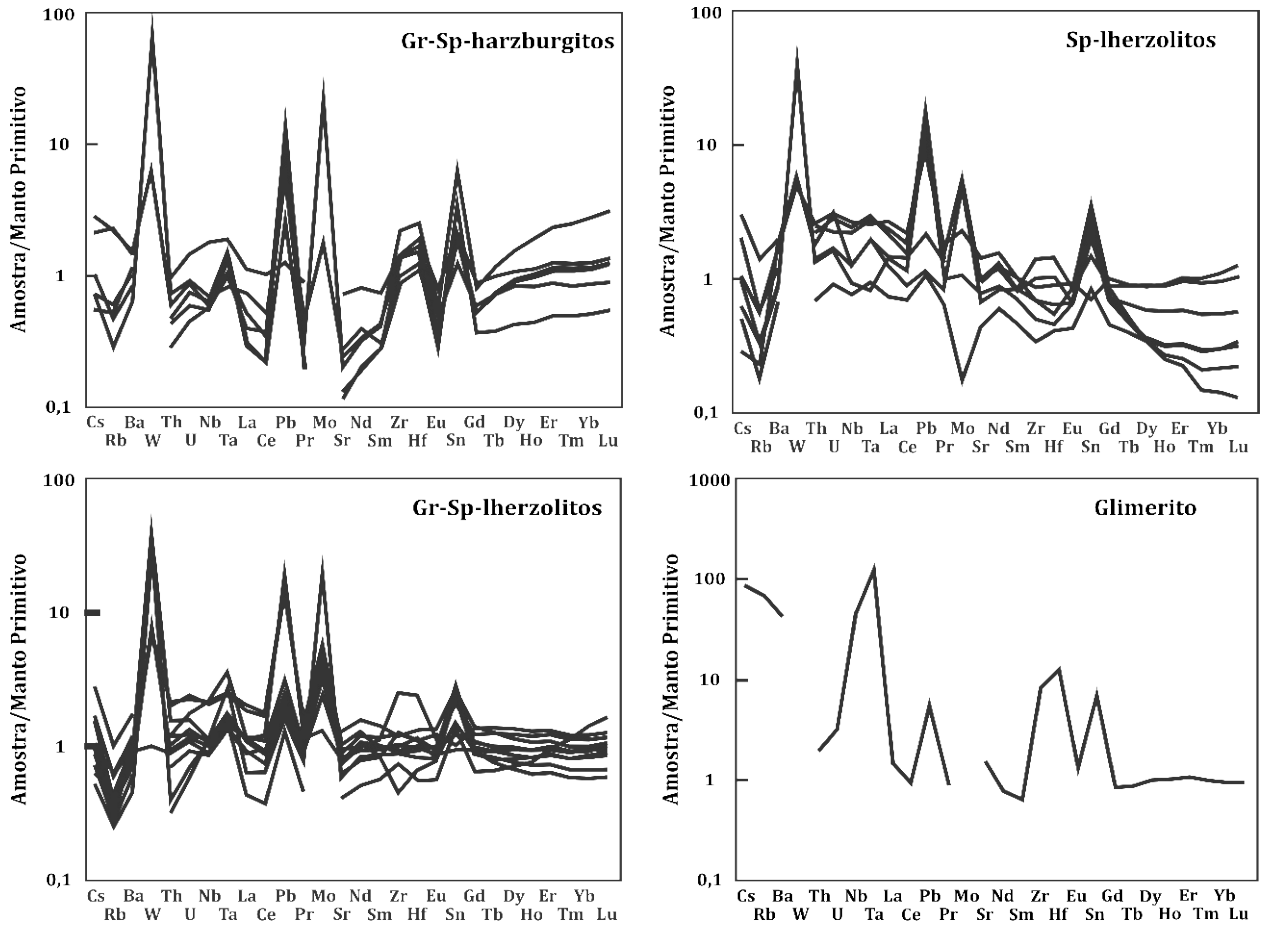

Figura 4. Diagramas de multielementos das amostras de Laguna Timone, Campo Vulcânico de Pali Aike, normalizados para o Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). A) gr-sp harzburgitos; B) gr-sp lherzolitos, C) sp lherzolitos, e D) glimerito. Destaque para o enriquecimento nos elementos calcófilos em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

Stern *et al*. (1999), utilizando dados de 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. Os autores sugerem que o aquecimento e o afinamento da litosfera ocorreram quando houve a quebra do supercontinente Gondwana, no Jurássico. Com o decorrer do 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 aquecimento teria ocorrido na litosfera, associado ao mesmo evento que gerou os basaltos alcalinos de Pali Aike. Evidências deste recente aquecimento e de leve afinamento da litosfera, teriam sido preservados pela zonação química e o aumento de Ca nas bordas dos piroxênios, e pelas bordas da granada com textura kelifítica (Stern *et al.*, 1999), observado também nas amostras de

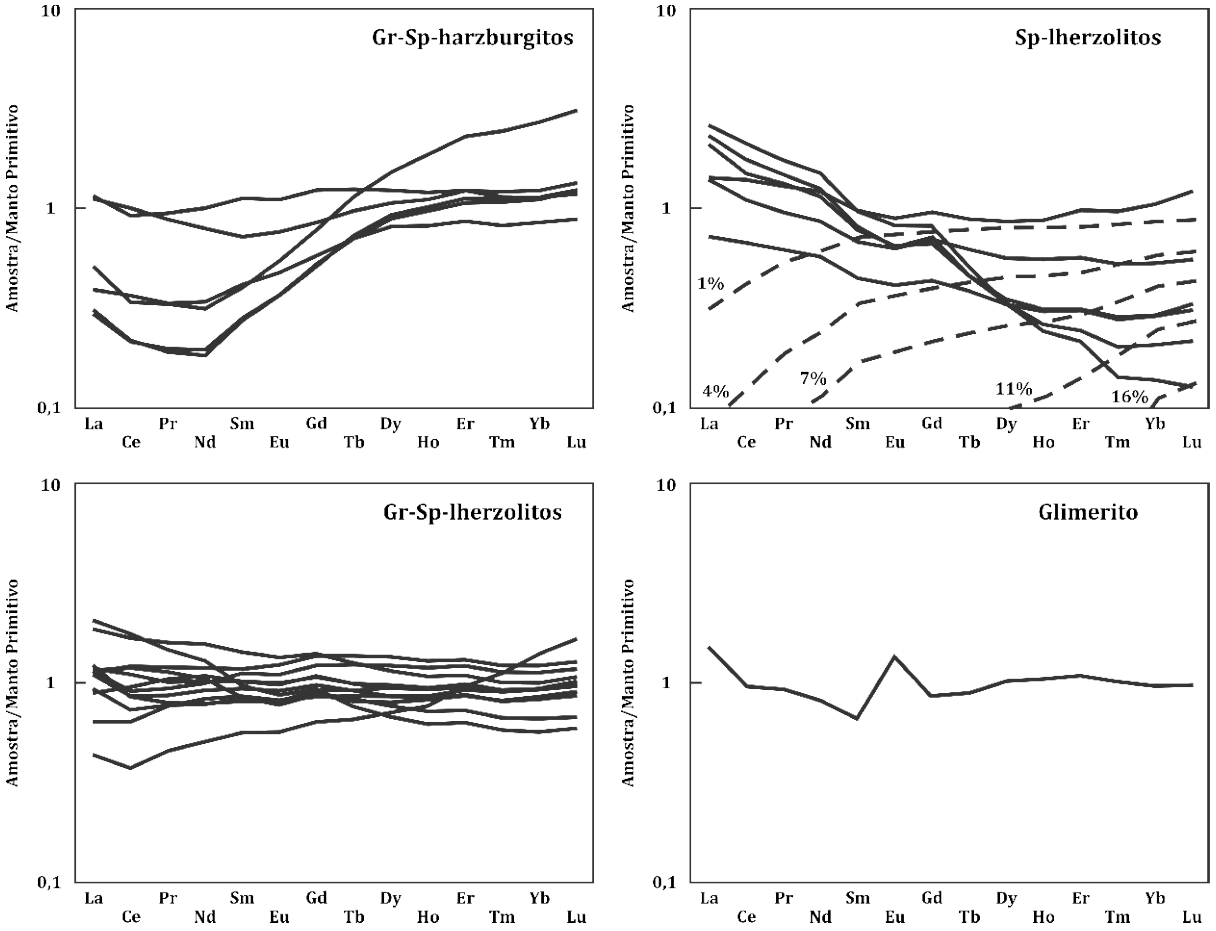

Figura 5. Diagrama dos elementos terras raras normalizados para o Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). A) gr-sp harzburgitos; B) gr-sp lherzolitos, C) sp lherzolitos; linhas tracejadas representam as taxas de fusão da modelagem de fusão em equilíbrio não-modal; e D) glimerito. Destaque para as amostras de gr-sp lherzolitos, cujos valores são similares ao Manto Primitivo, sugerindo um manto "fértil".

Laguna Timone.

A presença de granada normalmente acompanhada de inclusões de espinélio (Fig. 2C, D) nas amostras dos xenólitos mantélicos estudados, indica que estas rochas são provenientes da zona de transição granada-espinélio peridotito no manto superior. O fato do espinélio estar incluso na granada sugere que essas amostras foram submetidas a um aumento de pressão responsável pela cristalização da granada em torno do espinélio conforme a reação 1:

$$MgAl_2O_4 \text{ (espinélio)} + 2Mg_2Si_2O_6 \text{ (enstatita)} \rightarrow Mg_2SiO_4 \text{ (olivina)} + Mg_3Al_2Si_3O_{12} \text{ (piropo)} \quad (1)$$

A associação mineralógica granada + espinélio+flogopita+pargasita nas composições peridotíticas, presente nas amostras estudadas, é estável em torno de 2 GPa e 1050ºC em ambiente saturado em água, e em torno de 2,5 GPa e 1150ºC em ambiente subsaturado em água, segundo os trabalhos de Conceição & Green (2004). Maiores temperaturas e pressões desestabilizam o espinélio e levam à cristalização da granada.

A presença de flogopita e pargasita nas amostras de Laguna Timone registra 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 mantém estável até 2,5 GPa. A presença de um glimerito nas amostras deste estudo e o soerguimento da astenosfera devido à subducção da dorsal do Chile na região, podem indicar que as pargasitas e flogopitas são resultado de metassomatismo por líquidos e/ou fluidos astenosféricos. Stern *et al*. (1999) e Wang *et al.* (2008a,b) propõem metassomatismo por fusões (*melts*) astenosféricas 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, FeOt, e Na_2O) comparados com o índice #Mg (Fig. 3), pelo empobrecimento dos ETR pesados nos sp lherzolitos em relação ao MP, e pelo padrão com ETR leves < ETR pesados, observado nos gr-sp harzburgitos (Fig. 5A, B, C). Os padrões dos ETR nos gr-sp harzburgitos podem ser explicados 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 & Gibbs, 1971). Os gr-sp lherzolitos, por sua vez, apresentam um padrão horizontalizado no diagrama dos ETRs (Fig. 5), tendo composição similar ao MP, o que sugere poucos ou nenhum evento de empobrecimento por fusão e enriquecimento por metassomatismo nessas amostras.

Com o intuito de estimar a taxa de fusão do MLSC sob o CVPA, foram realizados cálculos de fusão para geração de resíduo sólido utilizando-se a equação de fusão em equilíbrio não modal (*non-modal batch melting*) extraída de Shaw (2006) (equação 1). A premissa desta modelagem considera que os teores dos ETR pesados não devem sofrer variações significantes durante processos de metassomatismo mantélico. Portanto, apenas os cálculos para os sp lherzolitos foram realizados, pois os gr-sp lherzolitos e gr-sp harzburgitos possuem altos teores de ETR pesados devido à presença de granada. Utilizaram-se para o cálculo, os coeficientes de partição (kds) da olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio compilados de Shaw (2000) para os ETRs, de Sims & DePaolo (1997) para o Pb, de Ionov *et al*. (2002), para o Ti, e, de White (2007) para os demais elementos. Os cálculos de fusão foram realizados a partir da equação 1:

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

(sC= concentração total de elementos traços no sólido;$_0C$= concentração dos elementos traços na fonte antes da fusão;$_0D$= coeficientes de distribuição total dos elementos traços na fonte;F= porcentagem de fusão;P= somatório dos coeficientes de partição das fases na proporção que eles entram no resíduo sólido).

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 resíduo direto da fusão do MP, esta modelagem pode simular satisfatoriamente e caracterizar, o processo de fusão ocorrido no manto, indicando o resíduo resultante do processo. 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 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, são enriquecidos nos elementos calcófilos. Não apresentam, no entanto, enriquecimento significativo nos LILE. Quando comparados a peridotitos de arco (e.g. Izu-Bonin-Forearco 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 enriquecimento dos LILE, mas apresentam uma tendência de enrique-

cimento na razão Pb/Ce (Fig. 6).

O enriquecimento dos elementos calcófilos (W, Pb, Mo e Sn) observado em todas as amostras (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) identificou o 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 propõem Rieck Jr. *et al.* (2007), que também possuem amostras do MLSC sob o Cerro de los Chenques com enriquecimento nos elementos 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.

5.3.2. Fluidos astenosféricos

A subducção da dorsal meso-oceânica do Chile na região do CVPA proporcionou o soerguimento da astenosfera, ocasionando o aquecimento da base da litosfera e o seu leve afinamento, registrado nos xenólitos mantélicos pelas texturas e pelos dados de geotermometria apontados 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.* (2008b) 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 acre-

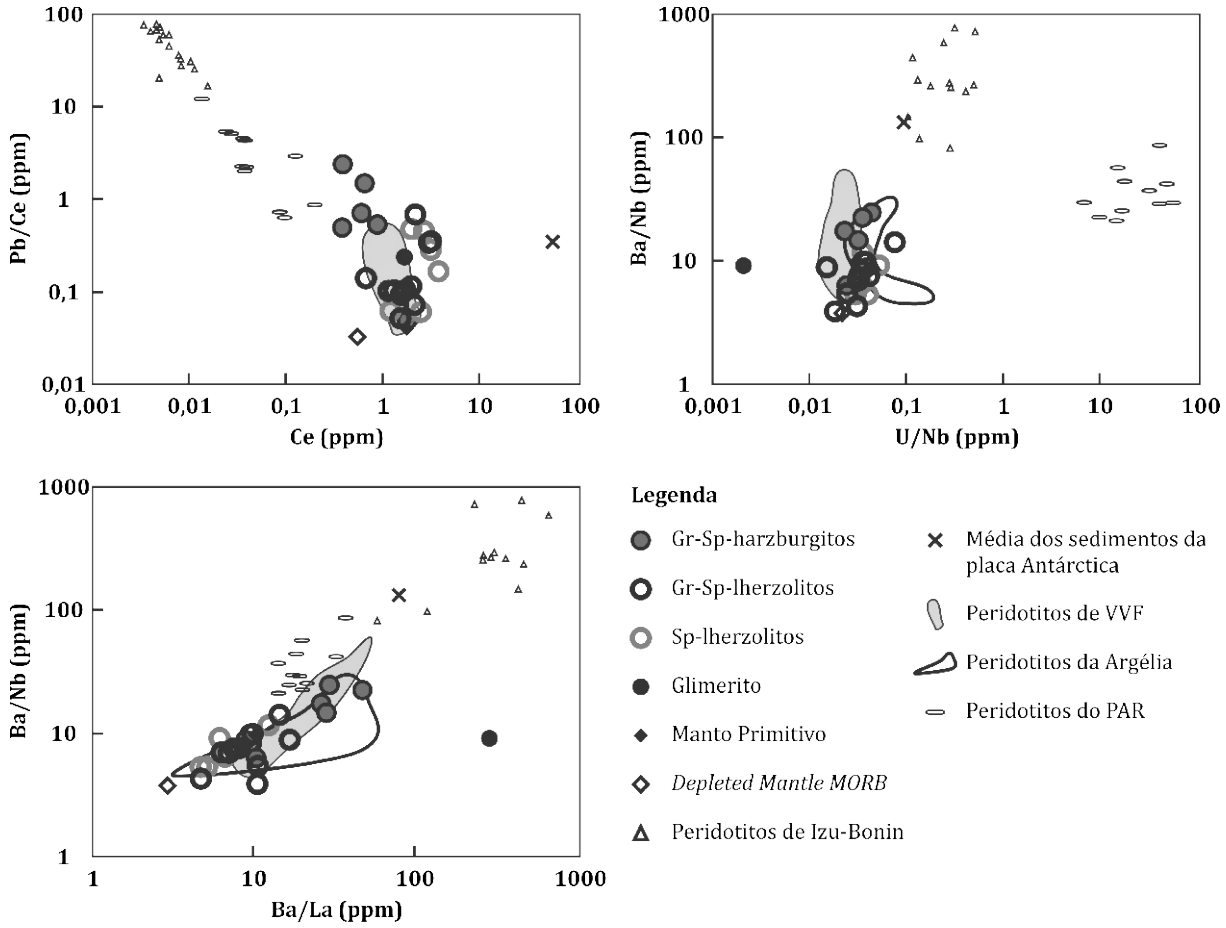

Figura 6. Diagramas de comparação das razões Pb/Ce *vs.* Ce; Ba/Nb *vs.* Ba/La e Ba/Nb *vs.* U/Nb. Em todos os diagramas estão plotados os valores do Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) e do Manto Depletado de Workman & Hart (2005).

ção de uma litosfera oceânica na litosfera continental da região sul da Patagônia, no final 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), que permitam propor uma acreção de litosfera oceânica na região. Entretanto, os xenólitos apresentam similaridades com os peridotitos do distrito de Manzaz (Argélia; Beccaluva *et al*., 2007), submetidos ao rejuvenescimento da litosfera devido o soerguimento da astenosfera e, consequentemente, metassomatisados por líquidos alcalinos provenientes da astenosfera. Os xenólitos de Laguna Timone também possuem similaridades com os peridotitos do campo vulcânico de Vitim (VVF), no Lago Baikal, Sibéria (Ionov, 2004) (Fig. 6), que apresentam metassomatismo por líquidos astenosféricos. Schilling *et al*. (2008) determinaram idades T_{RD} (0,61 Ga a 0,91 Ga) e T_{MA} (0,76 Ga a 0,80 Ga) 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) descrevem 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 à interação com magmas de composição alcalina. Menzies *et al*. (1987) 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, pode ter sido submetido a um metassomatismo por fluidos astenosféricos ricos em K, o que explica a presença de um glimerito entre as rochas 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. Pargasita potássica ocorre em gr-sp lherzolitos, enquanto Ti-flogopita presente em gr-sp harzburgito, indica um metassomatismo modal no manto litosférico subcontinental, abaixo de Pali Aike. A paragênese mineralógica granada+espinélio+flogopita+pargasita indica 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 sugeridos pela correlação negativa entre os elementos maiores e #Mg, pelo empobrecimento dos ETR pesados nos sp lherzolitos, que foram submetidos a até 16% de fusão parcial, com base no modelo de fusão em equilíbrio não modal (*no-modal batch melting*), e pelo padrão com ETR leves < ETR pesados observado nos gr-sp harzburgitos.

O expressivo enriquecimento dos elementos calcófilos nos xenólitos pode ser 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 subducções atuais sob a placa Sul-Americana.

A presença de um glimerito de origem astenosférica, de flogopita e pargasita (minerais hidratados), e as similaridades com peridotitos metassomatisados por líquidos astenosféricos (peridotitos do distrito de Manzaz na Argélia, e campo vulcânico de Vitim, Lago Baikal, na 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 ao 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, a 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) por proporcionar o estágio técnico no Canadá, auxiliando assim nas análises dos elementos cálcófilos; a Paul Sylvester que auxiliou o estágio da primeira autora no Canadá, e aos colegas do grupo de pesquisa que realizaram a coleta das amostras.

Referências

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.

Candie, 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'Órazio, 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 magamas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics,* 16: 1-17.

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. *Contribution to Mineralogy and Petrology,* 142: 603–625.

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.

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.

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 Sub-continental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania, Argentina. *Pesquisas 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.

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, 103 p. 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.

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.

Novak, G. A. & Gibbs, G.V. 1971. The crystal chemistry of the silicate garnets. *American Mineralogist,* 56: 791-825.

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

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. & 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*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, p. 369-380, Rio de Janeiro, Brazil.

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.R., Saul, S., Skewes, M.A. & Futa, K. 1989. Garnet peridotite xenoliths from Pali-Aike basalts of southernmost South America. Kimberlites and related rocks. *Geological Society of Australia, Special Publication, Blackwell, Carlton, Australia*, 14: 735-744.

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 (100 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 Research 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 Research Report* (ERI, University of Tokyo), 8: 26-36.

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, p. 4-8.