

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

**SUÍTE DE XENÓLITOS DO CERRO DE LOS CHENQUES
(ARGENTINA) EVOLUÇÃO DOS PROCESSOS DE
METASSOMATISMO DURANTE A DIFERENCIAÇÃO
DO MANTO LITOSFÉRICO**

NORBERTO RIECK JR.

ORIENTADOR – Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

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

Prof. Dr. Gustavo Walter Bertotto – CONICET y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa.

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

Porto Alegre – 2008

Rieck Junior, Norberto

Suíte de xenólitos do Cerro de Los Chenques (Argentina) evolução dos processos de metassomatismo durante a diferenciação do manto litosférico. / Norberto Rieck Jr. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2008.

[82] f. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2008.

1. Manto Litosférico. 2. Metassomatismo. 3. Pluma Astenosférica. 4. Subducção. Xenólitos. I. Título.

Catlogação na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

A realização desta dissertação foi possível por causa da participação de diversas pessoas e de inúmeras maneiras. Desta forma agradeço:

principalmente ao Rommulo, meu orientador;

aos pesquisadores que de uma maneira ou outra estão ligados ao projeto de estudos do manto terrestre, especialmente o Edinei, o Manuel, o Gustavo, o Tiago, a Fernanda e o Leonardo;

ao Sr. Julio que me abriu diversas portas;

à Nádia pelo coleguismo e companheirismo;

ao Gabriel pelo auxílio nas revisões;

aos meus pais Norberto e Véra e avós Matheus, Antônia e Luci por todo o apoio;

à UFRGS, ao IG e ao PPGGeo pela utilização da sua infraestrutura

ao CNPq, pela bolsa de mestrado concedida e pelo apoio financeiro através do projeto 475990/2004-8.

Resumo

A suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques, Patagônia (44°52'19"S/70°03'57"W), representa o Manto Litosférico Continental nesta região. Estas rochas guardam registros dos processos a que o manto esteve sujeito durante todo o período de evolução e diferenciação do próprio manto litosférico e de formação de crosta continental. Utilizando-se dados de petrologia, de geoquímica mineral e rocha total de elementos maiores e menores e dados isotópicos, é possível demonstrar que os xenólitos do Cerro de los Chenques possuem paragênese mineralógica primária formada por olivina, enstatita, diopsídeo e espinélio e que esta paragênese está em equilíbrio, como pode ser observado nos dados de química mineral. Desta forma estas rochas são classificadas como espinélio lherzolitos, espinélio harzburgitos e espinélio olivina-websteritos, com temperatura e pressão de equilíbrio variando de 782°C a 1029°C e 14kbar a 19 kbar. Mesmo que a paragênese primária esteja em equilíbrio, ocorrem instabilidades locais com formação de fusão na forma de bolsões de vidro silicáticos e de uma paragênese secundária composta por olivina, diopsídeo e espinélio. Os dados geoquímicos de rocha total mostram depleção nos elementos alcalinos e nos elementos traço em relação ao manto primitivo, ilustrando que houve processo de fusão parcial atuando nestas rochas. As amostras estudadas apresentam também feições características de processos de metassomatismo em momentos distintos e guardando características particulares em cada um deles. O primeiro evento metassomático foi determinado como sendo originado por uma pluma de ascensão astenosférica, sendo denotado principalmente pelo enriquecimento nos HFSE (Nb e Ta) e alguns elementos incompatíveis LILE. Este evento é responsável pela metassomatização dos lherzolitos e harzburgitos e pela formação dos olivina-websteritos a partir de um manto granada-lherzolítico, onde a granada se torna instável para a formação de clinopiroxênio e espinélio. Eventos metassomáticos posteriores a este também foram identificados, sendo desta vez relacionados a líquidos provenientes da desidratação e fusão de placas oceânicas em zonas de subducção. Um desses eventos está relacionado a colagem dos micro-continentes Maciço Norte Patagônico e Maciço del Deseado, por volta de 350 Ma caracterizado principalmente pelo enriquecimento nos ETR leves em relação aos pesados. O outro, mais recente, relacionado à subducção da Placa Oceânica de Nazca, onde o principal evento é o enriquecimento nos elementos calcófilos (Pb, Sn, W e Sb), que também está registrado em todas as suítes de xenólitos da Patagônia. Foi determinado ainda, que os basaltos de platô de *back-arc*, responsáveis por trazer os xenólitos à superfície não infiltram nos xenólitos, a ponto de alterar a química de suas rochas.

Palavras Chave: Manto litosférico, metassomatismo, pluma astenosférica, subducção, xenólitos.

Abstract

The ultramafic xenolith set from Cerro de los Chenques, Patagônia (44°52'19''S/70°03'57''W), represents the Sub Continental Lithospheric Mantle (SCLM) of this region. All rocks record processes in the mantle that happened during all period of lithospheric mantle differentiation and crust formation. Using the petrologica data, mineralochemistry, and major, trace and isotope element geochemistry, it is possible to demonstrate that the xenoliths equilibria mineral assemblage is olivine, enstatite, diopside and spinel. These rocks are classified as spinel lherzolites, spinel harzburgite and spinel olivine websterite, with temperature and pressure equilibrium of 782° to 1029°C and 14 to 19 kbar, respectively. It is also possible to point out that metasomatic process occurred in the xenolith rocks, which resulted in the crystallization of a secondary assemblage formed by olivine, diopside and spinel, and the formation of silicate melt pockets around spinel and clinopyroxene. Geochemistry data show alkalis and trace elements depletion in relation to primitive mantle as a result of the melting events. The studied samples also show metasomatic events in different periods, with different characteristics. The first metasomatic event was related to an upwelling of an asthenospheric plume, responsible for the HFSE (Nb and Ta) and some incompatible elements (LILE) enrichment in all lithologies, and by the formation of the olivine-websterite from a garnet-lherzolite, in which garnet reacts out to form clinopyroxene and spinel. Two others metasomatic events must have happened, following this one, both related to fluids and melts originated from the dehydration and melting of the subducting slab. One of these events is related to the collage of the Norte-Patagônia massif to del Deseado massif micro-continents, around 350 Ma, which resulted in the light REE enrichment. The other one, more recent, is related to the Nazca subducting slab, responsible for the enrichment in chalcophile elements (Pb, Sn, W and Sb), which is also observed in all mantle xenoliths from Patagonia. We also discard any infiltration of the host-basalt as the responsible for the ultramafic xenoliths chemical modification.

Keywords: Lithospheric mantle, metasomatism, asthenospheric plume, subduction, xenoliths.

Sumário

INTRODUÇÃO.....	6
OBJETIVO	7
LOCALIZAÇÃO E ACESSO	7
O MANTO TERRESTRE	7
CONTEXTO GEOLÓGICO	12
CORDILHEIRA DOS ANDES	12
GEOMETRIA DA SUBDUCÇÃO	13
MAGMATISMO DE ARCOS VULCÂNICOS DOS ANDES	14
MAGMATISMO E TECTÔNICA DE BACK-ARC NA REGIÃO DA PATAGÔNIA	17
EVOLUÇÃO TECTÔNICA NO SUL DA AMÉRICA DO SUL.....	26
TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O TEMA EM ESTUDO	29
ESTUDOS A PARTIR DE DADOS DE GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E DE ISÓTOPOS.....	29
ESTUDOS A PARTIR DE DADOS ISOTÓPICOS DE RE-OS COM APLICAÇÃO PARA ROCHAS MANTÉLICAS.....	33
ESTUDOS COM RE-OS NA PATAGÔNIA	35
METODOLOGIA.....	37
CAMPO	37
PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	37
PETROGRAFIA.....	37
QUÍMICA MINERAL	38
GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	39
ESPECTROMETRIA DE MASSA.....	40
RESULTADOS	42
Petrografia e Química Mineral	42
QUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS	49
DADOS ISOTÓPICOS DE Sr E Os.....	56
DISCUSSÕES	59
CONCLUSÕES	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

INTRODUÇÃO

Este trabalho tece argumentações sobre os processos geológicos atuantes no manto superior e que são ilustrados principalmente por mudanças no comportamento geoquímico das rochas ultramáficas que são existentes neste ambiente tectônico. O principal evento que rege o mecanismo de trocas químicas no sistema mantélico concerne os processos de fusão parcial, os quais produzem, a partir de instabilidades térmicas geradas pelas diferenças dos gradientes geotérmicos e por reciclagem de crosta oceânica, grandes quantidades de líquidos muito enriquecidos em elementos químicos incompatíveis. A ocorrência de fusão parcial causa diminuição da heterogeneidade química devido a saída de elementos. O líquido gerado neste processo, por possuir menor densidade, tende a migrar para níveis de menor profundidade dentro do manto até alcançar nova estabilidade, interagindo com as rochas hospedeiras. Desta maneira, um segundo processo poderá estar entrando em atividade onde ocorre o reenriquecimento das rochas hospedeiras pela entrada destes fluidos provenientes de níveis mantélicos mais profundos através de plumas de ascensão astenosférica; este processo é denominado de metassomatismo mantélico. O metassomatismo mantélico pode também ser causado pela fusão e desidratação de placas oceânicas subductadas, onde o reenriquecimento do manto litosférico ocorre devido à reciclagem destas placas.

Esta dissertação tem por objetivo caracterizar todos os processos mantélicos registrados em amostras das rochas ultramáficas sob a região do Cerro de Los Chenques, Patagônia, Argentina. Este cerro representa um evento vulcânico com uma fonte profunda, a qual foi capaz de carregar, durante a sua ascensão de suas lavas à superfície, amostras que são representativas do manto litosférico. A dissertação foi elaborada no formato de artigo. Desta forma, o capítulo introdutório é um relato da revisão de inúmeros autores que abordaram e abordam o manto terrestre como tema de seus trabalhos. A região onde se localizam as rochas que são objeto deste estudo também foi caracterizada, principalmente nos aspectos que discorrem sobre a evolução geológica de uma ampla área no sul da América do Sul. Observações e interpretações divulgadas em trabalhos científicos sobre as rochas em estudo provenientes de diversos locais do sul da América do Sul e de outras regiões do Planeta Terra também foram aqui consideradas. Os métodos utilizados para a obtenção dos dados e os resultados obtidos

também estão relatados neste capítulo introdutório. As discussões estão relatadas no segundo capítulo e constam de argumentações e interpretações dos dados embasadas em diversos estudos científicos necessários para dar sustentabilidade às afirmações constantes neste trabalho. De modo a encerrar o trabalho estão relatados as conclusões a que foi possível alcançar durante o trato com os dados apresentados no decorrer desta dissertação. Por último, estão apresentadas as referências bibliográficas que guiaram as interpretações e discussões relatadas neste trabalho.

OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é refinar a entendimento dos processos de formação da litosfera mantélica continental, compreendidos de metassomatismo mantélico, que ocorrem na região central da Patagônia através da análise de dados petrográficos, de geoquímica de elementos maiores, menores e traço e de geoquímica isotópica dos sistemas Sr e Re dos xenólitos ultramáficos inclusos em basaltos cristalinos e na forma de bombas piroclásticas do Cerro de los Chenques.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

As amostras de xenólitos ultramáficos aqui estudados pertencem à suíte de xenólitos do Cerro de los Chenques ($44^{\circ}52'19''S$ / $70^{\circ}03'57''W$), um evento vulcânico predominantemente basáltico, na forma de cone, localizado na parte central da Patagônia nas proximidades dos basaltos formadores das Sierras de San Bernardo, na Província de Chubut, Argentina (Fig. 1). O acesso ao Cerro de los Chenques se faz pela “Ruta Provincial 20” a partir do norte. Na altura das coordenadas citadas acima se deve pegar como acesso uma estrada secundária por mais 4 km.

O MANTO TERRESTRE

O manto terrestre é dividido com base em dados sísmicos, relacionados às velocidades das ondas P (longitudinal) e S (transversal), em 3 domínios principais: a litosfera, a astenosfera e a 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 se estende desde a superfície do planeta até aproximadamente 90 km de profundidade. A astenosfera tem comportamento plástico, e coincide com a zona de baixa velocidade (LVZ), onde as

ondas sísmicas P e S sofrem diminuição da velocidade de suas propagações. A LVZ se estende desde 60 km (19 kbar) até aproximadamente 250 km (79 kbar) e coincide com a zona de instabilidade do anfibólio. Sendo assim, esta região está saturada em H₂O e próxima às condições de *solidus* (Green & Faloon, 1998). 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).

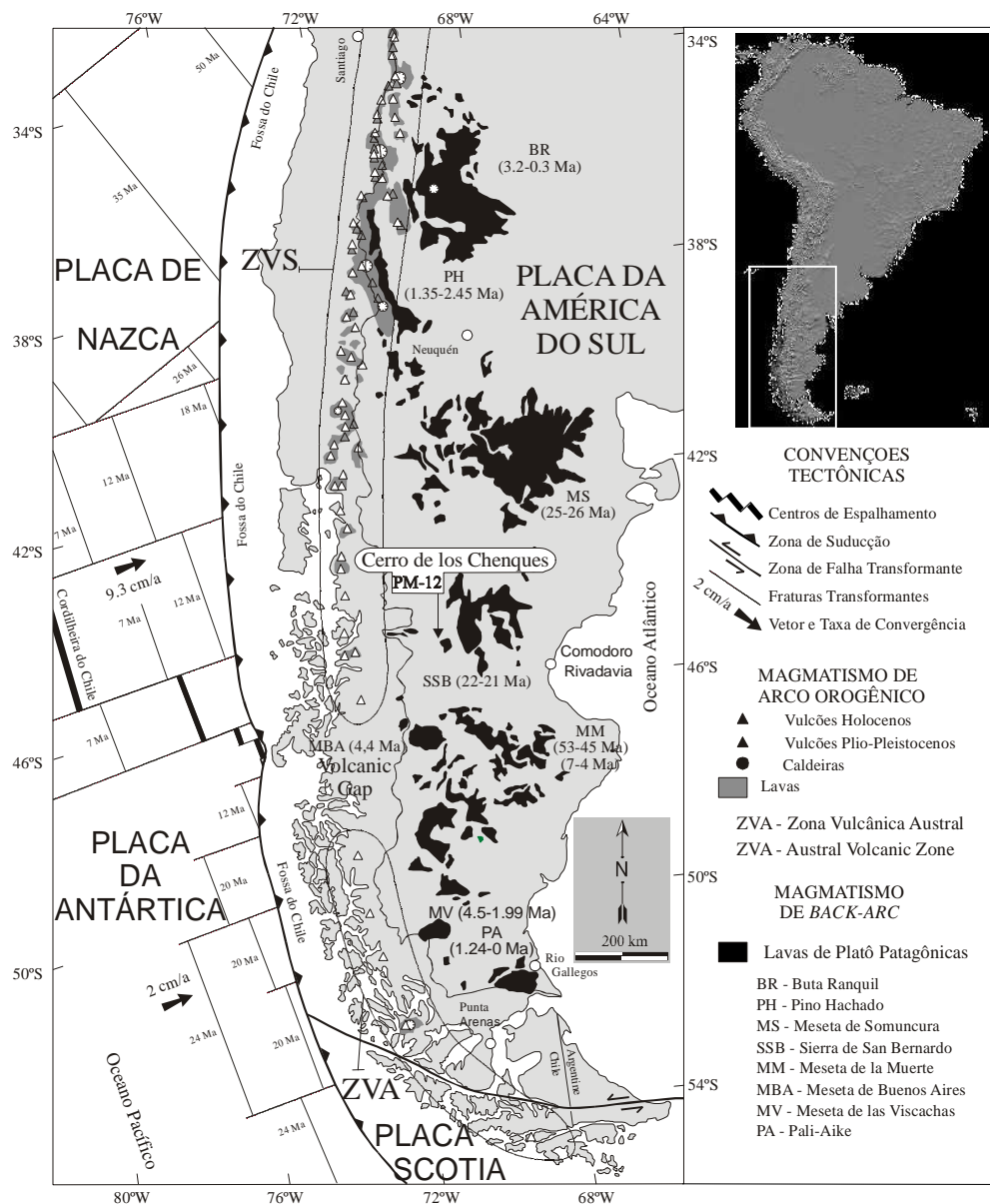


Figura 1: Configuração atual de placas tectônicas no sul da América do Sul (Patagônia) mostrando as zonas vulcânicas sul (ZVS) e austral (ZVA) dos Andes, o gap vulcânico entre a ZVS e a ZVA, os vulcões e lavas relacionadas ao magmatismo de arco, as lavas de platô Patagônicas com idades, e as principais suítes de xenólitos mantélicos da Patagônia. Modificado de Stern et al. (1986).

Quanto a sua composição química, o manto terrestre pode ser dividido em manto superior e manto inferior. O manto superior, como postulado por Palme & Nickel (1985), tem composição predominantemente lherzolítica com Mg# (~90) $\{Mg\# = 100 \times (MgO/40,3) / [(MgO/40,3) + FeO/71,8]\}$. Em comparação com a composição dos condritos, ele apresenta-se depletado em SiO₂ e enriquecido em elementos refratários litófilos. As suas razões Ca/Mg (~0,101) e Ca/Al (~0,887) são maiores que as dos condritos CI (0,094 e 0,766), respectivamente. O manto inferior tem composições similares às do manto superior, porém tem maior enriquecimento em FeO e SiO₂, e o Mg# decresce em relação ao manto superior para cerca de ~80 (Anderson, 1989).

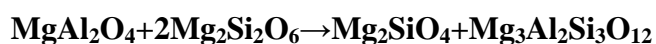
No manto superior, a fase aluminosa correspondente à gradação de peridotito rico em plagioclásio, espinélio ou granada. Essa degradação fornece uma aproximação das condições de pressão de equilíbrio da paragênese mineral através do sistema CaO + MgO + Al₂O₃ + SiO₂. A adição de outros componentes torna estas reações multivariantes (Gren & Falloon, 1998), o que resulta em pressões e temperaturas levemente diferentes daquelas definidas para essas reações levando-se em consideração o diagrama de fase. Tais reações e as condições de equilíbrio (para o diagrama supracitado) estão descritas abaixo:

P=1-1,2GPa (T>1100°C)



Anortita Forsterita Espinélio Diopsídio Enstatita

P= 2-2,8 GPa (T>1100°C)



Espinélio Enstatita Olivina Piropo

A composição do manto também pode ser avaliada segundo o seu comportamento químico em manto primitivo ou fértil e manto depletado (McDonough & Sun, 1995). Para o manto primitivo estima-se uma composição formada após a separação do núcleo e antes da separação da crosta, sendo equivalente a composição total de silicatos da Terra (BSE - Bulk silicate Earth): Mg# 89-90, TiO₂ ~ 0,2 %, Al₂O₃ ~ 3- 4 %, Na₂O ~ 0,4 %, K₂O ~ 0,03%, CaO ~ 3-4 %, SiO₂ ~ 45-46 %, FeO ~ 7-8 %, MgO ~ 35-38 % (valores de percentagem em peso), razões Ca/Al ~ 1,24 (Palme & Nickel, 1985). Estas estimativas pressupõem uma composição aproximadamente condritica, diferindo a partir de 2 processos: perda de voláteis durante a formação da

Terra; perda de elementos siderófilos e calcófilos para o núcleo. O manto depletado é definido como o resíduo da fusão parcial do manto fértil, no que se refere ao empobrecimento em elementos incompatíveis. As razões Ca/Al no manto depletado são mais baixas em relação ao manto fértil, há empobrecimento em LILE, HFSE e ETR, porém estima-se um Mg# (>90) mais elevado.

As heterogeneidades do manto são caracterizadas por variações químicas e mineralógicas. A dinâmica mantélica, direcionada principalmente pela convecção (Tackley, 2000), resulta da interação dos processos de diferenciação, contaminação e re-enriquecimento, este último sendo denominado de metassomatismo (Menzies et al., 1987). Em zonas de subducção (Green & Falloon, 1998) os agentes metassomatizantes da cunha mantélica (porção do manto acima da placa subductada e abaixo da crosta continental) são atribuídos: ao produto da desidratação de minerais hidratados da placa oceânica subductada; à fusão parcial da placa oceânica subductada; à reações entre o manto astenosférico com o material refratário das diversas fusões parciais às quais a placa subductada foi submetida.

Manto Litosférico Continental

O manto litosférico continental (MLC) representa os resíduos de eventos de extração de fusão da Terra primordial, sendo portanto depletado, ou seja, mais refratário, com alto Mg/Fe e baixos conteúdos de Al_2O_3 em relação ao manto astenosférico subjacente. Mesmo assim, tem composição heterogênea e comparativamente, é mais espesso em relação a crosta e o manto litosférico oceânico (Menzies et al., 1987). A sua heterogeneidade vertical é verificada na gradação 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 um 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 por lherzolitos, harzburgitos e dunitos, que possuem Mg# normalmente >85 (McDonough, 1990), e mais raramente por websteritos e wherlitos.

Os elementos que constituem os xenólitos são classificados de acordo com seus coeficientes de distribuição (resíduo/fusão). Portanto, elementos ricos no líquido em relação as suas fontes são incompatíveis (K, Rb, Ba, ETR, P, Ti, Ca, Al, Sr, Nb, Ag, Sb, Re), e elementos enriquecidos nos resíduos peridotíticos após a fusão são compatíveis (Mg, Cr, Co, Ni, Ir, Os) (McDonough, 1990).

Os xenólitos ricos em espinélio (espinélio peridotitos) são enriquecidos em FeO, Cr₂O₃, Al₂O₃ e Na₂O, quando comparados com os granada peridotitos. Em relação ao manto primitivo a composição destes xenólitos é enriquecida em MgO e NiO e depletada em Al₂O₃, Na₂O e TiO₂ (Maaløe & Aoki, 1975). Os altos Mg#, teores de Ni elevados e assinatura geoquímica ocasionalmente enriquecida de ETR leves comparativamente com o manto primitivo permitem afirmar que os xenólitos peridotíticos do MLC indicam que, de modo geral, desenvolveram-se através de processos multi-estágios, ou seja: inicialmente foram empobrecidos como resultado da extração de fusão para geração de líquido, e posteriormente foram enriquecidos pela entrada de pequenas fusões ou líquidos ricos em elementos incompatíveis (McDonough, 1990).

A comparação dos teores de ETR sustenta que os granada peridotitos são mais refratários que os espinélio peridotitos. A maior diferença de composição entre estes xenólitos peridotíticos está na concentração de Ca, Al, V, Sc e ETR pesados (pouco incompatíveis) e de Mn e Cr (pouco compatíveis) (McDonough & Frey, 1989).

CONTEXTO GEOLÓGICO

CORDILHEIRA DOS ANDES

A Cordilheira dos Andes estende-se na direção N-S por cerca de 8.000 km, na margem oeste do Continente Sul-Americano, com elevações de até a 7.000 m (Ramos, 1999). Esta cadeia de montanhas tem sua origem relacionada com a zona de subducção de oeste para leste através do consumo das placas oceânicas de Nazca, ao norte, e Antártica, na parte central e sul, sob a placa continental da América do Sul. Esta configuração caracteriza uma orogenia do tipo andina. Contudo, analisando-se detalhadamente, fica evidente a variedade de processos que produziu sua estruturação atual (Ramos, 1999). Processos como magmatismo de arco e back-arc, acreção de terrenos, deformação, formação de bacias sedimentares, transmissões de tensão e das estruturas resultantes continuam atuantes. Esta variedade de processos geológicos produziu diferentes segmentos ao longo dos Andes com diversas características e feições tectônicas.

Principais Segmentos Geológicos da Cordilheira dos Andes

A Cordilheira dos Andes é dividida em 3 segmentos principais baseado nas diferenças tectônicas (Gansser, 1973). Estes segmentos são: as unidades Andes norte, central e sul, sendo a unidade Andes central subdividida em setor norte, central e sul (Fig. 2).

A unidade Andes norte, situada a norte do Golfo de Guayaquil (latitude 4°S) (Fig. 2), é marcada por uma importante acreção de crosta oceânica durante o Jurássico, final do Cretáceo e Paleoceno. Como resultado, a cordilheira na Colômbia e no Equador é constituída por um embasamento oceânico, que durante a acreção estava relacionado à obducção de ofiolitos, à importantes deformações penetrativas e ao metamorfismo com fácies superior a xisto azul (Ramos, 1999).

A unidade Andes central, situada entre o Golfo de Guayaquil (latitude 02°S) e o Golfo de Penas (latitude 46°30'S) (Fig. 2), é uma típica orogenia do tipo andina, sendo a subducção o processo tectônico dominante. Está dividida em três setores: setor norte, setor central e setor sul. O setor norte, a norte de Arequipa (latitude 14°S) até o Golfo de Guayaquil, representa o resultado de tectônica extensional e subducção durante o início do Mesozóico (Mégard, 1987, apud Ramos, 1999, p. 183) e

subseqüentemente sofre compressão e migração do magmatismo, além de deformação através do foreland que soergueram o segmento Peruano dos Andes, para desenvolver a atual subducção sub-horizontal nos últimos 5 Ma (Séber & Soler, 1991, apud Ramos, 1999, p. 183). O setor central compreende o sul do Peru, Bolívia e o norte da Argentina (latitudes entre 14° e 27° S) onde a subducção se caracteriza por ter ângulo normal (~45°) e um arco vulcânico ativo. O setor sul (27°-33°30' S) caracteriza-se por um segmento de baixo ângulo de subducção, tem forte deformação ativa com soerguimento de blocos do embasamento formando uma cordilheira alta e complexa, uma Pré-cordilheira e as Sierras Pampeanas, registrando a migração inicial do arco magmático (Ramos, 1988).

A unidade Andes Sul (46°30'-52°S) se desenvolveu ao sul da junção tríplice entre as placas de Nazca, Antártica e América do Sul (Fig. 2), e é o resultado do soerguimento associado a colisões de cristas ao longo de diferentes segmentos de crosta (Ramos & Kay, 1992; Gorrington et al., 1997).

GEOMETRIA DA SUBDUCÇÃO

A feição que melhor caracteriza a geometria da subducção na Cordilheira dos Andes é a variação do ângulo de mergulho de subducção da placa de Nazca. Esses ângulos variam de subducção normal (~ 45°), com ocorrência de magmatismo, a subducção sub-horizontal (~ 4°), com a ausência de atividade vulcânica, (Fig. 2) (Cahill & Isacks, 1992). Na figura 2 nota-se a existência de 3 segmentos de subducção com baixo ângulo ao longo dos Andes.

Na Unidade Andes norte situa-se o segmento de subducção sub-horizontal Bucaramanga (Fig. 2), que ocorre ao longo da margem colombiana. Neste segmento as atividades sísmicas intraplacas registradas são causadas por espessamento crustal combinado com movimento strike-slip (Kellogg & Bonini, 1982).

O segmento de subducção sub-horizontal Andes Peruanos, no setor norte da unidade Andes Central (Fig. 2), tem importantes registros sísmicos rasos de intraplaca detectados na parte leste da cordilheira e zona sub-andina (Dorbath et al., 1991), explicando o atual encurtamento de 4 mm/a na região central do Peru. Este segmento é também caracterizado pela ausência de vulcanismo e por uma placa oceânica sub-horizontal com mergulho em torno de 5°. Próximo à latitude 14°S, há uma abrupta mudança para uma zona mais inclinada (Cahill & Isacks, 1992).

No setor sul da zona de subducção da unidade Andes Central está localizado o segmento de subducção sub-horizontal Pampeano (latitude 27°-33°S) (Fig. 2), que caracteriza uma zona de subducção sub-horizontal (Ramos, 1999). O segmento apresenta uma alta atividade sísmica intraplaca e o soerguimento no foreland das Sierras Pampeanas (Jordan et al., 1983). Como resultado, este segmento abriga as montanhas mais altas dos Andes principal, como o maciço Aconcágua.

MAGMATISMO DE ARCOS VULCÂNICOS DOS ANDES

Com base na geometria da subducção pode-se definir 3 zonas de vulcanismo ativo intercaladas pelos segmentos de subducção sub-horizontal, a Zona Vulcânica Norte (ZVN) (5°N-2°S), a Zona Vulcânica Central (ZVC) (16°S-26°S) e Zona Vulcânica Sul (ZVS) (34°S-46°30'). Uma quarta zona de vulcanismo ativo pode ser distinguida da ZVS devido ao *gap* vulcânico que as separa: a Zona Vulcânica Austral (ZVA) (sul de 46°30'S até 52°S), como definido por Stern & Kilian (1996) (Fig. 2).

A ZVN compreende uma série de vulcões ativos no oeste e centro das Cordilheiras da Colômbia, como o Nevados de Ruiz, Galeras e Cerro Bravo. Continua na depressão interandina do Equador, onde muitos vulcões, como Mojanda, Chinborazo e Pichincha, estendem-se além da latitude 2°S. As rochas vulcânicas desta zona são basalto andesíticos e andesitos (Thorpe, 1984), derivadas da cristalização fracionada de magmas basálticos produzidos por fusão parcial da cunha astenosférica contendo componentes da litosfera oceânica. De acordo com Harmon et al. (1984) as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,7036 – 0,7046 são moderadas, e as razões dos isótopos de Pb e O são altas, podendo representar assimilação de crosta continental jovem.

Na ZVC, entre Arequipa e norte do Chile, há o predomínio de vulcões constituídos por lavas mais diferenciadas que as rochas da ZVN, sendo andesíticas e dacíticas, e grandes volumes de ignimbritos dacíticos do final do Cenozóico (Davidson et al., 1993). Estes vulcões passaram por erupção em crosta espessa (acima de 70 km de espessura) e com isso teriam registros de alto grau de diferenciação, verificado através das composições química e isotópica. Harmon et al. (1984) apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores oscilando entre 0,7056 a 0,7149. Stern (1991) postula que a subducção de crosta oceânica e sedimentos terrígenos na cunha mantélica, e erosão na subducção, podem ter contribuído na diferenciação dos magmas derivados do manto.

A ZVS (33° - 46°30') corresponde à porção sul do segmento Andes central. Inclui vulcões ativos do final do Cenozóico até hoje como o Tupungamato, San José, Loquimay e Hudson. López Escobar et al. (1995) afirmam que a parte norte desta cadeia de vulcões tem maior influência crustal e é formada por andesitos e dacitos. Hervé (1994) considera que ao sul de 37°S a província vulcânica consiste de basaltos à riolitos, com predominância de basaltos e andesitos basálticos com baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7037 a 0,7044). Stern (1990) afirma que o aumento no ângulo de subducção ao sul da latitude 35°S, de 30° para cerca de 40° e a migração através da fossa registrada a partir do Plioceno explicam a mínima junção entre as placas de Nazca e da América do Sul.



Figura 2: Imagem com esboço geotectônico atual da América do Sul, mostrando as zonas vulcânicas ativas ZVN, ZVC, ZVS e ZVA, cordilheiras assísmicas (CA), limites de placas, taxas e vetores de convergência e segmentos de baixo ângulo. Dados tectônicos segundo Ramos (1999).

A ZVA consiste de poucos vulcões (Lautaro, Viedma, Aguilera, Reclus, Burney e Cook) situados ao sul do gap vulcânico, resultantes do consumo de litosfera oceânica jovem da placa da Antártica pela placa da América do Sul. A direção da convergência, de acordo com Stern & Kilian (1996), na latitude do vulcão Lautaro (49° S) é extremamente oblíqua mudando para movimento de placa strike-slip na latitude do vulcão Cook Island (54°S). Segundo Stern & Kilian (1996), as rochas vulcânicas correspondem a andesitos e dacítos com alto Mg# [$Mg/(Mg+Fe_{total})$ proporção molecular] e com características que os identificam como adakitos, $SiO_2 > 56$ wt%, $Al_2O_3 > 5$ wt%, baixo padrão de ETR pesados ($Yb < 1.9$ ppm e $Y < 18$ ppm), alto Sr > 400 ppm e $Sr/Y > 40$, e anomalias positivas de Sr e Eu. Possui ainda baixa concentração dos high field strength elements (HFSE) que é uma feição típica de adakitos de margens convergentes (Stern & Kilian, 1996).

Entre 46°30'S e 49°S há o *gap* vulcânico no arco magmático separando a ZVS e a ZVA. O gap vulcânico corresponde à migração para o norte do ponto tríplice, que a 14 Ma situava-se aproximadamente na latitude 50°S (Rivalenti et al., 2004), e é resultado da colisão de dorsais no continente e da produção de vulcanismo anômalo próximo à fossa em decorrência do aumento de temperatura associado a subducção. A extensão do gap vulcânico pode ser determinada a partir da geometria da interação crista-fossa e da cinemática da convergência. Segundo Ramos & Kay (1992) e Gorrington et al. (1997) o desenvolvimento de janelas astenosférica (Fig. 3) na placa oceânica subductada, coincide com a interrupção do arco vulcânico, controlando o *gap*.

MAGMATISMO E TECTÔNICA DE BACK-ARC NA REGIÃO DA PATAGÔNIA

O contexto histórico das placas de Nazca e América do Sul é fundamental ao entendimento da origem dos platôs vulcânicos na Patagônia e por consequência da ocorrência dos xenólitos ultramáficos que estão inclusos em várias ocorrências destes basaltos. Ao norte da zona de fratura Mocha (38°S), (Figs. 2 e 4) a crosta oceânica é antiga com idades entre 34 e 48 Ma, representando os remanescentes da antiga placa de Faraloon, que por fragmentação, gerou a placa de Nazca (Ignácio et al., 2001). Ao sul, a placa de Nazca é jovem e quente com idade de 18 Ma até o recente e é associada ao centro de espalhamento da crista do Chile. A distribuição de terremotos não é bem definida e a topografia reflete a configuração da placa jovem e quente de

Nazca, não permitindo inferir a forma da topografia da placa de Faraloon durante o Oligoceno. Contudo Cahill & Isacks (1992) observam que a placa de Nazca subductada altera a concavidade para cima e para baixo ao longo da margem chilena, sugerindo que antes do surgimento da placa de Nazca a topografia de Faraloon poderia ter sido convexa para cima (Fig. 5).

Os principais eventos tectono-magmáticos atuantes na evolução da litosfera da Patagônia, segundo Gorrington & Kay (2000) são: (a) subducção próxima e contínua das placas de Nazca e Antártica, desde o início do Cretáceo e subducção episódica, desde a metade do Paleozóico, onde o magmatismo associado é cálcio-alcalino (Ramos et al., 1982); (b) erupção de grandes volumes de magma riolítico no período Jurássico durante os primeiros estágios da abertura do rift da América do Sul (Kay et al., 1989, Pankhurst & Rampela, 1995), formando depósitos com mais de 1000 m de espessura com as rochas mais ácidas na parte superior da pilha vulcânica (Ramos & Kay, 1992); (c) extensivo magmatismo de platô Eoceno e Neoceno na região de Back-arc (Ramos & Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; Gorrington & Kay, 2000, 2001).

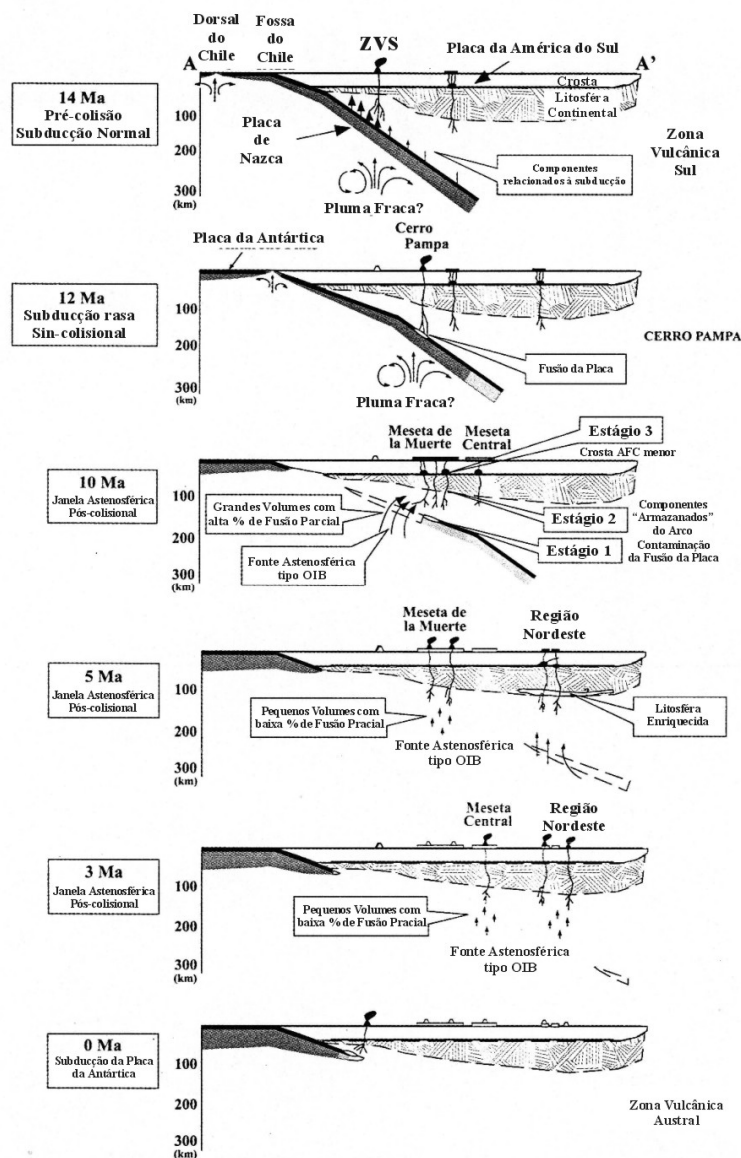


Figura 3: Seção esquemática (escala 1:1) mostrando o modelo de evolução de janelas astenosféricas na Patagônia, a nordeste de onde o segmento da crista do Chile colide com a fossa do Chile a 12 Ma. As regiões fonte dos magmas são: Estágio 1- astenosfera subslab modificada por componentes derivados da fusão da placa subductada de Nazca; Estágio 2 – a base da litosfera continental; Estágio 3 – crosta continental. As regiões de ascensão astenosférica inferida estão mostradas esquematicamente por setas indicando a força relativa do fluxo. Crosta continental e litosfera são estimadas. Regiões vulcânicas ativas são os platôs principais e as seqüências pós-platô (modificado de Goring et al., 1997).

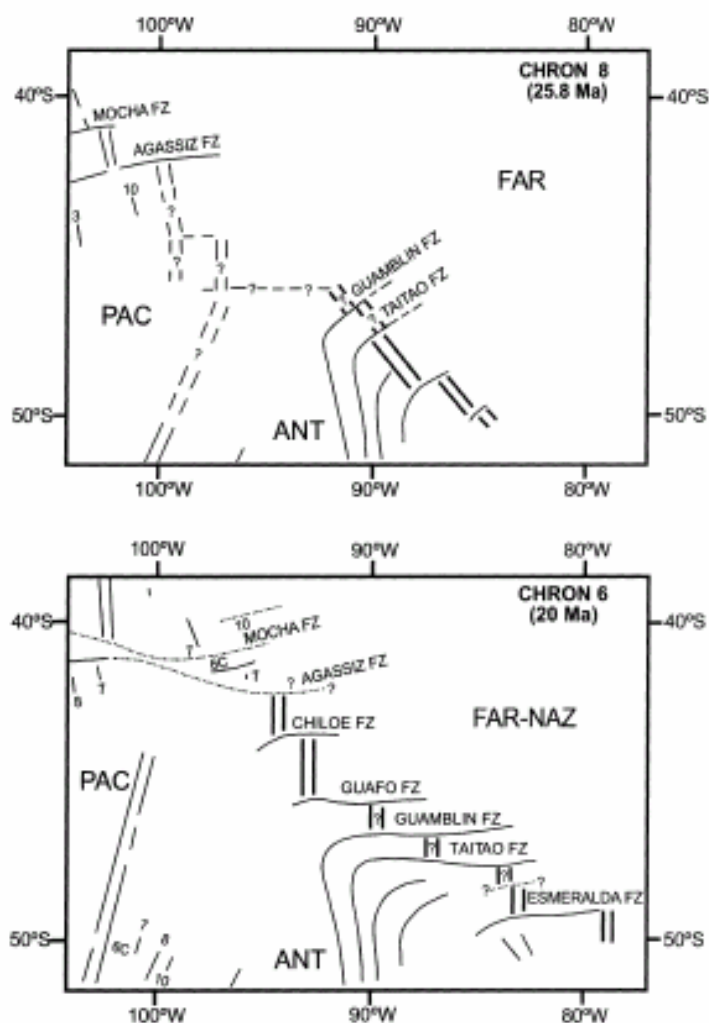


Figura 4: Reconstrução de placa na isócrona 8 (25,8 Ma) e 6 (20Ma). ANT – Placa da Antártica; FAR - Placa de Farallon; FZ - Zona de fratura; NAZ – Placa de Nazca; PAC – Placa do Pacífico. Pares de linhas paralelas: eixos de crista (Crista do Chile: linhas mais fortes). Percebe-se a rotação da crista do Chile de N40°W (chron 8) a N±S (chron 6). Números: anomalias magnéticas (retirado de Ignácio et al., 2001).

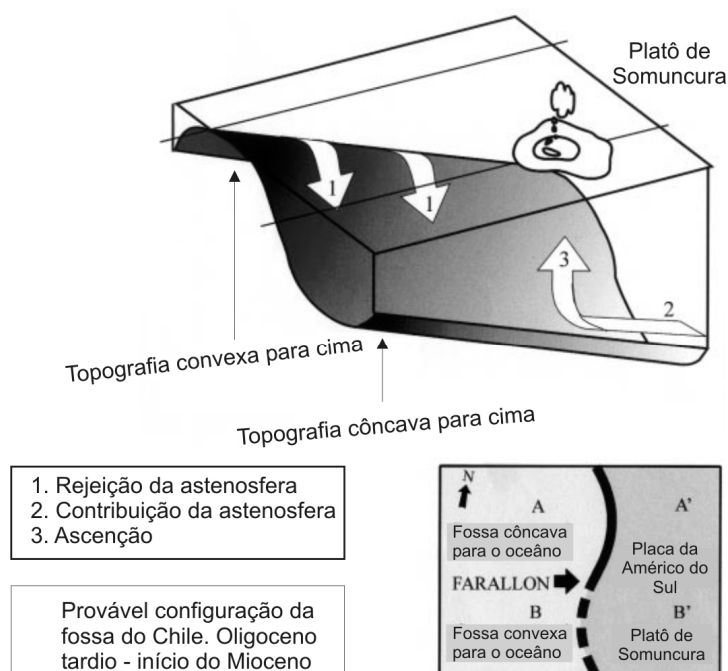


Figura 5: Esquema 3D da provável topografia da placa de Nazca no final do Oligoceno. A placa está subductando para o leste. Para simplificar o diagrama, Nazca está representada por uma superfície curva simples, e a escala vertical está exagerada para permitir uma melhor visão. No quadro abaixo está representada em planta a configuração da placa-fossa (retirado de Ignácio et al., 2001).

No norte o magmatismo de back-arc é relacionado com a subducção da placa de Nazca sob a placa sul-americana, estando representado pelo platô vulcânico principal Meseta de Somuncura (25-26 Ma) e pelas seqüências pós-platô Buta Ranquil (3.2-0.3 Ma), Pino Hachado (1.35-2.45 Ma) e Sierras de San Bernardo (22-21 Ma). Ambas as seqüências platô e pós-platô registram assinaturas geoquímicas e isotópicas tipo OIB segundo Stern et al. (1990) e Jalowitzki et al. (2008). A origem destes platôs pode ser explicada por instabilidades locais no manto gerando hotspots (Kay et al., 1992). Já Ignácio et al. (2001) atribuem a geração do magmatismo à plumas de ascensão astenosférica (corner flow astenosférico) em decorrência da topografia da placa de Nazca com convexidade voltada para cima nesta região e propõem 3 estágios de evolução para a Meseta de Somuncura (Fig. 6), os quais são: início de decoupling - ascensão adiabática de astenosfera quente com afinidade OIB; estágio avançado de decoupling - alto grau de descompressão da astenosfera OIB ascendente; empobrecimento da fonte fonte OIB devido à da extração de magma. Dados isotópicos da Meseta de Somuncura para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,7043-0,7051 e de ϵNd : + 1,0 à 2,0 (Kay et al., 1993) indicam assinaturas mantélicas do tipo OIB e afirmam que a maioria das atividades vulcânicas em Somuncura (lavas de platô, Formação Somuncura, transição alkali-toleitic, basaltos a andesitos basálticos) ocorreram em torno de 25 Ma. Em acordo com esta interpretação Jalowitzki et al. (2008) apresentam dados de basaltos da Patagônia, mostrando que estas rochas além de possuírem assinaturas tipo OIB, foram geradas a partir de eventos magmáticos distintos a partir da fusão do manto astenosférico metassomatizado, associado a uma pluma mantélica.

No sul, o magmatismo de back-arc está relacionado a formação de Janelas Astenosféricas (Ramos & Kay, 1992, Gorrington et al., 1997) (Fig. 3), sendo caracterizado pela ocorrência de lavas com características OIB do Neoceno sobre uma vasta área ao sul da junção tríplice e a leste do gap vulcânico, entre a ZVS e a ZVA, seguindo uma série de colisões de cristas ao longo da fossa do Chile durante o Mioceno (Gorrington & Kay, 2001). Idades obtidas pelos sistemas isotópicos K/Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ramos & Kay, 1992, Gorrington et al., 1997) apontam para dois períodos de magmatismo: o primeiro volumoso no Mioceno tardio até o início do Plioceno; o segundo, mais recente e menos volumoso, representando a seqüência pós-platô, no final do Mioceno ao Plioceno. Os platôs principais formam as Mesetas de la Muerte, Belgrano, del Lago Buenos Aires, Central e as mesetas menores na região a nordeste. As seqüências

principais têm espessura máxima em torno de 100 m e o volume total extrudido é estimado em 1000-2000 km³ (Ramos & Kay, 1992, Gorryng et al., 1997). A seqüência pós-platô inclui pequenos cones, fluxos de lavas e depósitos piroclásticos sobrepondo a seqüência dos platôs principais com um volume extrudido estimado em 100 km³ (Stern et al., 1990, Ramos & Kay 1992, Gorryng et al., 1997). Um modelo tectônico para a formação de janelas astenosféricas foi desenvolvido por Ramos & Kay (1992) e Gorryng et al. (1997) explicando a seqüência de eventos magmáticos. Este modelo requer quatro componentes (Fig. 3), os quais são: fusão de um manto astenosférico relativamente homogêneo com características tipo OIB; fusão parcial da placa de Nazca subductada e estocagem dos fluídos derivados da placa na base da litosfera continental; contribuição da crosta superior e contribuição de componentes enriquecidos do manto litosférico.

Na porção mais ao sul da Patagônia, a placa de Scotia entra em contato com a placa Antártica pela zona de fratura Shackleton e com a placa da América do Sul por uma zona de falha strike-slip formando outro ponto tríplice pela junção destas placas na latitude 53°S (Figs. 1 e 2).

A origem de basaltos alcalinos na parte sul da Patagônia foi atribuída a perturbações termais e mecânicas induzidas pela placa subductada em níveis litosférico profundos ou astenosféricos da cunha mantélica (Stern et al., 1990), ou a fontes astenosféricas possivelmente enriquecidas por uma pluma fraca, sendo relacionada com a abertura de janelas astenosféricas (Ramos & Kay, 1992, Gorryng et al., 1997). A abertura de janelas astenosféricas é proposta também para a origem da ocorrência de xenólitos ultramáficos mais ao sul, Pali-Aike (D'Orazio et al., 2001) (Fig. 7). Gorryng & Kay (2001) fornecem evidências de que as lavas de platôs e pós-platôs na Patagônia Sul são derivadas de diferentes graus de fusão do tipo OIB, e a fonte sub-slab e suas composições registram o decréscimo para o leste, efeito dos componentes da placa e da interação com o manto litosférico da América do Sul.

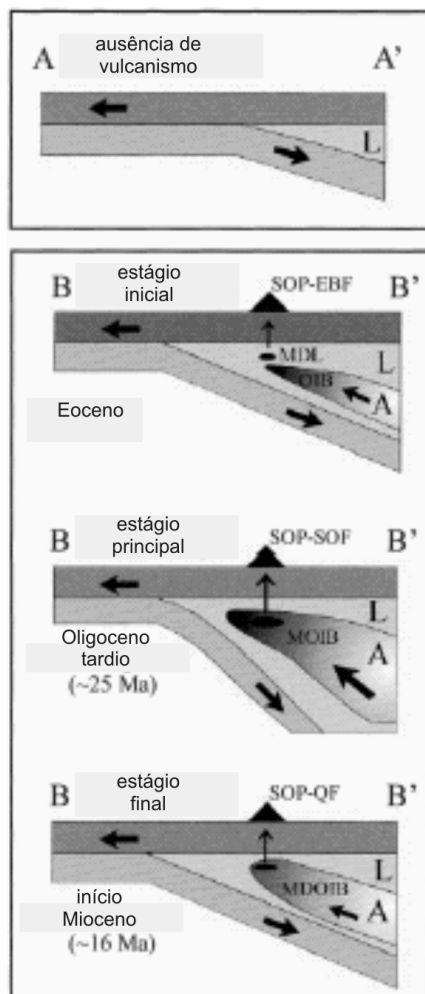


Figura 6: Quadro superior (norte de 38°S): topografia convexa para cima de Nazca, manto astenosférico não chega à cunha mantélica, não há vulcanismo. Quadro inferior (40°± 43°S): evolução tectonomagmática do platô de Somuncura (SOP). Estágio inicial: onset de decoupling, ascensão adiabática da astenosfera quente (OIB), fusão incipiente do manto litosférico depletado (MDL), extrusão da formação El Buitre Formation (rochas alcalinas; EBF). Estágio principal: Grande decoupling, altos graus de decompressão da fusão de OIB astenosférico ascendente (MOIB), extrusão da formação Somuncura (tholeiítico a rochas alcalinas transicionais; SOF). Estágio final: A fonte OIB fica depletada, baixo grau de fusão parcial (MDOIB), extrusão de formação Quiñelaf (rochas alcalinas; QF). L – Litosfera subcontinental; A - astenosfera. (retirado de Ignácio et al., 2001).

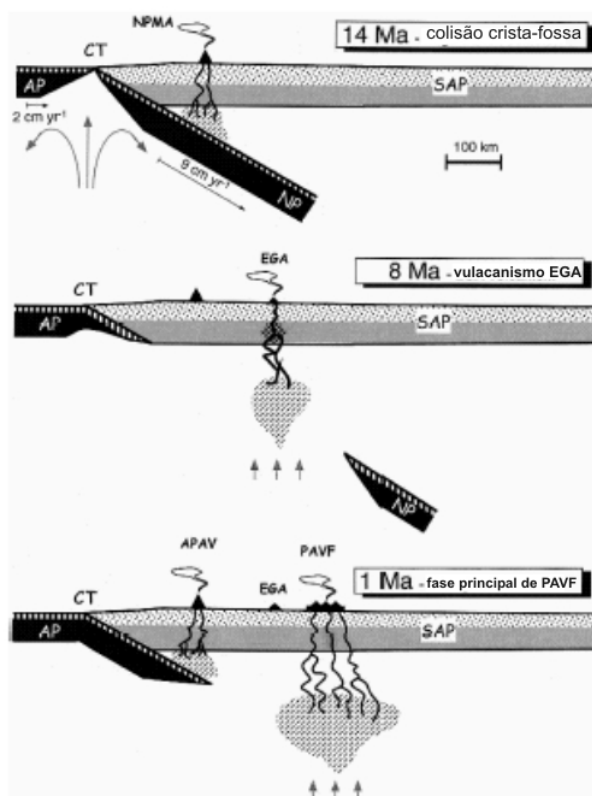


Figura 7: Seção mostrando a abertura de janelas astenosféricas abaixo da placa da América do Sul na latitude da Estancia Glencross Area (EGA); $52^{\circ}08'S$ a 14, 8 e 1 Ma. As partes hachuradas e cinza claro da placa da América do Sul (SAP) indicam a crosta continental e o manto litosférico respectivamente. As partes pontilhadas e cinza escuro da placas oceânicas de Nazca (NP) e Antártica (AP) indicam a crosta oceânica e o manto litosférico, respectivamente. CT – Fossa do Chile; NPMA – Arco magmático cálcico-alcalino relacionado a subducção de NP; APAV – Arco vulcânico adakitico relacionado a subducção da AP. As taxas de convergência, relativa para NP e AP com respeito a SAP de 2 e 9 cm/ano^{-1} , respectivamente, são assumidos como contante de tempo em consideração a Cande & Leslie (1986). As regiões de geração de magma são representadas por padrões sombreados. A reação do magma astenosférico primitivo com manto litosférico harzburgítico, produz magmas primários EGA, esta indicada por linhas tracejadas.

O Cerro de los Chenques, vulcanismo que é foco de estudo deste trabalho, representado por eventos piroclásticos que hospedam xenólitos mantélicos, está situado na Província Argentina de Chubut, cerca de 200 km ao Oeste da cidade de Comodoro Rivadavia. Além disso, localiza-se na porção Norte da Patagônia ($44^{\circ}52'19''S$ / $70^{\circ}03'57''W$) a uma distância em torno de 400 km ao nordeste do atual ponto triplo entre as placas oceânicas de Nazca e Antártica e a placa continental Sul Americana que representa o gap vulcânico entre a Zona Vulcânica Sul e a Zona Vulcânica Austral na região Andina, relacionadas com a subducção da Cordilheira oceânica do Chile (Candie and Leslie, 1986) (Fig. 1). Todo o contexto tectônico de subducção ocorrente nos Andes produz, atrás do arco magmático Andino, a região de back-arc da Patagônia.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA NO SUL DA AMÉRICA DO SUL

Na evolução tectônica do sul do Continente Sul Americano ocorreram processos que registram uma complexa colagem de Terrenos Continentais, como está demonstrado na figura 8. Estes Terrenos foram acretados pela proto-margem sudoeste do supercontinente Gondwana desde o Neoproterozóico Ramos (1988), Kraemer et al. (1994) e Pankhurst et al. (2006). Os grandes Terrenos Pampia, Cuyania e Chilenia acretaram durante o Cambriano, Ordoviciano e Devoniano, respectivamente, o qual é representado pelo cráton Rio de la Plata (2000 Ma) (Santos et al., 2003).

O terreno Cuyania foi rifteado do Supercontinente Laurentia (Thomas e Agostini, 2003), contudo uma origem relacionada com a proto-margem oeste do Gondwana não é descartada. As idades obtidas para as rochas do embasamento deste Terreno são do Mesoproterozóico (Kay et al., 1996; Pankhurst e Rapela, 1998; Vujovich et al., 2004).

As rochas mais antigas do embasamento cristalino do Maciço Norte Patagônico são encontradas principalmente no leste e nordeste do Maciço e correspondem a meta-arenitos finos. Dados de U-Pb obtidas a partir do método SHRIMP desta rochas mostram idades mais recentes entre 535 e 515 Ma (Pankhurst et al., 2006). No sul, Pankhurst et al. (2003), identificaram com este mesmo método ocorrências de rochas do embasamento do Maciço Deseado, correspondendo à granitóides e rochas metasedimentares hospedeiras relacionadas com idades entre 1000-

1100 e 580 ± 6 Ma. Idades modelo TDM de 1200 Ma foram obtidos em rochas hospedeiras de rochas vulcânicas Jurássicas do Maciço Deseado (Pankhurst et al., 1994). Rochas metamórficas do embasamento com idades similares são encontradas no Platô Malvinas/Falkland (953-1124 Ma) (Cingolani e Varela, 1976).

O Cerro de los Chenques está situado na Zona de Colisão Inferida (Fig. 8) entre o Maciço Deseado e o Maciço Norte Patagônico. Ramos e Aguirre-Urreta (2000) interpretam o Maciço Deseado como uma microplaca independente, onde tonalitos Ordoviciano-Siluriano que afloram na região norte do Maciço refletem o arcomagmático produzido pela subducção na parte sudoeste do Maciço Norte Patagônico. Ramos (2002) segere que o Maciço Deseado já estava amalgamado ao Maciço Norte Patagônico no Ordoviciano, que foi acretado ao Gondwana durante o Permiano, o que é evidenciado pela Cordilheira de Sierre de la Ventana. Por outro lado, Pankhurst et al. (2006) propõem uma hipótese onde o Maciço Deseado colidiu com a margem do Gondwana, incluindo o Maciço Deseado no Carbonífero. Além disso, esta região está inserida na Província geológica Bernárdides (Mesozóico) que representa uma série de cordilheiras como as Sierras de San Bernardo. Esta província geológica é caracterizada pelo desenvolvimento de grandes estruturas anticlinais (Ramos, 1999). As rochas mais antigas expostas representam seqüências continentais do Cretáceo inicial. Fluxos de lavas basálticas são freqüentes na Província de Bernárdides desde o Cretáceo ao Paleogeno (Sciutto, 1981; Barcat et al., 1984).

Medições radiométricas de Re/Os em xenólitos mantélicos do Cerro de los Chenques mostram idades de fusão TRD (idade em que o manto apresenta a composição atual de $^{87}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) na ordem de 0.80 a 1.14 Ga e TMA (Idade da amostra quando possuía $^{87}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ próximo ao do manto indiferenciado) na ordem de 1.01 a 2.87 Ga (Schilling et al., 2008), colaborando à idéia de que o manto litosférico sob esta região foi formado antes do que a maioria dos Maciços Peridotíticos Patagônicos por fusão parcial de um manto convectivo (Schilling et al., in press). Além disso, estas idades comprovam que o manto nesta região esteve em intensa atividade térmica que pode estar relacionada ao processo de metassomatismo já documentado e caracterizado por Dantas et al. (2007), Rieck et al. (2007) e Rivalenti et al. (2007) para esta ocorrência.

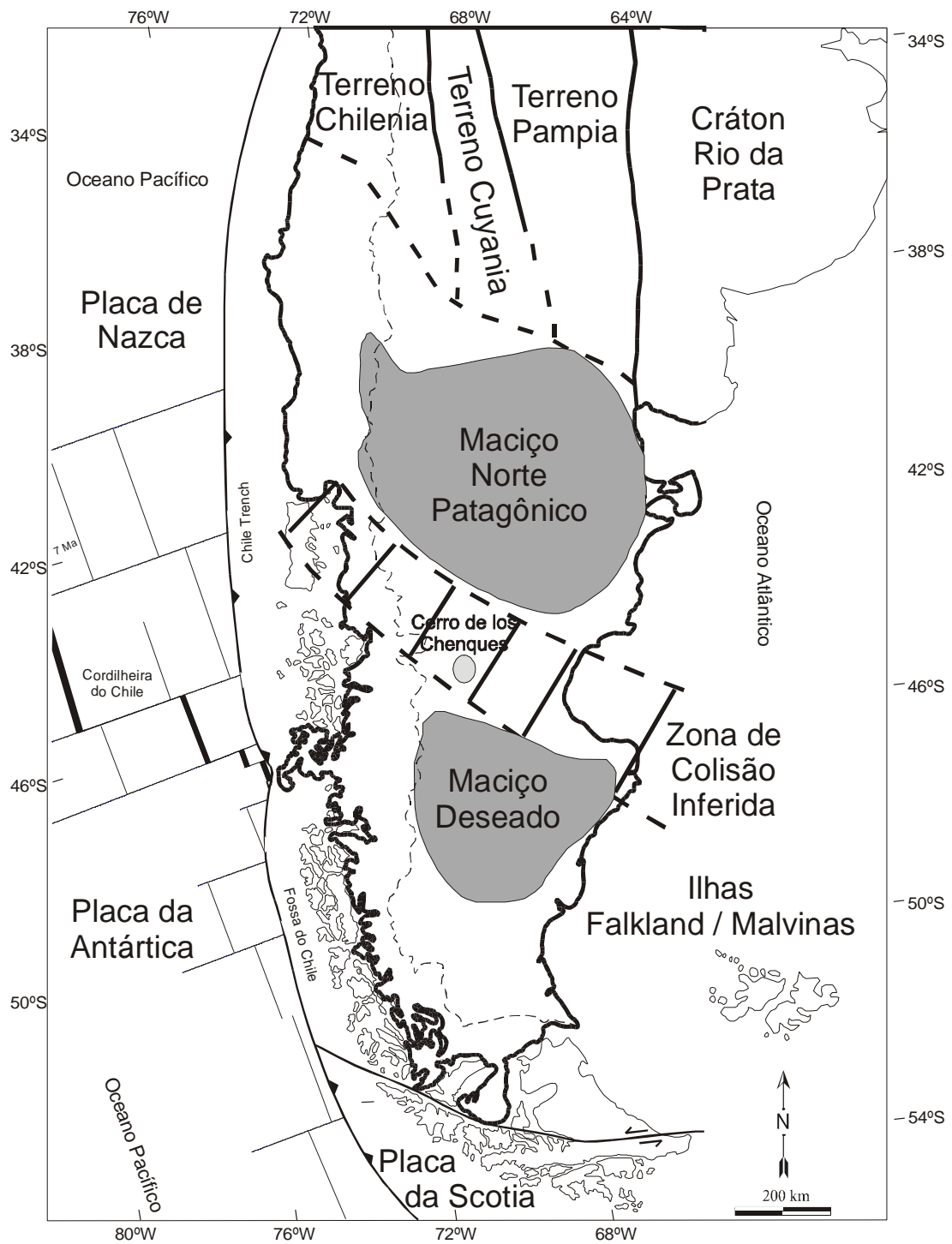


Figura 8: Mapa da América do Sul mostrando o atual contexto geológico. Também está demonstrado o Cráton Rio de la Plata, os Terrenos acretados Pampia, Cuyania e Chilena, os limites inferidos do Maciço Norte Patagônico e Deseado e a zona de colisão inferida entre ambos.

TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O TEMA EM ESTUDO

Os xenólitos ultramáficos são comumente encontrados inclusos nas Lavas de Platô na região de back-arc da Patagônia (Ramos, 1982). Os trabalhos referentes às ocorrências destas suítes de xenólitos discorrem sobre as feições petrográficas, sobre os dados geoquímicos e isotópicos destes xenólitos para o entendimento dos processos de fusão parcial e metassomatismo mantélico que ocorrem no manto litosférico.

As ocorrências de xenólitos mais estudadas são representadas pelas suítes de xenólitos mantélicos de Gobernador Gregores, Cerro del Fraile, Tres Lagos, Cerro de los Chenques, Cerro Redondo, Pali-Aike, Praguaniyeu, Cerro del Mojon e Estancia Alvarez, dentre outras citadas na figura 1.

ESTUDOS A PARTIR DE DADOS DE GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E DE ISÓTOPOS

A suíte de xenólitos de Gobernador Gregores, na região sul da Patagônia, registra um forte evento de metassomatismo carbonático, atribuído a fontes astenosféricas por Gorrington & Kay (2000). Este mesmo evento metassomático poderia também estar relacionado à placa subductada, como foi proposto por Laurora et al. (2001). Próxima a esta suíte ocorre a suíte Cerro del Fraile com metassomatismo sódico relacionado à placa subductada (Kilian & Stern, 2002).

Ciuffi et al. (2002) propõem, a partir de dados petrográficos, para as suítes Tres Lagos, no sul e Cerro de los Chenques, na região norte da Patagônia, a existência de veios e reações interpretadas como o resultado de interação dos xenólitos com o basalto encaixante. Esta mesma característica é abordada por Schilling et al. (2005) na suíte Cerro Redondo, na região sul, através de modelamentos e interpretação de gráficos relacionando dados isotópicos em rocha total de Sr, Nd e Pb com dados de geoquímica de elementos traço em rocha total. Schilling et al. (2005) classificaram a suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro Redondo como espinélio-lherzolitos e espinélio-harzburgitos, e usando composições químicas do núcleo de piroxênios encontraram temperaturas de equilíbrio em torno de 823°C e 1043°C e pressões de 12,4 kbar a 21,4 kbar. Baseado nas estimativas de temperatura e pressão, características

petrográficas e geoquímicas e de Sr, Nd e Pb isotópicos, os autores propõem que estes xenólitos são provenientes de uma coluna mantélica espessa e homogênea e apresentam diferentes graus de infiltração do basalto hospedeiro. Através de modelo simples de mistura a partir do Sr isotópico, foi quantificada a infiltração deste basalto e contaminação em valores de 0.0%, 0.2%, 3%, e 12%. Os autores observaram que quanto maior a interação com o basalto, maior a frequência de texturas de desequilíbrio, tais como bordas de reação e estruturas de exolução nos orto e clinopiroxênios, além do aumento de TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , LREE e elementos incompatíveis. Afirmaram ainda que as reações entre o basalto e os xenólitos iniciaram provavelmente durante o transporte destes até a superfície, continuando durante a permanência na câmara magmática do campo vulcânico do Cerro Redondo.

Stern et al. (1999) indicam a existência de xenólitos contendo granada na suíte mais ao sul da região sul da Patagônia, a suíte de Pali-Aike, indicando que o manto sublitosférico continental nesta região tem uma raiz mais profunda. Os autores apontam ainda evidências de metassomatismo carbonático/silicático. Ntaflos et al. (2002) indicam a existência de granada na suíte Praguaniyeu, na região norte. Estas duas suítes são as únicas que registram a ocorrência de granada na paragênese mineralógica dos xenólitos ultramáficos da Patagônia.

Mallmann (2004) afirma que a suíte Cerro del Mojon tem evidências de metassomatismo críptico (enriquecido em K, Na, ETR leves e LILE). Aponta ainda que os xenólitos se formaram sob pressões entre 16 e 19 kbar e sob temperaturas entre 950° e 1078°C. Na suíte de Estancia Alvarez, Mallmann (2004) indica uma formação em profundidades variadas, pressões de 11 a 18 kbar e temperaturas de 877° a 961°C. Afirmam ainda que os xenólitos são depletados em ETR médios e pesados e enriquecidos em ETR leves, B, Rb e K. Ambas suítes são localizadas no platô de Somuncura, na região norte da Patagônia.

Rivalenti et al. (2004) realizaram um extenso trabalho com xenólitos de nove localidades, as quais são Cerro de los Chenques, Paso de los Indios, Estancia Alvarez e Cerro del Mojon, na região norte da Patagônia, e Cerro del Fraile, Las Cumbres, Tres Lagos, Cerro Cuadrado e Gobernador Gregores, na região sul. Afirmam ainda que os xenólitos lherzolitos e harzburgitos são dominantes e que fases hidratadas ocorrem somente em xenólitos de Gobernador Gregores. Afirmam ainda que estimativas do líquido gerado pela fusão de um manto primitivo para geração desses

xenólitos teria uma afinidade MORB (a partir de dados mineraloquímicos em clinopiroxênios) e que o metassomatismo é ocasionado por influência dos líquidos basálticos.

Bjerg et al. (2005) também realizaram um trabalho englobando uma diversidade de suítes de xenólitos provenientes das províncias de Rio Negro e Chubut, no norte, e Santa Cruz, no sul da Patagônia. Neste trabalho, afirmam que as evidências texturais mostram um manto bastante tectonizado e recristalizado e, em conjunto com os dados de química mineral, indicam equilíbrio em geotermas elevadas, muito similares às geotermas oceânicas.

Rivalenti et al. (2007) classificaram a suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques sendo formada por lherzolitos, harzburgitos e dunitos com espinélio como fase aluminosa. Neste trabalho os autores abordam dados geoquímicos de minerais, principalmente clinopiroxênios. Estes dados indicam que o manto primário foi um lherzolito com composição de manto depletado, o qual registra episódios de fusão modificado pela infiltração de um agente metassomático, ou somente enriquecido por elementos muito incompatíveis nas seções onde a percolação ocorreu com decréscimo de volume de fluido. Afirmam que o metassomatismo agiu por um fluido originado em assembléias mineralógicas com granada como fase aluminosa, que induziu a olivina e o clinopiroxênio a dissolução com variações nas assinaturas isotópicas de Sr e Nd e decréscimo de LILE e LRRE, exceto em Nb e Ti. Relacionam essas características geoquímicas com aquelas observadas em arcos magmáticos como sendo similares, além de serem compatíveis com assinaturas de sedimentos e basaltos formados na parte superior da placa subductada de Nazca. As evidências de infiltrações do basalto hospedeiro e de processos porous-flow (migração de líquidos reativos com a coluna de rocha) são fracas. Os autores postulam ainda que a textura granoblástica indica ausência de deformação e refutam a idéia de que o manto na região do Cerro de los Chenques tenha se formado no arco e, então, tenha sido transportado até seu sítio atual por reverse corner flow. Mas sugerem que componentes derivados da placa subductada foram soltos na forma de fluidos supercríticos sob o Cerro de los Chenques. Neste caso reações do manto levaram os fluidos supercríticos a aumentarem a concentração de $(La/Sm)_N$ (N – normalizado para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989), Th, U, Nb, Pb e Sr, enquanto que suas razões iniciais $(Sm/Yb)_N$ e Ti decresceram.

Ntaflos et al. (2007) estudaram a suíte de xenólitos ultramáficos de Tres Lagos, formada por espinélio lherzolitos e harzburgitos anidros, e que representam o manto litosférico depletado. Neste estudo eles dividem estes xenólitos em metassomatizados e não metassomatizados. Os xenólitos metassomatizados são parcialmente milonitizados e seu metassomatismo é relacionado a este processo tectônico. Nos xenólitos não metassomatizados os autores indentificam amostras com concentrações enriquecidas em ETR leves a partir de rocha total, estando em desacordo com as concentrações depletadas em ETR leves nos clinopiroxênios. Afirmam que infiltrações do basalto hospedeiro poderiam ser a causa de enriquecimento de ETR leves em rocha total. Esta afirmação é sustentada pelas razões isotópicas de Sr e Nd, porém as altas razões de Sr isotópico indicariam contaminação posterior por água subterrânea ou por soluções superficiais ricas em Ca. A origem do manto sob Tres Lagos é apontada com sendo resultante de processo de fusão parcial em dois estágios. Sendo que no primeiro estágio, 2% de batch melting tenha ocorrido em um ambiente com granada-peridotitos e posteriormente o resíduo teria passado por processo de batch melting em torno de 2-8% em espinélio-peridotitos. Os autores concluem, afirmando que a suíte de xenólitos ultramáficos de Tres Lagos não foi afetada por fluidos de subdução, podendo representar um manto litosférico antigo.

Dantas (2007) estudaram as ocorrências de xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques e Cerro Clark, apontando a ocorrência de espinélio lherzolitos e olivina-websteritos. Os autores afirmam que estes dois grupos de rochas compartilharam ao menos um estágio das suas histórias evolutivas, o que é marcado principalmente pelas composições de elementos maiores e traço obtidos de clinopiroxênios. Os autores observam uma evolução dos lherzolitos, com Mg# variando de 91 a 93, para os olivina-websteritos, com Mg# variando de 90 a 91. Já as composições dos elementos traço são similares. A interpretação admitida neste trabalho para originar estas suítes de xenólitos ultramáficos é a ocorrência de metassomatismo mantélico, com os olivina-websteritos representando canais de percolação de fusão e os lherzolitos a rocha hospedeira metassomatizada. Propõem ainda que estas suítes foram submetidas a dois eventos metassomáticos, um evento sub-alcalino seguido por outro evento de afinidade alcalina.

Rieck et al. (2007) estudaram o Cerro de los Chenques a partir de dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos de rocha total para elementos maiores e

menores. Os autores mostram que os xenólitos estudados consistem de espinélio-lherzolitos, harzburgitos e olivina-websteritos, com paragênese primária em equilíbrio, o que pode ser observado pelo Mg# [$Mg/(Mg+Fe_{total})$] dos minerais, menor na olivina e maior no diopsídio. Identificam instabilidades localizadas com formação de vidro e de uma paragênese secundária formada por olivina, diopsídio e espinélio. Os dados geoquímicos de rocha total tem empobrecimento nos álcalis e nos traços em relação ao manto primitivo, evidenciando o processo de fusão parcial em dois eventos distintos, um relacionado aos peridotitos e outro aos olivina-websteritos. Contudo, há evidências de metassomatismo mantélico, denotado pelo re-enriquecimento nos ETR leves em relação aos pesados. Os elementos traço mostram um leve enriquecimento dos elementos mais incompatíveis em relação aos mais compatíveis, o que reforça a interpretação relacionada ao metassomatismo.

ESTUDOS A PARTIR DE DADOS ISOTÓPICOS DE RE-OS COM APLICAÇÃO PARA ROCHAS MANTÉLICAS

O sistema isotópico Re/Os, baseado no decaimento de ^{187}Re para ^{187}Os pode ser usado para datar eventos de fusão uma vez que Re é moderadamente incompatível e Os é muito compatível (Walker et al., 1989; Shirey e Walker, 1998; Carlson, 2005). A fusão diminui a razão Re/Os do resíduo causando atraso no crescimento de Os isotópico em relação ao manto fértil. Devido à concentração elevada de Os dos peridotitos e baixa nas fusões, a composição isotópica de Os dos peridotitos mantélicos é menos influenciada pelo metassomatismo que em outros sistemas isotópicos. O momento de depleção ocasionado pela fusão pode ser determinado em xenólitos individualmente usando-se a razão Re/Os medida e calculando-se quando a amostra de xenólito teve razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ próxima à do manto superior primitivo (Walker et al., 1989). Este modelo de idades é baseado na imobilidade do Re, a qual é um problema freqüente em xenólitos mantélicos, visto a possibilidade de fusão e metassomatismo, os quais mobilizam Re. Outra maneira de se estimar a idade da depleção mantélica é comparar o $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de uma amostra e corrigido a partir do Re/Os medido para o momento da erupção do xenólito, para um modelo de evolução mantélica. O tempo no qual o manto teve sua composição $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ é referida como idade TRD (Walker et al., 1989). Se todo o Re for removido durante a fusão, a idade TRD deve ser igual a idade TMA (assumindo que não houve adição de Re). Idades TRD

são boas aproximações para a idade de fusão para peridotitos altamente refratários, como de xenólitos cratônicos. Para material pouco refratário, onde se mantém o Re no resíduo, as idades TRD são idades mínimas. Em casos especiais, quando peridotitos mantélicos provenientes de uma fonte mantélica (isotópicamente homogênea) passaram por apenas um evento de fusão e não houve remoção de Re, uma isócrona pode ser obtida. A mobilidade do Re em múltiplas fontes e eventos de fusão em partes do manto são responsáveis pela rara possibilidade de se obter isócronas de Re/Os em suítes de xenólitos ultramáficos.

Walker et al. (1989) analisaram as composições isotópicas de Os, Sr, Nd e Pb de xenólitos peridotitos provenientes de Jagersfontein, Letseng-la-terae, Thaba Patsoa, Mothae e Premier kimberlites do sul da África. Os autores sugerem que o fracionamento de Re-Os foi causado por remoção de fusões que ocorreram em torno de 2,0 Ga atrás. Além disso, afirmam que as composições isotópicas de Sr e Nd a partir de clinopiroxênios de baixa temperatura não podem ser relacionados à basaltos oceânicos. Porém clinopiroxênios equilibrados em altas temperaturas tem composições próximas às dos basaltos oceânicos, mas com concentrações distintas de Pb. Os autores indicam ainda que as características isotópicas do Os a partir de amostras de baixas temperaturas podem ser resíduos de altos graus de fusão parcial.

Shirey e Walker (1998) atestam que o comportamento siderófilo e calcófilo do Re e do Os é diferente de outros elementos rediogênicos, afirmando que meteoritos IIIAB, IIAB, IVA e IVB possuem isócronas de Re-Os que indicam cristalização do núcleo asteroidal durante os primeiro 10 a 40 Ma de evolução do sistema solar. Enquanto que rochas do manto convectivo da Terra mostram geralmente evolução condrítica do sistema Re-Os, o qual é explicado pela adição de elementos altamente siderófilos ao manto após a formação do núcleo. Para os autores, os basaltos oceânicos tem sistemáticas de Os isotópico que comprovam as interpretações dos componentes mantélicos existentes. Sendo que porções do Manto Litosférico Continental são muito depletadas em Re, possuindo características subcondríticas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, indicando longo isolamento do manto convectivo durante o Arqueano e o Proterozóico.

Carlson (2005) faz uma revisão da aplicação do sistema isotópico Re-Os para o entendimento das idades, da composição do manto e da função de variados materiais no manto na geração de magmas na superfície. Neste trabalho o autor afirma

que o progresso no entendimento do sistema Re-Os acompanhou os avanços no entendimento do comportamento químico de Re e dos elementos do grupo da platina. Este grupo de elementos fornecem uma visão dos processos terrestres que não são controlados pelas fases silicatadas, mas por sulfetos, óxidos e metais que constituem um traço do manto e da crosta. Estas fases são sensitivas às fugacidades de enxofre e oxigênio. O autor conclui que os sistemas Re-Os e Pt-Os fornecem uma nova visão da evolução geoquímica da Terra, complementar ao obtido através dos estudos dos sistemas radiométricos tradicionais, baseados nos elementos litófilos.

ESTUDOS COM RE-OS NA PATAGÔNIA

Trabalhos envolvendo análises isotópicas de Re/OS em xenólitos ultramáficos da Patagônia são raros, limitando-se ao trabalho de Schilling et al. (2008). O sistema isotópico Re/Os proporciona uma informação cronológica única sobre o momento de depleção do manto que é associado a formação de litosfera.

No trabalho de Schilling et al. (2008) estão apresentados dados de xenólitos de diversas localidades abrangendo uma ampla região do território patagônico. Neste trabalho, está proposto que o manto litosférico do sul da América do Sul reflete a história da formação da crosta e o amalgamento em diferentes períodos de tempo. Os autores propõe um conjunto de idades para o manto litosférico que pode ser usado como modelo da evolução crustal nesta região. Como os valores de Os isotópico são similares ao manto oceânico atual, os autores sugerem uma formação do manto litosférico relativamente recente a partir de um manto convectivo. Neste modelo os xenólitos de Agua Poca e Prahuaniyeu representam fragmentos de uma litosfera depletada antiga, correspondente à origem do Terreno Cuyania interpretado como sendo derivado de Laurentia durante o Mesoproterozóico. Outras localidades situadas na parte sudoeste e ao sul do Maciço Deseado, como as suítes de xenólitos de Cerro Redondo, Estancia Lote 17, Tres lagos, Pali-Aike e Chile Chico, apontaram idades de depleção Proterozóicas, o que foi considerado muito mais antigo do que idades radiogênicas de formação das rochas do embasamento deste bloco continental. Além disso está proposto que os xenólitos derivados do Maciço Norte Patagônico, Cerro del Mojón, Estancia Alvarez e Paso de Indios, com a exceção de Prahuaniyeu, podem fazer parte do Terreno Cuyania Greenviliano e se formaram a partir de um manto convectivo. Neste trabalho, os autores apresentam informações sobre o Cerro de los Chenques, o qual teve erupção

exatamente sobre a Zona de colisão entre o Maciço Norte Patagônico e o Maciço Deseado (Pankhurst et al., 2006). Este apresenta-se levemente menos radiogênico que xenólitos ultramáficos do Maciço Norte Patagônico, sendo proposto que poderia significar que o manto litosférico sob esta região foi formado anteriormente a maioria dos maciços litosféricos.

METODOLOGIA

Abaixo, estão descritas as metodologias utilizadas para o desenvolvimento dessa dissertação.

CAMPO

O trabalho de campo foi realizado em abril de 2004, por um período de 22 dias, e se constituiu de uma grande amostragem de suítes de xenólitos mantélicos no sul da patagônia (Argentina e Chile). Os xenólitos coletados normalmente estão associados aos basaltos encaixantes, apresentando-se incluso nos derrames ou em rochas piroclásticas. As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas na província de Chubut. Elas representam a suíte do Cerro de los Chenques, que se caracteriza por um cone vulcânico. Foram coletadas cerca de 54 amostras. Destas, 13 amostras foram selecionadas para este trabalho.

PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras e no Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO, ambos do Instituto de Geociências – IG, Universidade Federal de Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre – Brasil.

As amostras de xenólitos selecionadas foram cortadas, sendo uma parte destinada para confecção de lâminas delgadas. Outra parte foi fragmentada com auxílio de cadinho e pistilo de porcelana, para ser pulverizada a frações menores que 200 mesh e destinadas às análises de rocha total. Todos os materiais utilizados nos procedimentos passaram por cuidadosa limpeza com ar comprimido, álcool, água e banho de ultrassom (quando necessário), evitando assim risco de contaminação.

PETROGRAFIA

Na petrografia foi realizada a contagem modal de 13 lâminas, assim como uma definição textural e mineralógica. As composições modais foram obtidas com a utilização de contador de pontos automático. A soma das proporções minerais para todas as amostras foi superior a 94% e recalculada para 100%.

As nomenclaturas das texturas observadas nos xenólitos mantélicos foram definidas a partir do trabalho de Mecier & Nicolas (1975). Nesta definição textural existem 3 grupos principais com estágios transicionais, as texturas são: textura Protogranular, Porfiroclástica e Equigranular, definidas a partir da forma como os minerais se apresentam e das relações entre eles.

A textura protogranular tem olivina e enstatita com tamanho de até 4 mm, com limites de grão curvilíneos. O diopsídio e o espinélio têm tamanho em torno de 1 mm, com espinélio tendo forma vermicular, estando sempre em contato ou dentro das enstatitas e diopsídios. A olivina apresenta *kink bands*, que é uma estrutura de deformação do retículo cristalino do cristal.

A textura porfiroclástica tem dois tipos de olivina e de enstatita, que se configuram em grãos grandes com estiramento e em grãos menores poligonais sem deformação. O diopsídio e o espinélio são grãos pequenos (< 1 mm). Os porfiroblastos estão *kinked*, e sofreram poligonização. O espinélio tem forma *holy-leaf*, está sempre em contato com a olivina, podendo estar achatado paralelamente aos porfiroblastos, definindo uma foliação.

A textura equigranular tem granulometria fina (~1mm) e é separada em 2 subtipos: equigranular tabular e equigranular em mosaico. A textura equigranular tabular tem olivina mais alongada que a enstatita, e define uma foliação com a enstatita e o diopsídio. A olivina pode estar com *kink bands* ou apresentar-se sem deformação. A textura equigranular em mosaico tem olivina, enstatita e diopsídio com tamanhos sempre semelhantes. De modo geral o xenólito apresenta um alongamento incipiente segundo uma direção preferencial. Os limites de grão convergem a 120° nos contatos triplos (neoformação).

QUÍMICA MINERAL

Microsonda Eletrônica

As análises de química mineral da paragênese primária foram obtidas no laboratório LMTG, Universidade Paul Sabatier, Toulouse, através de uma microsonda eletrônica CAMECA SX 50 com 3 espectrômetros WDS PET-TAP-LiF. Foi utilizada uma rotina padrão empregando 15 kv de tensão de aceleração, 20 nA de corrente, 2x2 µm de feixe. Tempos de contagem foram de 20 s para Ti, Fe, Ca, Mn, e 30 s para Mg, Al, Ni, Ba, Cr, Na e Si.

Com a microsonda eletrônica foi possível determinar as concentrações em peso percentual dos óxidos para a olivina, enstatita, diopsídio e espinélio. Com estes dados foi possível determinar o teor Forsterita-Faiárita das olivinas, classificar os tipos de piroxênios e as relações geoquímicas que definem comportamentos composicionais dos óxidos de cada mineral em relação ao respectivo Mg#.

Microsonda Eletrônica de Varredura

A paragénese secundária teve a sua química de elementos maiores analisada pelo método de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), que é utilizada para a obtenção de dados através de imagens. Um feixe de elétrons realiza uma varredura sobre a amostra estudada, enviando um sinal para o detector situado em um vídeo. O contraste morfológico e composicional gerado referem-se ao número atômico principal de cada elemento.

Neste trabalho, foi realizada uma sessão utilizando o sistema de Espectroscopia por Dispersão de Energia (Energy Dispersive System – EDS), que fornece a composição qualitativa e semi-quantitativa das amostras. A principal limitação do EDS consiste em não detectar elementos químicos com número atômico inferior a 4. Utilizou-se o Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL – JSM 5800 do Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CME-UFRGS), onde a amostra previamente metalizada com Au foi colocada em uma pré-câmara de vácuo. A voltagem de aceleração do aparelho varia de 0,3 a 30 kv, com uma resolução para imagem de ponto igual a 3,5 nm, faixa de magnificação variando de 18 x a 300.000 x e estágio goniométrico motorizado de 5 eixos.

Os resultados das análises químicas são obtidos de forma gráfica, indicando os principais elementos químicos presentes no mineral analisado. Esta análise foi fundamental na determinação da química de elementos maiores da paragénese secundária e do vidro silicático dos xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques.

GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Fluorescência de Raios-X

As análises de elementos maiores de rocha total foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do CPGq-IG-UFRGS, através de um

espectrômetro de Fluorescência de Raios-X Rigaku RIX 2000 com calibração de acordo com procedimentos convencionais, definidas por padrões geológicos internacionais. Foram utilizadas em torno de 2 g de rocha total pulverizada para se determinar as concentrações dos elementos maiores. Metade deste material foi pesada e posta em estufa sob altas temperaturas por 1 dia, sendo então novamente pesada para determinação da perda ao fogo. A outra parte do material foi fundida com auxílio de tetraborato de lítio para formar uma pastilha vítrea.

Espectrometria De Massa Por Plasma Induzido (ICP-MS)

Para analisar os elementos traço, cerca de 200 mg de rocha total pulverizada foram dissolvidas utilizando procedimentos com misturas de HF e HNO₃ (6:1), 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. Após a dissolução, o resíduo 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 6000 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 (10 varreduras). O desvio padrão destas análises é inferior a 2% para cada elemento. A introdução da amostra no ICP-MS é realizada por uma câmara spray ciclônica, um nebulizador Meinhard e uma unidade de dissolução Knauer.

ESPECTROMETRIA DE MASSA

Amostras para análises de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr radiogênico foram tratadas com spike de traçadores misto de ⁸⁷Rb/⁸⁴Sr and ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd e processadas usando procedimentos standard de dissolução com HF, HNO₃ e HCl em frascos de Teflon, aquecidos em chapa quente até a dissolução completa do material. Colunas de resina catiônica AG-50W-X8 (200–400 mesh) foram usadas para separar o Rb, Sr e ETR. Cada amostra foi completamente secada e então carregada com 0,25 N H₃PO₄ em filamentos de Ta. As amostras passaram por um espectrômetro de massa de ionização termal multi-collector

VG Sector 54, no Laboratório de Geologia Isotópica, CPGq-IG-UFRGS, no modo estático. As razões de Sr foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$.

Os procedimentos para Re-Os seguiram os seguintes passos: Digestão de aproximadamente 1 g de pó de amostra para peridotitos, e 2 g de pó de amostra, para piroxênitos usando um traçador de Re-Os misto. A extração de Os foi realizada em CCl_4 e a purificação do Re foi realizada em colunas de troca de ânions. O Re e o Os foram carregados em filamentos de Pt com $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ como ativador e analisados como íons negativos, usando um espectômetro de massa DTM 15-polegadas. Os procedimentos dos brancos não excederam 2.0 pg para Os e para Re. Estes brancos não influenciam os conteúdos de Os, porém são significantes para amostras com concentrações de Re. Como consequência, foram realizadas correções dos brancos para todas as amostras, usando uma média de branco de Re de 1 ± 0.5 pg.

RESULTADOS

Petrografia e Química Mineral

Os xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques têm paragênese primária formada por olivina (ol-1), enstatita (opx-1), diopsídio (cpx-1) e espinélio (sp-1) e foram divididos, a partir da petrografia, em três grupos de acordo com a composição mineralógica: grupo dos lherzolitos, dos olivina-websteritos e dos harzburgitos. Instabilidades ocorrem localizadamente, causadas pelos processos de metassomatismo, e evidenciadas pela paragênese secundária constituída por diopsídio (cpx-2), olivina (ol-2) e espinélio (sp-2) (Figuras 9a e 9b) e formação de bolsões de vidros silicáticos.

O grupo dos lherzolitos compreende cinco amostras classificadas como espinélio-lherzolitos; o dos olivina-websteritos também compreende seis amostras de espinélio-olivina-websteritos e o dos harzburgitos compreende apenas uma amostra de espinélio-harzburgito. Os grupos apresentam, como texturas principais, (Figuras 9c e 9d) a protogranular e a textura transicional porfiroclástica a equigranular, segundo a classificação proposta por Mercier e Nicolas (1975).

Os cristais de ol-1 são porfiroclastos subédricos com dimensões de 1 a 3 mm, cor cinza claro, apresentam ocorrências de estruturas de deformação do tipo *kink band*, e contatos de 120° com fenocristais de ortopiroxênios primários opx-1. Os opx-1 são subédricos a euédricos, com dimensões que variam de 1 a 2 mm, têm cor bege, apresentam ocorrências de reações do tipo lamelas de exolução, com formação de cpx nas suas clivagens, em função da diminuição das condições de pressão, e são classificados como cromo-alumínio enstatitas. Os cpx-1 são subédricos, com dimensões em torno de 1,2 mm (tendo os cristais maiores dimensões de até 2 mm), têm cor verde, registram ocorrência de reações denominadas de franjas de recristalização (> 0,1 mm de espessura) nas bordas dos grãos e são classificados como alumínio-cromo diopsídio. Os sp-1 são anédricos a subédricos, ocorrem intersticialmente com dimensões de 0,3 a 0,8 mm, têm cor marrom escura, apresentam ocorrências de cristais com forma *holly-leaf* (Mercier e Nicolas, 1975), e são classificados como cromo espinélio.

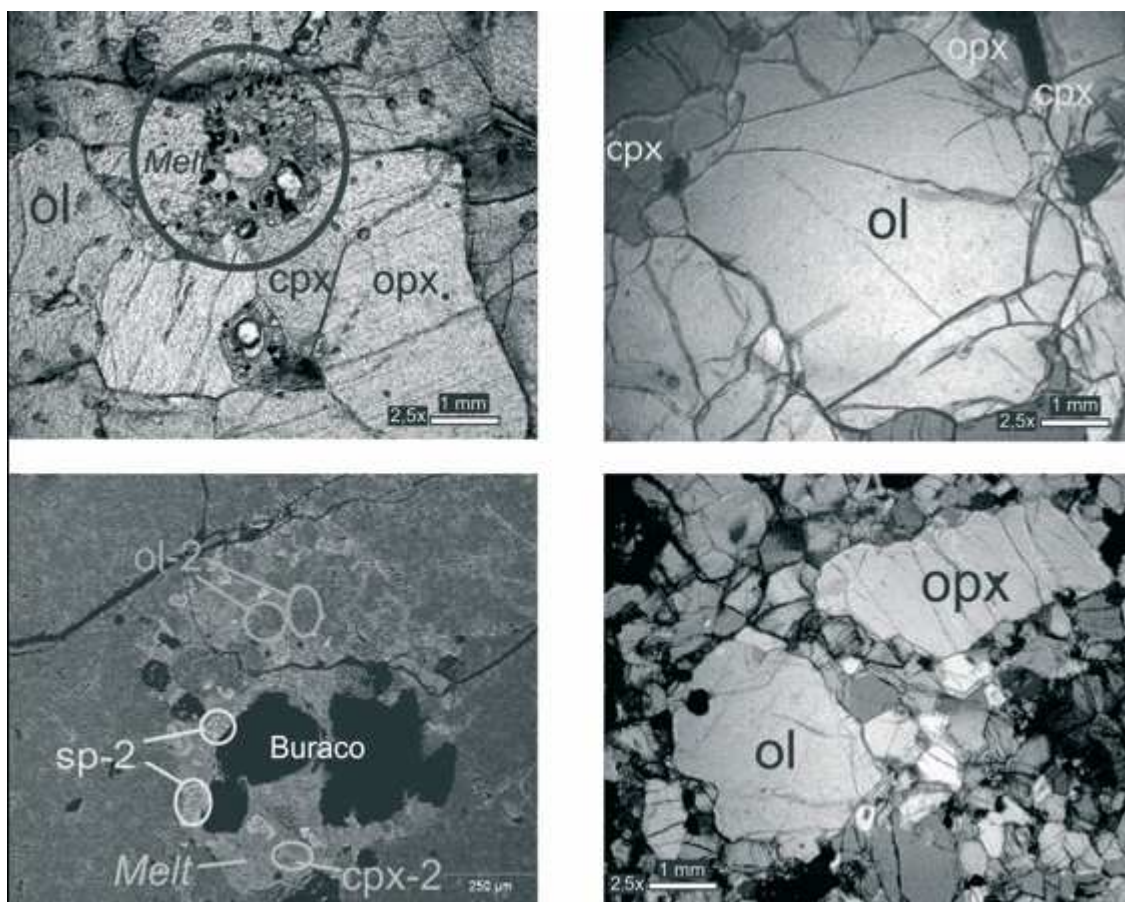


Figura 9: Fotomicrografias dos xenólitos do Cerro de los Chenques. (a) Detalhe de um melt pocket. (b) Detalhe de MEV (EDS) do melt pocket. (c) Textura protogranular. (d) Textura porfiroclástica a equigranular. Modificado de Rieck et al. (2007).

A paragênese secundária corresponde a minerais de dimensões pequenas (dimensões menores que 0,3 mm), apresentam-se euédricos e estão associados aos bolsões de vidro silicático.

As análises mineraloquímicas estão expressas na Tabela 1 e se referem somente à paragênese primária. Estas análises indicam que ela está em equilíbrio, o que é denotado pelo Mg# ($ol-1 < opx-1 < cpx-1$). Nas análises de óxidos versus Mg# destes minerais, como se pode ver na figura 10, verifica-se um *trend* composicional com Mg# mais baixo nos websteritos do que nos lherzolitos e harzburgitos para as ol-1, opx-1 e cpx-1. Já para o sp-1, o Mg# é maior nos olivina-websteritos. Além disso, percebe-se que as amostras estudadas têm Mg# mais elevado para ol-1, opx-1 e cpx-1 e menores no sp-1, quando comparadas com xenólitos de outros locais. Na figura 10, os dados de minerais do Cerro de los Chenques estão plotados juntamente com dados de xenólitos

do Cerro Del Mojon, Estancia Alvarez (Mallmann, 2004; Conceição et al., 2005) e Cerro Redondo (Schilling et al., 2005), já que os dois primeiros situam-se ao norte do cerro estudado e o último, ao sul, comparando-se, assim, nossos dados com locais representativos da Patagônia.

Nas ol-1, o NiO se apresenta mais enriquecido nos lherzolitos do que nos olivina-websteritos e harzburgitos. Por sua vez, o MnO mostra um *trend* negativo para os lherzolitos, diferenciando-se dos olivina-websteritos, que tem um padrão horizontalizado, enquanto que o harzburgito é o mais empobrecido em MnO. Nos opx-1, o Al₂O₃ e o CaO dos olivina-websteritos e lherzolitos têm *trends* composicionais semelhantes, com correlação negativa, mais enriquecido nos olivina-websteritos enquanto que o harzburgito é o mais empobrecido em CaO. Os cpx-1 apresentam uma correlação positiva do CaO e Cr# versus o Mg#, tendo as menores concentrações nos olivina-websteritos e as maiores no harzburgito. Na figura 10, pode-se ver um gráfico Al₂O₃ versus Na₂O para os cpx-1, onde se nota uma correlação positiva, com o harzburgito tendo as concentrações mais baixas e os olivina-websteritos, as mais elevadas. Neste gráfico, percebe-se também que os lherzolitos são mais similares às concentrações de amostras dos lherzolitos do Cerro Redondo e que há um *gap* composicional que deixa o harzburgito do Cerro de los Chenques muito separado das demais amostras. Este *gap* também é observado nos demais gráficos do cpx-1 e são provavelmente relacionados à baixa concentração de cpx no harzburgito. No sp-1, o Cr#, quando comparado com o Mg#, apresenta um *trend* composicional negativo, onde a amostra mais enriquecida do Cerro de los Chenques é o harzburgito, mas que apresenta concentrações menores aos espinélios dos harzburgitos do Cerro Del Mojon e Estancia Alvarez. Já as amostras mais empobrecidas em Cr# são os espinélios dos olivina-websteritos.

Tabela 1: Análises de Microsonda Eletrônica para os minerais representativos dos xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques: lherzolitos, harzburgito e olivina-websteritos. (*) A amostra PM12-01 não foi analiada por Microsonda Eletrônica. ol = olivina, opx = ortopiroxênio, cpx = clinopiroxênio, esp = espinélio. Mg# = $[100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})]$, Mg e Fe em proporções catiônica. Cr# = $[100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}^{+3})]$, Cr Al em proporções catiônica. Fo = forsterita, Fa = faialita, En = enstatita, Fs = ferrossilita, Wo = wolastonita, enst = enstatita, diop = diopsídio, esp = espinélio. Proporções catiônicas de ol, opx, cpx e esp calculadas na base de 4, 6, 6 e 32 O respectivamente.

Group	Lherzolite				PM12-12				PM12-13				PM12-15
	Sample	PM12-01(*)			ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1
Mineral	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1
n° Analysis	-	-	-	-	5	6	8	3	7	5	8	3	7
SiO ₂	-	-	-	-	41,22	55,85	52,62	0,05	41,09	55,85	52,89	0,03	41,41
TiO ₂	-	-	-	-	0,00	0,06	0,47	0,11	0,01	0,03	0,35	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	0,00	3,63	5,43	54,47	0,00	3,56	5,57	52,21	0,00
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,03	0,37	0,82	13,56	0,04	0,45	0,96	15,27	0,02
FeO	-	-	-	-	9,35	5,95	2,12	9,52	9,63	6,10	2,30	10,04	9,57
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,36	1,20	-	-	0,23	2,06	-
MnO	-	-	-	-	0,12	0,17	0,11	0,14	0,16	0,14	0,08	0,12	0,13
MgO	-	-	-	-	49,10	33,31	15,37	19,93	48,81	33,29	14,85	19,34	48,90
CaO	-	-	-	-	0,06	0,56	21,24	-	0,05	0,49	20,69	-	0,05
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0,00	1,36	-	-	0,00	1,72	-	-
NiO	-	-	-	-	0,38	-	-	0,39	0,36	-	-	0,39	0,38
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	0,12	-	-	-	0,15	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-
Sum Ox%	-	-	-	-	100,26	99,91	99,89	99,48	100,14	99,91	99,65	99,69	100,45
T (°C)	-	-	-	-	917	-	-	-	899	-	-	-	928
P (Kbar)	-	-	-	-	15,7	-	-	-	15,9	-	-	-	16
Mg#	-	-	-	-	90,35	90,89	91,79	77,03	90,04	90,68	91,34	74,34	90,11
Cr#	-	-	-	-	-	6,44	9,21	14,31	-	7,91	10,37	16,40	-
Fo	-	-	-	-	90,35	-	-	-	90,04	-	-	-	90,11
Fa	-	-	-	-	9,65	-	-	-	9,96	-	-	-	9,89
Wo	-	-	-	-	-	1,08	47,69	-	-	0,94	47,77	-	-
En	-	-	-	-	-	89,91	48,01	-	-	89,82	47,71	-	-
Fs	-	-	-	-	-	9,01	4,30	-	-	9,23	4,52	-	-
classif.	-	-	-	-	-	Enst	Diop	-	-	Enst	Diop	-	-
Moda(%) ol	41,7	-	-	-	52,2	-	-	-	53,1	-	-	-	46,7
en	44,6	-	-	-	29,6	-	-	-	36,9	-	-	-	38,9
diop	12,3	-	-	-	16	-	-	-	8,8	-	-	-	12,3
sp	1,4	-	-	-	2,2	-	-	-	1,2	-	-	-	2,1

Tabela 1: continuação

Group	Websterite												
	Sample	PM12-02			PM12-05				PM12-17				PM12-19
Mineral	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1	opx-1	cpx-1	sp-1	ol-1
n° Analisis	6	3	8	4	26	8	10	7	4	6	10	4	5
SiO ₂	41,10	55,60	52,27	0,08	40,82	55,19	52,16	0,08	40,93	55,12	52,66	0,05	41,42
TiO ₂	0,01	0,08	0,58	0,08	0,00	0,10	0,48	0,10	0,00	0,10	0,48	0,10	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	4,05	6,38	58,48	0,00	4,41	6,66	57,25	0,00	4,59	7,54	57,10	0,00
Cr ₂ O ₃	0,04	0,29	0,73	9,41	0,02	0,30	0,75	10,06	0,00	0,30	0,74	8,65	0,03
FeO	10,29	6,52	2,40	9,53	10,04	6,60	2,45	10,51	10,77	6,56	2,58	9,69	9,71
Fe ₂ O ₃	-	-	0,26	0,75	-	-	0,85	1,38	-	-	0,32	1,03	-
MnO	0,12	0,20	0,07	0,14	0,17	0,14	0,10	0,11	0,14	0,13	0,09	0,12	0,14
MgO	48,39	32,61	14,63	20,25	48,38	32,40	14,81	20,30	48,36	32,30	14,36	19,50	48,76
CaO	0,05	0,56	20,41	-	0,07	0,66	20,01	-	0,07	0,66	18,89	-	0,06
Na ₂ O	-	0,00	1,78	-	-	0,00	1,83	-	-	0,00	2,34	-	-
NiO	0,37	-	-	0,46	0,35	-	-	0,39	0,38	-	-	0,40	0,39
ZnO	-	-	-	0,14	-	-	-	0,00	-	-	-	0,09	-
K ₂ O	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,01	-	-
Sum Ox%	100,37	99,93	99,51	99,30	99,85	99,80	100,11	98,99	100,65	99,75	100,01	96,70	100,51
T (°C)	949	-	-	-	980,00	-	-	-	-	-	-	-	1005
P (Kbar)	16,8	-	-	-	17,7	-	-	-	-	-	-	-	17,9
Mg#	89,34	89,91	90,84	77,97	89,57	89,74	90,30	77,20	88,89	89,78	89,94	76,46	89,95
Cr#	-	4,63	7,07	9,74	10,43	4,38	7,19	10,54	-	4,26	6,19	9,25	-
Fo	89,34	-	-	-	-	-	-	-	88,89	-	-	-	89,95
Fa	10,66	-	-	-	-	-	-	-	11,11	-	-	-	10,05
Wo	-	1,10	47,67	-	-	1,30	46,73	-	-	1,30	45,96	-	-
En	-	88,92	47,54	-	-	88,57	48,10	-	-	88,61	48,60	-	-
Fs	-	9,98	4,79	-	27,9	10,13	5,17	-	-	10,09	5,44	-	-
classif.	-	Enst	Diop	-	49,6	Enst	Diop	-	-	Enst	Diop	-	-
Moda(%) ol	23,3	-	-	-	19,2	-	-	-	31,9	-	-	-	27,6
en	49,2	-	-	-	3,3	-	-	-	43,2	-	-	-	52,3
diop	24,7	-	-	-	19,2	-	-	-	21,7	-	-	-	17,7
sp	2,8	-	-	-	2,3	-	-	-	3,2	-	-	-	2,4

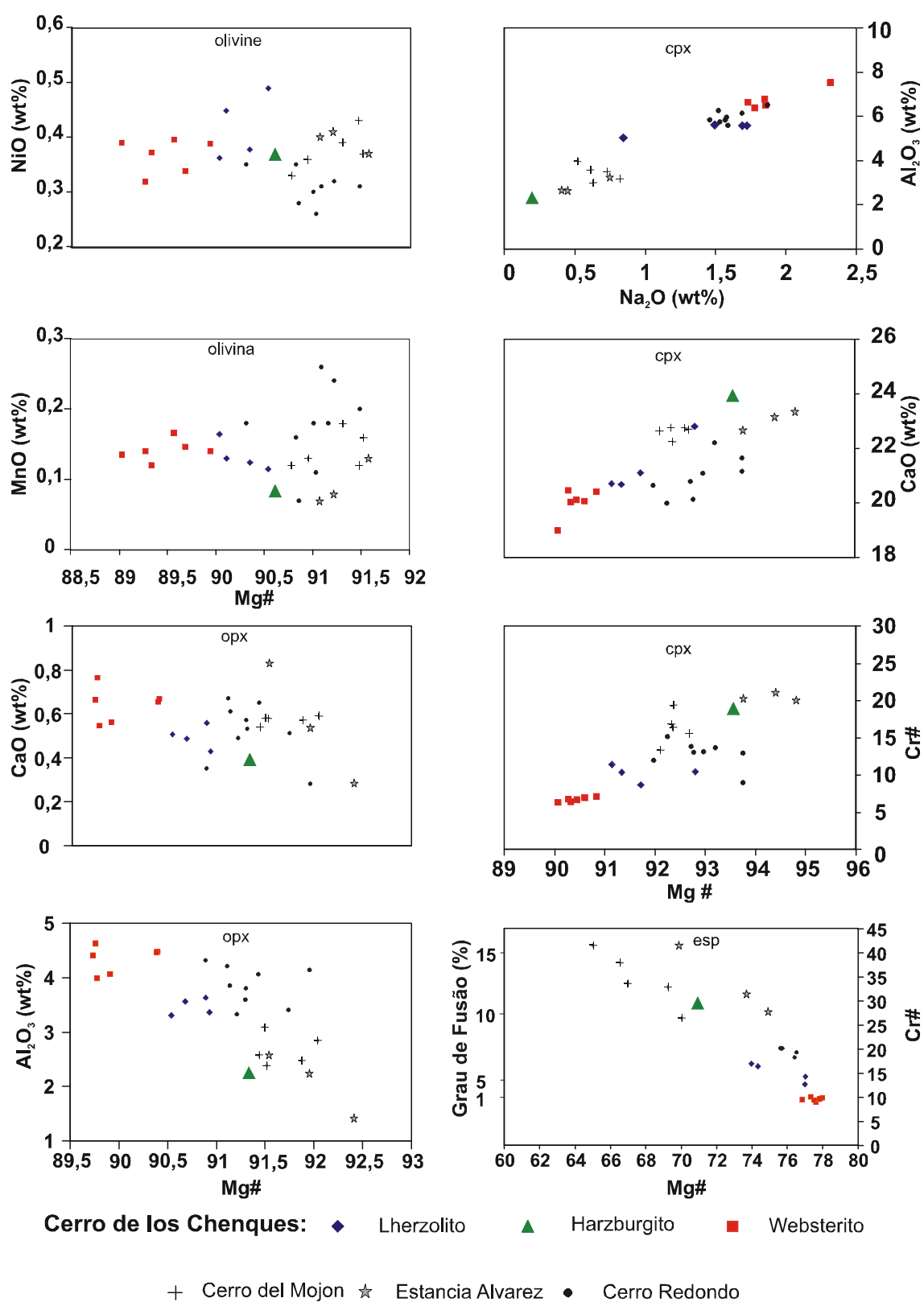


Figura 10: Diagramas de variação composicional para elementos maiores dos minerais constituintes dos xenólitos ultramáficos. Relação do Cr# de espinélio com grau de fusão (Hellebrand et al., 2001).

Quando comparados à minerais de xenólitos de outras localidades, é possível perceber, de modo geral, que todos os minerais das amostras estudadas têm os menores valores de Mg#. Os cpx-1 e opx-1 dos lherzolitos e olivina-websteritos possuem concentrações de Al_2O_3 maiores que os piroxênios do harzburgito, que apresentam concentrações mais próxima aos piroxênios de outras localidades. Apresentam também menores valores de Cr# tanto no cpx-1 como no sp-1 em relação as demais localidades.

As estimativas de pressão e temperatura de equilíbrio, para a paragênese mineralógica primária dos xenólitos ultramáficos de Cerro de los Chenques (Tab. 1 e Fig. 11), foram calculadas a partir dos métodos de Mercier (1980) e Köhler e Brey (1990), respectivamente. As estimativas das temperaturas se baseiam nas trocas de moléculas de Ca entre clinopiroxênio e ortopiroxênio, enquanto que a difusão de Ca entre clinopiroxênio e ortopiroxênio permite estimar as condições de pressão a que os xenólitos foram submetidos. Estas pressões foram aproximadas devido à baixa precisão das análises de Ca em olivina, obtidas por microsonda eletrônica.

Das amostras de lherzolitos do Cerro de los Chenques, as únicas que tiveram resultados coerentes foram as amostras PM12-12 (917°C e 15,7kbar), PM12-13 (899°C e 15,9 kbar) e PM12-15 (928°C e 16 kbar). Nos olivina-websteritos, os cálculos de pressão e temperatura foram realizados nas amostras PM12-02 (949°C e 16,8 kbar), PM12-05 (928°C e 16 kbar), PM12-17 (1029°C e 19,1 kbar), PM12-19 (1005°C e 17,9 kbar) e PM12-27 (927°C e 16,1). O harzburgito apresentou dados de pressão e temperaturas mais baixos PM12-26 (782°C e 14,1 kbar).

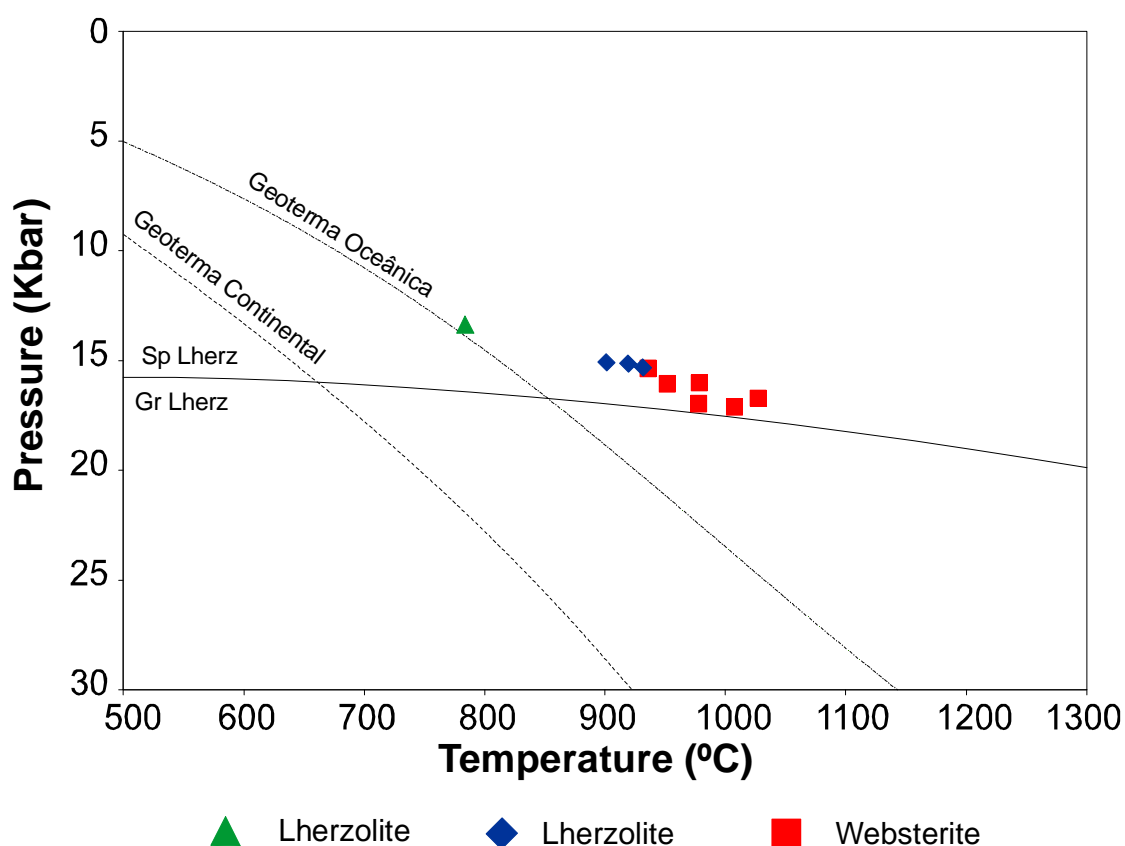


Figura 11: Estimativas de pressão e temperatura de equilíbrio da paragênese primária dos xenólitos estudados. Pressão de equilíbrio determinada através do método de Mercier (1980), temperatura de equilíbrio determinada pelo método de Köhler e Brey (1990). Estão indicadas também as geotermas continental e oceânica, modificado de Mallmann (2004).

QUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS

As análises químicas para elementos maiores em rocha total dos xenólitos do Cerro de los Chenques estão expressas na Tabela 2. Estes dados apontam para o baixo grau de alteração das amostras analisadas, uma vez que os valores de perda ao fogo não foram detectados (ND). Apresentam, ainda, Mg# [$100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}})$, em proporção molecular] variando de 88,1 a 90,3, que são valores indicativos de amostras originadas no manto, como afirma McDonough (1990), que sugere $\text{Mg\#} > 85$ para xenólitos do manto.

A Figura 12 apresenta o comportamento químico de alguns óxidos de elementos maiores e menores do Cerro de los Chenques para rocha total em relação ao Mg#, e compara com dados de amostras de lherzolitos do Cerro Redondo (Schilling et al., 2005), ao sul, e de harzburgitos do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez (Mallmann,

2004; Conceição et al., 2005), ao norte e também com dados de Rivalenti et al. (2004) para duas amostras de lherzolitos e uma de harzburgito do próprio Cerro de los Chenques. Como está exemplificado na Figura 12, percebe-se que nestes locais o Mg# dos xenólitos varia de 90 a 91 assim como para as amostras de Rivalenti et al. (2004), sendo maiores que o Mg# dos xenólitos do Cerro de los Chenques. Isto é indicativo de que as amostras estudadas do Cerro de los Chenques, representam o manto litosférico menos depletado. Eventos posteriores, como metassomatismo, podem ser observados, conforme verificado a partir dos elementos traço (Figura 13) e mesmo pela correlação positiva entre Mg# e os seguintes óxidos: Na₂O, CaO, TiO₂ e Al₂O₃. Os xenólitos estudados apresentam padrão levemente enriquecido nos óxidos analisados em relação às demais localidades, sendo levemente mais depletado apenas no Na₂O para alguns lherzolitos e harzburgitos. Os óxidos dos xenólitos do Cerro de los Chenques, analisados na Figura 12, de modo geral são levemente empobrecidos em relação ao manto primitivo proposto por Palme e Nickel (1985).

Os dados de elementos traço das amostras de xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques estão relatados na Tabela 2. Estes dados apresentam um *trend* composicional levemente depletado em relação ao manto primitivo, como está demonstrado na Figura 13a. O *trend*, que pode ser definido como principal, apresenta empobrecimento nos HFSE (Th, Zr, Hf e Eu) e enriquecimento nos HFSE (U, Ta e Pb) e W, Sn e Sb. Porém, nota-se que os LILE (Rb e Ba) nos olivina-websteritos possuem anomalia negativa, enquanto que os lherzolitos, o harzburgito e o olivina-websterito PM12-27 apresentam anomalias positivas no LILE (Ba). Na Figura 13a, pode-se observar ainda que as amostras PM12-13 (lherzolito) e PM12-41 (olivina-websterito) apresentam uma pequena variação em relação a esse *trend* composicional principal, com enriquecimento em Rb e Ba, respectivamente. As amostras PM12-26 (harzburgito) e PM12-15 (lherzolito) diferem deste *trend* por ter um padrão mais empobrecido nos HFSE, que estão dispostos do Ti ao Lu. Observa-se também uma anomalia negativa no Y, que aumenta da amostra mais enriquecida para a mais empobrecida. Esta anomalia não existe no harzburgito. A amostra PM12-26 registra ainda um empobrecimento em Eu e Ti. As amostras de olivina-websterito PM12-05 e de lherzolito PM12-15 diferem do *trend* principal por um maior empobrecimento em Th. A amostra de olivina-websterito PM12-19 é a única que registra depleção em Cs, diferentemente do padrão

principal, e o lherzolito PM12-12 tem empobrecimento em Zr. As anomalias positivas em W, Pb, Sn e Sb são superiores aos valores do manto primitivo.

Tabela 2: Composição (%) dos elementos maiores e menores dos óxidos, perda ao fogo (ND = não detetado), Mg# e as razões CaO, Na₂O e K₂O *versus* Al₂O₃ dos xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques. Composição química dos elementos traço (ppm e (*) – ppb) dos xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques. Razões isotópicas de Sr e Os dos xenólitos do Cerro de los Chenques.

Grupo	Lherzolito					Websterito					Harzburgito	
	PM12-01	PM12-12	PM12-13	PM12-15	PM12-48	PM12-02	PM12-05	PM12-17	PM12-19	PM12-27	PM12-41	PM12-26
Amostra (%)												
SiO ₂	43,25	44,98	44,18	44,57	44,91	43,86	44,90	43,74	44,58	44,26	-	43,42
Al ₂ O ₃	1,86	2,86	2,34	2,58	3,16	4,25	3,89	2,88	3,28	3,34	-	1,31
TiO ₂	0,06	0,11	0,06	0,10	0,06	0,14	0,16	0,08	0,14	0,10	-	0,01
FeO	10,18	8,32	9,32	9,13	7,86	9,05	8,55	9,85	8,39	9,13	-	8,43
MnO	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	-	0,14
MgO	43,23	39,72	41,83	41,09	39,18	38,49	37,54	40,86	38,49	39,25	-	44,04
CaO	0,78	2,82	1,30	1,79	2,98	3,02	3,02	1,50	2,94	1,74	-	1,07
Na ₂ O	0,02	0,18	0,10	0,18	0,30	0,23	0,26	0,13	0,33	0,21	-	0,06
K ₂ O	0,05	0,06	0,07	0,13	0,07	0,06	0,06	0,08	0,05	0,05	-	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	-	0,02
LOI	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	-	ND
Total	99,61	99,20	99,36	99,75	98,68	99,26	98,55	99,28	98,36	98,24	-	98,53
Mg#	88,33	89,48	88,89	88,91	89,88	88,34	88,67	88,08	89,10	88,45	-	90,30
CaO/Al ₂ O ₃	0,42	0,99	0,56	0,69	0,94	0,71	0,78	0,52	0,90	0,52	-	0,82
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,01	0,06	0,04	0,07	0,09	0,05	0,07	0,05	0,10	0,06	-	0,05
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	-	0,02
ppm: (*) ppb												
Cs*	1,15	1,29	6,46	4,39	7,05	4,15	1,62	3,27	0,08	1,18	1,15	1,69
Tl*	0,74	1,18	2,54	1,18	1,69	2,86	0,96	2,53	1,11	1,10	1,79	0,92
Rb	0,07	0,02	0,49	0,21	0,23	0,17	0,04	0,09	0,03	0,03	0,04	0,04
Ba	5,66	2,15	2,36	6,51	5,50	6,49	2,20	0,90	0,37	27,18	12,99	11,70
W	0,09	0,02	0,03	0,07	0,06	0,03	0,10	0,03	0,23	0,02	0,29	0,03
Th*	118,39	4,38	18,40	0,41	29,48	8,84	0,48	8,78	0,00	4,00	0,00	5,34
U*	9,57	2,50	27,33	18,44	29,34	16,46	10,46	9,23	19,78	6,47	23,90	3,11
Nb	0,05	0,14	0,76	0,61	0,35	0,10	0,08	0,23	0,21	0,08	0,11	0,21
Ta	0,02	0,03	0,06	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
K	415,06	498,07	581,08	1079,15	581,08	498,07	498,07	664,09	415,06	415,06	-	249,03
La	0,14	0,07	0,28	0,12	0,45	0,14	0,09	0,12	0,07	0,07	0,11	0,09
Ce	0,16	0,20	0,52	0,21	0,85	0,37	0,17	0,22	0,15	0,14	0,15	0,18
Pb	0,10	0,17	0,15	0,15	0,17	0,36	0,24	0,21	0,50	0,10	1,69	0,10
Pr	0,03	0,04	0,07	0,03	0,11	0,08	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,03
Mo	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01
Sr	3,58	4,34	6,50	2,11	9,11	9,55	5,70	13,65	6,05	4,50	4,56	2,08
Nd	0,14	0,26	0,29	0,14	0,42	0,47	0,31	0,42	0,23	0,20	0,24	0,12
Sm	0,05	0,09	0,06	0,03	0,08	0,16	0,10	0,17	0,08	0,07	0,07	0,02
Zr	1,25	1,66	1,48	0,49	1,68	3,49	0,66	1,72	0,39	1,00	0,38	0,80
Hf	0,04	0,12	0,03	0,01	0,06	0,11	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,01
Eu	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,09	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,00
Sn	0,22	0,35	0,26	0,32	0,30	0,32	0,59	1,05	0,60	0,34	1,05	0,23
Sb*	8,70	11,27	10,85	7,87	9,77	13,12	12,64	10,26	7,05	13,15	10,93	15,23
Ti	160,80	241,57	108,67	60,24	78,58	489,00	311,25	411,27	219,66	198,29	187,60	8,29
Gd	0,07	0,13	0,08	0,03	0,09	0,26	0,15	0,22	0,09	0,10	0,10	0,01
Tb	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,00
Dy	0,10	0,17	0,09	0,03	0,11	0,31	0,18	0,25	0,11	0,12	0,12	0,01
Y	0,58	0,85	0,39	0,11	0,55	1,62	0,54	0,95	0,34	0,49	0,37	0,07
Ho	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,07	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,00
Er	0,07	0,11	0,06	0,03	0,07	0,21	0,11	0,16	0,07	0,08	0,08	0,01
Tm	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Yb	0,08	0,10	0,06	0,02	0,07	0,19	0,08	0,13	0,05	0,07	0,06	0,02
Lu	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Razões Isotópicas												
Rb/Sr	0,87	0,02	0,06	0,53	0,07	0,08	0,02	0,03	0,01	0,02	-	4,09
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	2,54	0,05	0,17	1,56	0,20	0,24	0,05	0,10	0,02	0,05	-	12,10
SD	0,57	0,03	0,01	0,30	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	-	3,92
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	-	0,71
SD	1,27E-05	1,76E-05	2,11E-05	9,16E-06	3,03E-05	1,34E-05	1,76E-05	2,32E-05	1,62E-05	1,69E-05	-	1,27E-05
Re (ppb)	0,04	-	-	0,03	-	-	-	0,08	-	-	-	0,08
Os (ppb)	2,38	-	-	1,15	-	-	-	2,59	-	-	-	2,73
¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	0,14	-	-	0,09	-	-	-	0,28	-	-	-	0,26
¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os(I)	0,12	-	-	0,12	-	-	-	0,12	-	-	-	0,12
SD	0,00	-	-	0,00	-	-	-	0,00	-	-	-	0,00
TRD (Ga)	0,94	-	-	0,80	-	-	-	0,94	-	-	-	1,14
TMA (Ga)	1,39	-	-	1,01	-	-	-	2,58	-	-	-	2,87

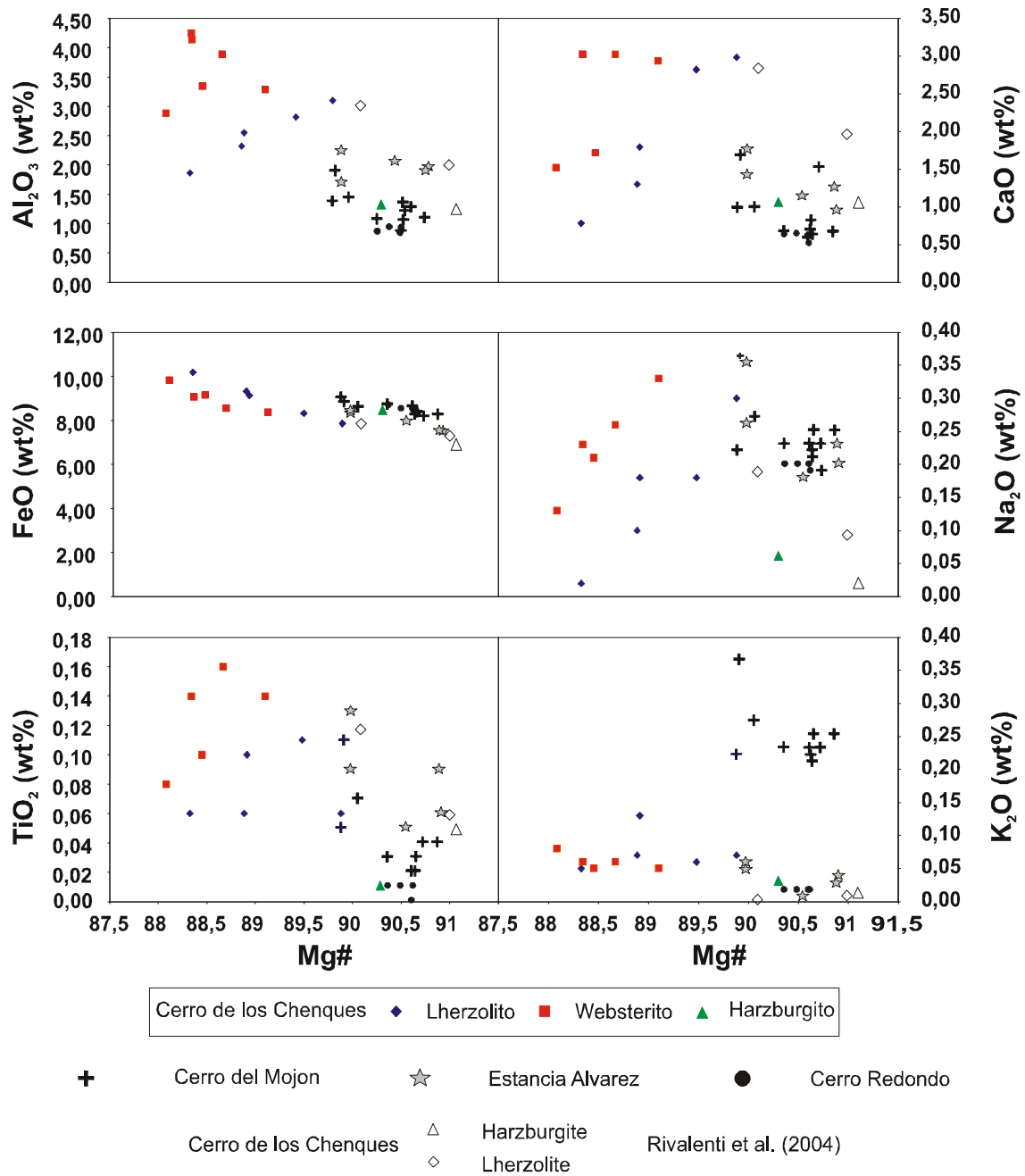


Figura 12: Diagrama de variação da composição de óxidos de elementos maiores e menores em rocha total, plotados contra o Mg#.

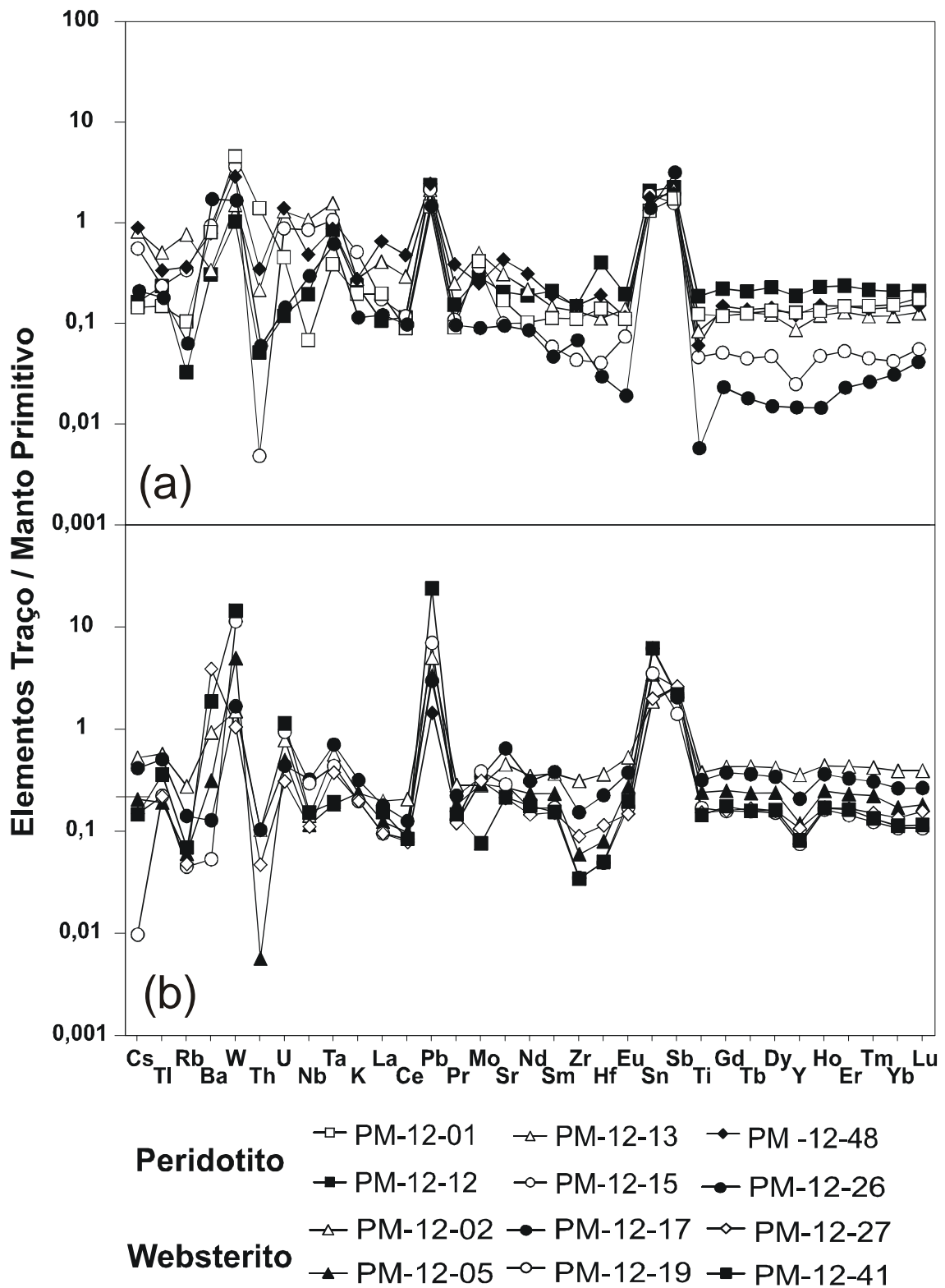


Figura 13: Diagrama mostrando a distribuição dos elementos traço dos xenólitos do Cerro de los Chenques. (a) Peridotitos, (b) olivina-Websteritos.

Os dados de elementos traço do Cerro de los Chenques, quando comparados com dados dos xenólitos ultramáficos do Cerro Redondo (Schilling et al., 2005) e do Cerro del Mojon e da Estancia Alvarez (Mallmann, 2004; Conceição et al., 2005), apresentam, de modo geral, algumas similaridades nas concentrações. Porém, é possível observar que no Cerro Redondo ocorrem as maiores concentrações de Th, U, Nb, La, Sr, Nd, Sm, Zr e Hf, e altas concentrações de Gd, Y, Ho, Er, Yb e Lu. No Cerro Del Mojon e na Estancia Alvarez, observam-se concentrações maiores nos elementos traço crustais (Cs, Tl, Rb e Ba) em relação ao Cerro de los Chenques, sendo o padrão de distribuição das concentrações nos xenólitos harzburgíticos de Estancia Alvarez mais similar ao do Cerro de los Chenques, principalmente na amostra de lherzolito (PM12-15) e de harzburgito (PM12-26). No Cerro de los Chenques, observam-se algumas diferenças marcantes em relação às demais localidades, como o grande empobrecimento em Th e Ti e o grande enriquecimento em W e Sn.

Analisando-se o comportamento geoquímico dos ETR dos xenólitos do Cerro de los Chenques (Figura 14 a, b), fica possível determinar 3 *trends* composicionais, todos depletados em relação ao manto primitivo. O *trend* principal é representado pelas amostras de lherzolitos PM12-01 e PM12-12 (La_N/Lu_N : 0,5 - 1,1; Ce_N/Sm_N : 0,6 - 0,8 e Dy_N/Lu_N : 0,8 - 1,1) e de olivina-websteritos PM12-02, PM12-05, PM12-17, PM12-19, PM12-27 e PM12-41 (La_N/Lu_N : 0,5 - 1,3; Ce_N/Sm_N : 0,3 - 0,6 e Dy_N/Lu_N : 1 - 1,4), caracterizado por um padrão empobrecido em ETR leves em comparação com os ETR pesados, estes últimos com um padrão horizontalizado. A amostra PM12-02 é a mais enriquecida, enquanto que a PM12-15 é a mais empobrecida. Os outros 2 *trends* composicionais são muito similares, como está representado na Figura 14 a, b, apresentando enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados. Porém, o *trend* representado pelas amostras de lherzolito PM12-13 e PM12-48 (La : 0,41 - 0,65x; Sm : 0,15 - 0,19x e Lu : 0,13 - 0,15x Manto Primitivo) difere por ser mais enriquecido em ETR que o *trend* representado pelas amostras PM12-15 (lherzolito) e PM12-26 (harzburgito) (La : 0,13 - 0,17x; Sm : 0,05 - 0,06 e Lu : 0,04 - 0,05x Manto Primitivo). Este último *trend* representa as amostras mais depletadas, coincidindo com os dados dos elementos traço. Nos olivina-websteritos ocorre anomalia negativa de Ce, inexistente na amostra PM12-02.

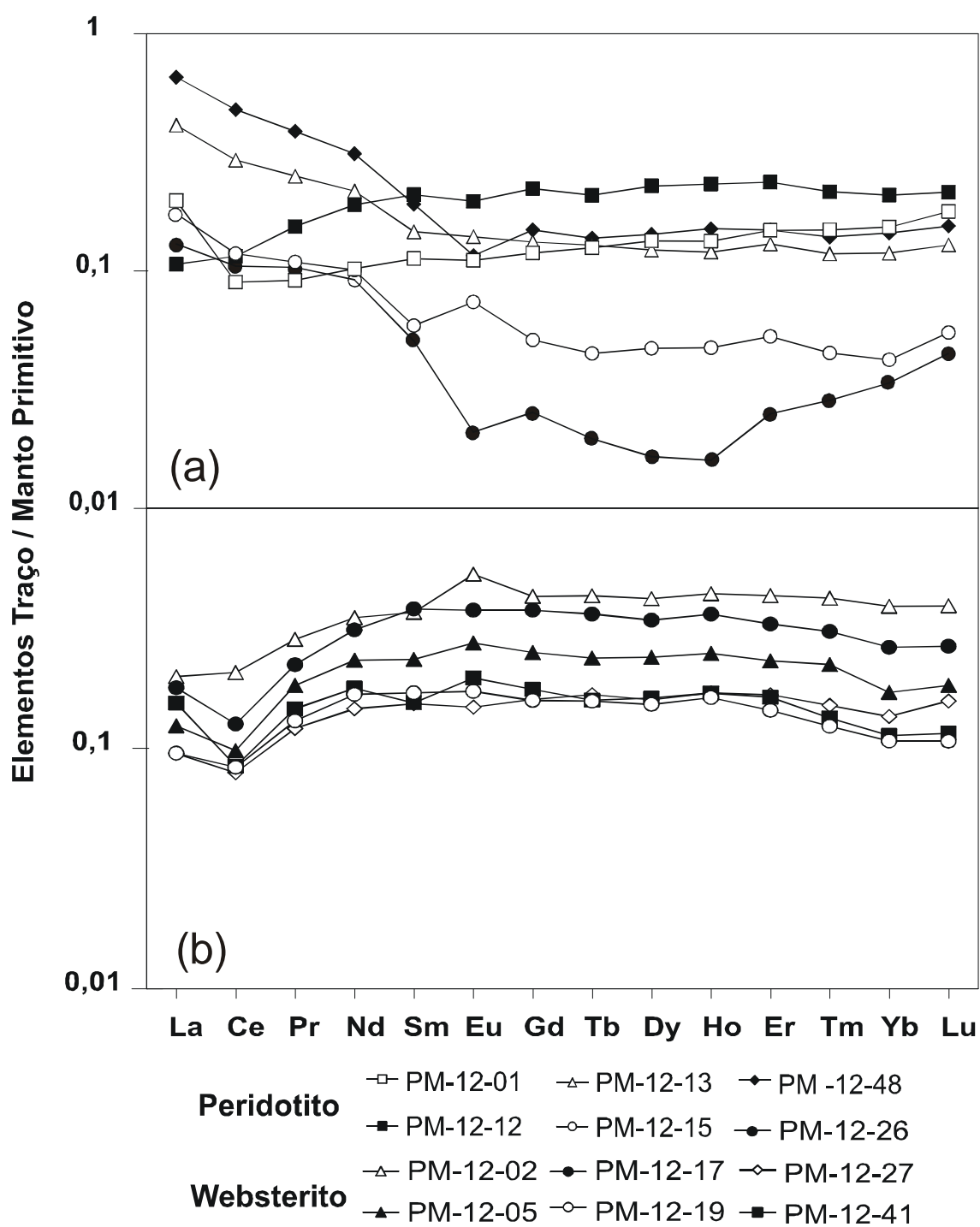


Figura 14: Diagrama mostrando a distribuição dos ETR dos xenólitos do Cerro de los Chenques. (a) Peridotitos, (b) olivina-Websteritos.

O *trend* definido como principal para os ETR do Cerro de los Chenques tem uma diferença marcante em relação às composições de ETR de xenólitos harzburgíticos do Cerro del Mojon, Estancia Alvarez e lherzolíticos do Cerro Redondo (Mallmann, 2004; Conceição et al., 2005), possuindo padrão empobrecido em ETR leves e enriquecido em ETR pesados, sugerindo que apenas as amostras do Cerro de los Chenques mantiveram os registros dos processos de extração de líquidos por fusão. Nas amostras PM12-13 e PM12-48, o padrão dos ETR assume um comportamento semelhante aos *trends* dos xenólitos do Cerro del Mojon (Mallmann, 2004; Conceição et al., 2005) e do Cerro Redondo (Schilling et al., 2005), onde se observa um enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados, evidenciando o processo metassomático. Apesar disso, no Cerro Del Mojon e no Cerro Redondo, as concentrações dos ETR leves são mais elevadas, ocorrendo concentrações superiores às concentrações do manto primitivo. Os xenólitos de Estancia Alvarez (Mallmann, 2004; Conceição et al., 2005) apresentam um *trend* similar aos das amostras PM12-15 e PM12-26, as mais empobrecidas, com ETR leves enriquecidos em relação aos ETR pesados que apresentam concentrações muito baixas.

DADOS ISOTÓPICOS DE Sr E Os

As análises em Rocha Total da composição isotópica dos xenólitos do Cerro de los Chenques estão apresentadas na tabela 2. A suíte de xenólitos do Cerro de los Chenques apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0.70398 (PM12-12) a 0.70493 (PM12-13) no grupo dos lherzolitos, 0.70233 (PM12-05) a 0.70435 (PM12-17) para o grupo dos olivina-websteritos, enquanto que o harzburgito apresenta razão de 0.70564 (PM12-26). A figura 15a mostra que o harzburgito tem as maiores concentrações e os olivina-websteritos as menores. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de uma amostra do basalto hospedeiro do Cerro de los Chenques apresentam valores em torno de 0,7033, indicando maior similaridade com os olivina-websteritos analisados. Além disso, quando comparados com os lherzolitos e o harzburgito, principalmente, os valores mencionados são relativamente maiores que dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ publicados de outras suítes de xenólitos da Patagônia, como Pali-Aike (Stern et al., 1999) e Gobernador Gregores (Gorring and Kay, 2000, Conceição et al., 2005), os quais são mais similares aos dados isotópicos do grupo dos olivina-websteritos.

As razões iniciais de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ são de 0.12123 para o harzburgito, 0,12271 para os olivina-websteritos e 0.12377 para os lherzolitos. A figura 15a demonstra, em contraste com as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, uma razão menor de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ no harzburgito, sendo que as razões dos lherzolitos são as maiores. A concentração de Re dos lherzolitos, olivina-websteritos e harzburgito variam de 0.02 a 0.08 ppb, sendo menores nos lherzolitos e maiores nos olivina-websteritos. Estas amostras tem concentrações de Re menores do que o Manto Primitivo, indicando que são resíduos de variados graus de fusão parcial do manto (Schilling et al., 2008). As concentração de Os nas amostras varia de 1.14 a 2.73 ppb, sendo que as menores concentrações são de amostras do grupo dos lherzolitos e a maior concentração é do harzburgito. As amostras analisadas apresentam idades T_{RD} (Fig. 15b) mais antigas que em outras suites de xenólitos da Patagônia (Schilling et al., 2008), variando de 0.80 a 1.14 Ga e idades T_{MA} variando de 1.01 a 2.87 Ga (Fig. 15c). Contudo, o fato da amostra PM12-16 apresentar idade $T_{MA} > 2.5$ Ga pode ser consequência da adição de Re durante um processo de metassomatismo.

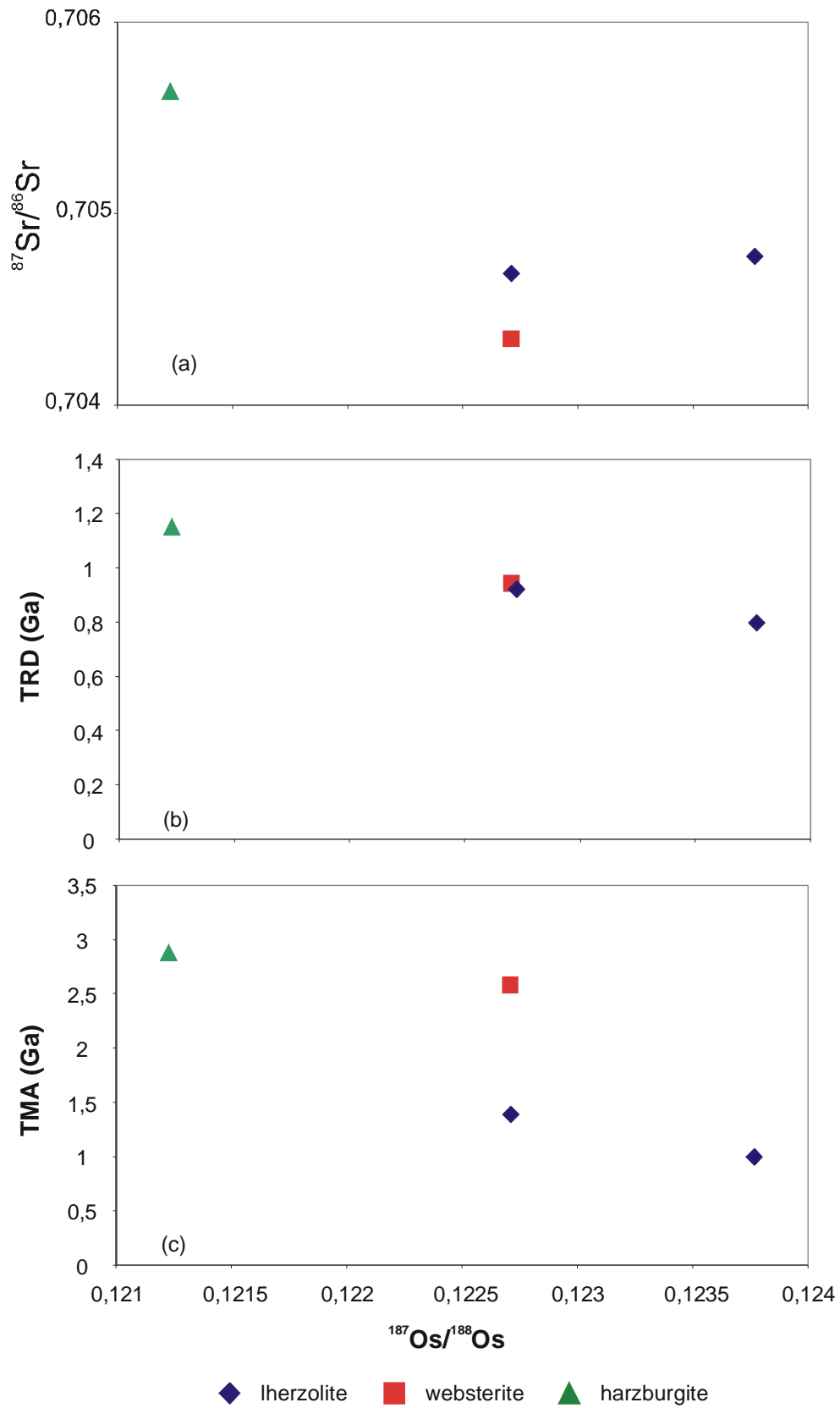


Figura 15: Distribuição das razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ versus (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (b) TRD em Ga e (c) TMA em Ga.

DISCUSSÕES

O processo de depleção do harzburgito e dos lherzolitos e olivina-websteritos

Os xenólitos mantélicos do Cerro de los Chenques permitem tecer considerações quanto à evolução do manto litosférico continental da região. Integrando os dados de campo, petrográficos de química mineral e de química de rocha, podem-se observar a presença de xenólitos com duas origens distintas, os peridotitos (lherzolitos e harzburgito) e os piroxenitos (olivina-websteritos). Esses dois grupos podem ser individualizados quando são analisados os diagramas de geoquímica de rocha total, onde dois *trends* distintos ocorrem, como por exemplo, nos diagramas Mg# versus TiO₂, CaO, Al₂O₃ e Na₂O. Esse tipo de comportamento geoquímico não pode ser explicado a partir de um único evento, como exemplo a fusão parcial ou a cristalização fracionada, uma vez que os mesmos produziram *trends* únicos e contínuos entre os olivina-websteritos e os lherzolitos. O diagrama Na₂O vs. Mg#, por exemplo, evidencia *trends* de enriquecimentos paralelos e individuais para as amostras de olivina-websteritos e lherzolitos.

Os dados químicos de rocha total da suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques têm evidências de processos de fusão parcial, que são caracterizados pelos menores teores dos óxidos de Al₂O₃, CaO e TiO₂ em relação ao manto primitivo. Os valores dos dados obtidos (Fig. 12) indicam, no entanto, um grau de fusão menor do que nos xenólitos ultramáficos do Cerro Del Mojon, de Estancia Alvarez (Mallmann, 2004; Conceição et al., 2005), do Cerro Redondo (Schilling et al., 2005) e mesmo de amostras do próprio Cerro de los Chenques que foram estudadas por Rivalenti et al. (2004). Os elementos traço e os ETR são depletados em relação ao manto primitivo, corroborando com as evidências de fusão parcial. Além disso, pode-se afirmar que as amostras que possuem empobrecimento em ETR leves e médios em relação aos pesados, como se observa pelas razões La_N/Lu_N, Ce_N/Sm_N e Dy_N/Lu_N, já citadas, caracterizam o processo de fusão parcial a que o manto superior foi submetido.

Cálculos da taxa de fusão (utilizando-se a fórmula 1) demonstram (Fig. 16) fusão parcial a partir do manto primitivo em torno de 10 a 20% para as amostras de olivina-websteritos, 20 a 40% para as amostras de lherzolitos e mais de 50% para as amostras de harzburgitos, utilizando-se os teores dos ETR médios e pesados (Fig. 16). Estes valores de percentagem de fusão não são realistas, mas demonstram que as rochas

de harzburgitos e lherzolitos podem ter sofrido varias histórias de fusão a partir de mantos antigos, enquanto que os olivina-websteritos foram mais preservados. Isso condiz com os dados de geothermobarometria calculados. Segundo estes dados, as amostras de olivina-websteritos estariam em zonas mais profundas do que os lherzolitos e os harzburgitos (Fig. 11).

$$C_R = \frac{(C_{MP} \times D_i)}{(D_i + f \times (1 - D_i))} \quad (\text{Fórmula 1})$$

onde: C_R – Concentração do elemento no resíduo; C_{MP} – Concentração do elemento no manto primitivo; D_i – Coeficiente total de partição do manto primitivo; f – percentagem de fusão.

A figura 16 também demonstra que os elementos HFSE (Nb e Ta) estão enriquecidos em todas as amostras, o que denota um evento metassomático por fluídos silicáticos alcalinos ricos nestes elementos, que será discutido abaixo.

Os valores mais elevados para o Cr# no sp-1, principalmente na amostra de harzburgito (PM12-26, Fig. 10), assim como na amostra PM12-15 (lherzolito), bem como um padrão mais empobrecido em ETR com relação ao manto primitivo, sugerem que estas amostras sejam o resultado de um processo de fusão intenso, baseado nos estudos de Hellebrand et al. (2001). Esta elevada quantidade de Cr# no esp-1 da amostra PM12-26 sugere ainda que o processo de fusão a que ela foi submetida foi maior que nas demais, corroborando a sugestão de que o harzburgito tem a maior característica refratária observada nesse cerro. Contudo, as estimativas de temperatura de equilíbrio desta amostra PM12-26 (782°C) menores que nas demais amostras de lherzolito analisadas (em torno de 920°C), podem indicar um novo equilíbrio a temperaturas mais baixas, e que os lherzolitos e os harzburgitos não têm relações genéticas entre si, indicando que ambos deveriam se situar em profundidades diferentes e teriam as suas evoluções independentes. Os valores de Cr# no esp-1 de todas as amostras, incluindo os olivina-websteritos (valor máximo = 29,31 - PM12-26), indicam ainda que todas as amostras estudadas não sofreram forte tectonismo, como postula Bjerg et al. (2005), que aponta Cr# no esp-1 > 40 para xenólitos altamente tectonizados e recristalizados da suíte de xenólitos de Tres Lagos. Entretanto, nas amostras estudadas há indícios texturais de recristalização acentuada, devido à ocorrência de textura equigranular

(Mercier e Nicolas, 1975), nas amostras PM12-01 (lherzolito), PM12-02 e PM12-27 (olivina-websteritos) e PM12-26 (harzburgito).

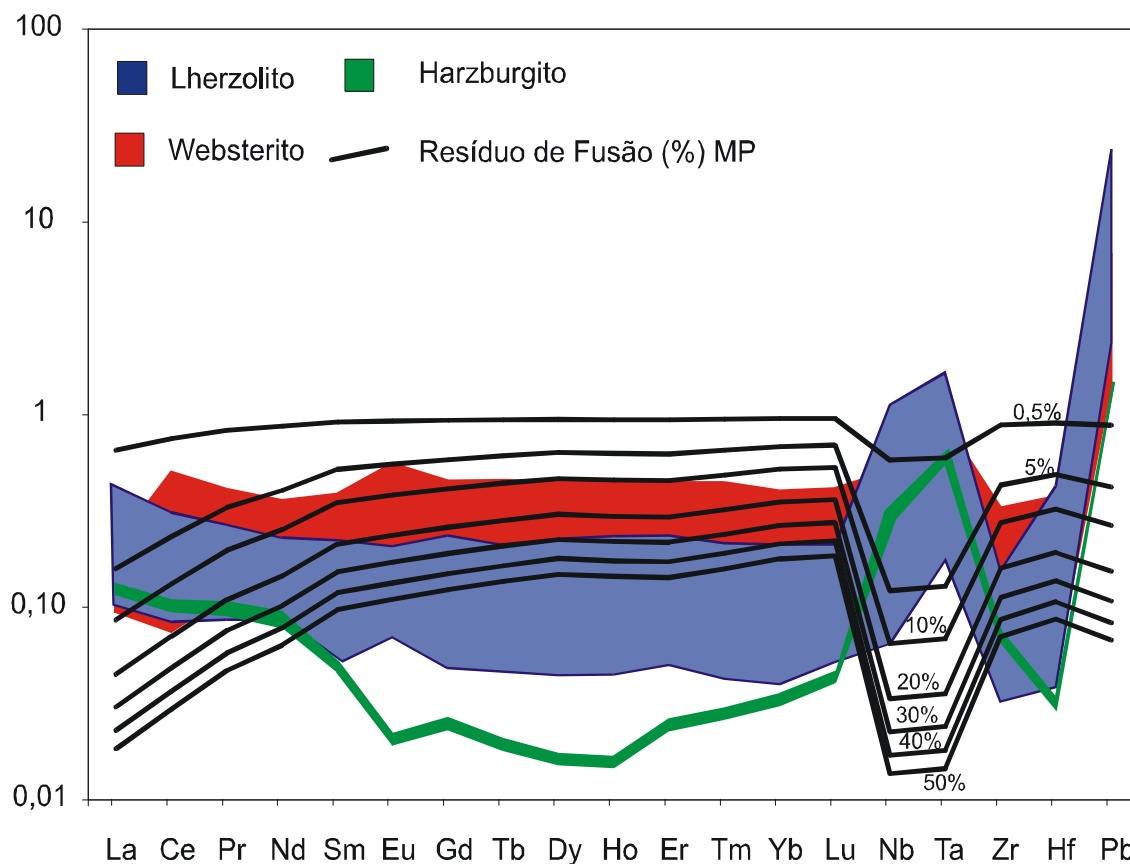


Figura 16: Cálculo de fusão a partir do MP, com variadas intensidades (%) para os ETR e Nb, Ta, Zr e Pb.

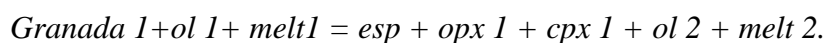
O metassomatismo mantélico e a formação dos olivina-websteritos

Além do processo de fusão, é possível inferir também processos metassomáticos, posteriores, que são caracterizados pelo enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados nas amostras de lherzolitos e de harzburgito e no aumento dos elementos HFSE (Nb e Ta) de todas as litologias estudadas (Fig. 16), dos quais petrograficamente podem estar associados à ocorrência da paragênese secundária (ol, cpx, esp) e *melt pockets*. O enriquecimento dos ETR leves estão presentes nas amostras de lherzolitos (PM12-15, PM12-13, PM12-48) e de harzburgito (PM12-26), sendo as amostras PM12-15 e PM12-26 as mais depletadas. Nestas amostras, observa-se um padrão de ETR em “U” similar ao já observado por Mallmann (2004) e por Schilling et

al. (2005), indicador de metassomatismo críptico (McDonough, 1990) ou ainda de processos de cromatografia mantélica (Navon e Stopler, 1987).

Os olivina-websteritos não apresentam enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados. Contudo, apresentam enriquecimento de ETR leves quando comparados aos resíduos de fusão cálculos a partir de 5 a 20% de fusão do MP. Apresentam também, Mg# menor do que nos peridotitos, e assim não podem ser considerados como os resíduos refratários de um evento de fusão parcial vinculado aos peridotitos. Por sua vez, a origem dos olivina-websteritos tem sido amplamente discutida na literatura sendo relacionados aos processos de fusão, onde os mesmos seriam cumulos formados a partir da extração de um líquido (Niu, 1997; Mukasa e Shervais, 1999; Herzberg, 2004); ou aos processos metassomáticos, onde os olivina-websteritos representariam canais de percolação de fluidos localizados e os peridotitos a rocha encaixante metassomatizada a partir do mecanismo de “fluxo reativo poroso” (*reactive porous flow*) (Bedini et al., 1997; Vernieres et al., 1997; Rivalenti et al., 2004).

Quando os padrões de ETR dos olivina-websteritos são analisados, observa-se a depleção desses elementos em relação ao manto primitivo, indicando o processo de fusão. Entretanto, observa-se também um padrão com $Sm_N/Yb_N > 1$, o que é sugestivo de uma origem desses xenólitos a partir de um evento de fusão de um manto com granadas. Dados de Ho, *et al.* (2000) e Berly *et al.* (2006) sugerem que a granada é estável em pressões mais baixas nos sistemas piroxeníticos do que nos sistemas lherzolíticos. Dados experimentais de Irving (1974); Hirschman e Stolper (1996) apontam pressões entre 13 a 17 kbar para a estabilidade da granada nos piroxenitos. Os dados geotermobarométricos dos olivina-websteritos estudados apontam para temperaturas do último equilíbrio entre 920° e 1020° C, e pressões de 16 a 19 kbar, indicando que estas rochas se encontram na zona de estabilidade da granada. A granada mantélica pode conter de 5 a 7% de CaO na sua estrutura (Walter et al., 2002; Robinson e Wood, 1998) e reações de instabilidade da granada para espinélio requerem a formação de clinopiroxênios para consumir este CaO. Sugerimos então que a formação dos olivina-websteritos no manto poderia ser explicada pela seguinte reação:



Esta reação é responsável pela transformação de granada-lherzolitos em espinélios-olivina-websteritos.

A figura 17 a mostra que as concentrações dos HFSE (representado pelo Nb) estão elevadas em relação aos elementos terras raras leves, e em relação ao Ba (LILE), principalmente nos olivina-websteritos, indicando uma forte relação do líquido metassomatizante com líquidos com características alcalinas do tipo OIB originados por pluma de ascensão astenosférica, os quais são ricos em HFSE e ETR leves. A figura 17 b demonstra o maior efeito do metassomatismo desses líquidos nas amostras de lherzolitos e harzburgito, com razões superiores de Nb/Y do que as amostras dos olivina-websteritos.

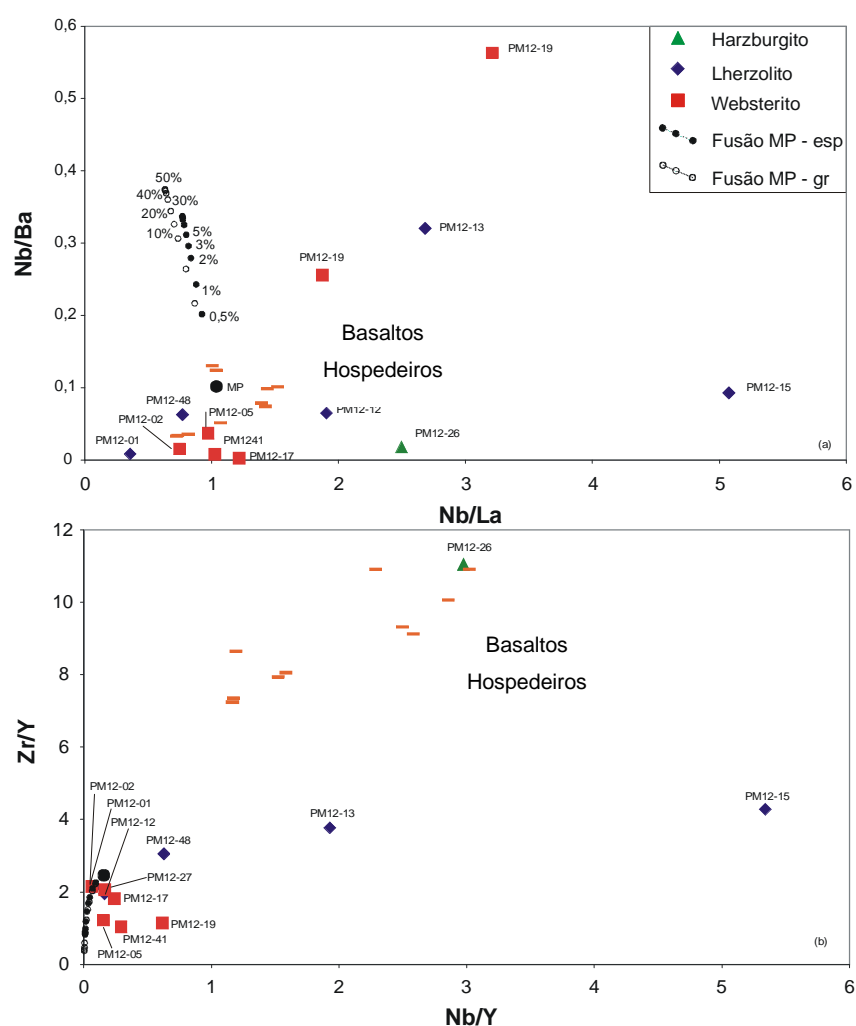


Figura 17: (a) Diagrama Nb/Ba vs Nb/La. (b) Diagrama Zr/Y vs Nb/Y.

Os lherzolitos e o harzburgito tem razão Nb/Zr (fig. 18a) mais elevada a não ser pelas amostras PM-12-12 e PM12-01. O Nb é o HFSE mais móvel e a menor concentração de Nb nos olivina-websteritos pode estar indicando que durante o evento metassomático, grande parte deste HFSE foi perdida a partir de trocas químicas entre os olivina-websteritos e os lherzolitos. Esta observação pode estar de acordo com a interpretação de que a fusão que gerou o resíduo westerítico poderia ser a que metassomatizou os lherzolitos.

A partir do diagrama da figura 18b, pode-se observar que um evento de metassomatismo também aumentou as razões de Pb/Ce de todas as amostras, sendo mais eficiente para as amostras de olivina-websteritos. As altas concentrações de Pb, e dos demais elementos calcófilos (W, Sn e Sb, observados nos diagramas multi-elementares, Fig. 13) das amostras de xenólitos ultramáficos estudadas podem indicar uma provável relação mais estreita do líquido metassomatizante com o processo de subdução. Entretanto, sugere-se que este metassomatismo seja posterior àquele responsável pelo enriquecimento em HFSE.

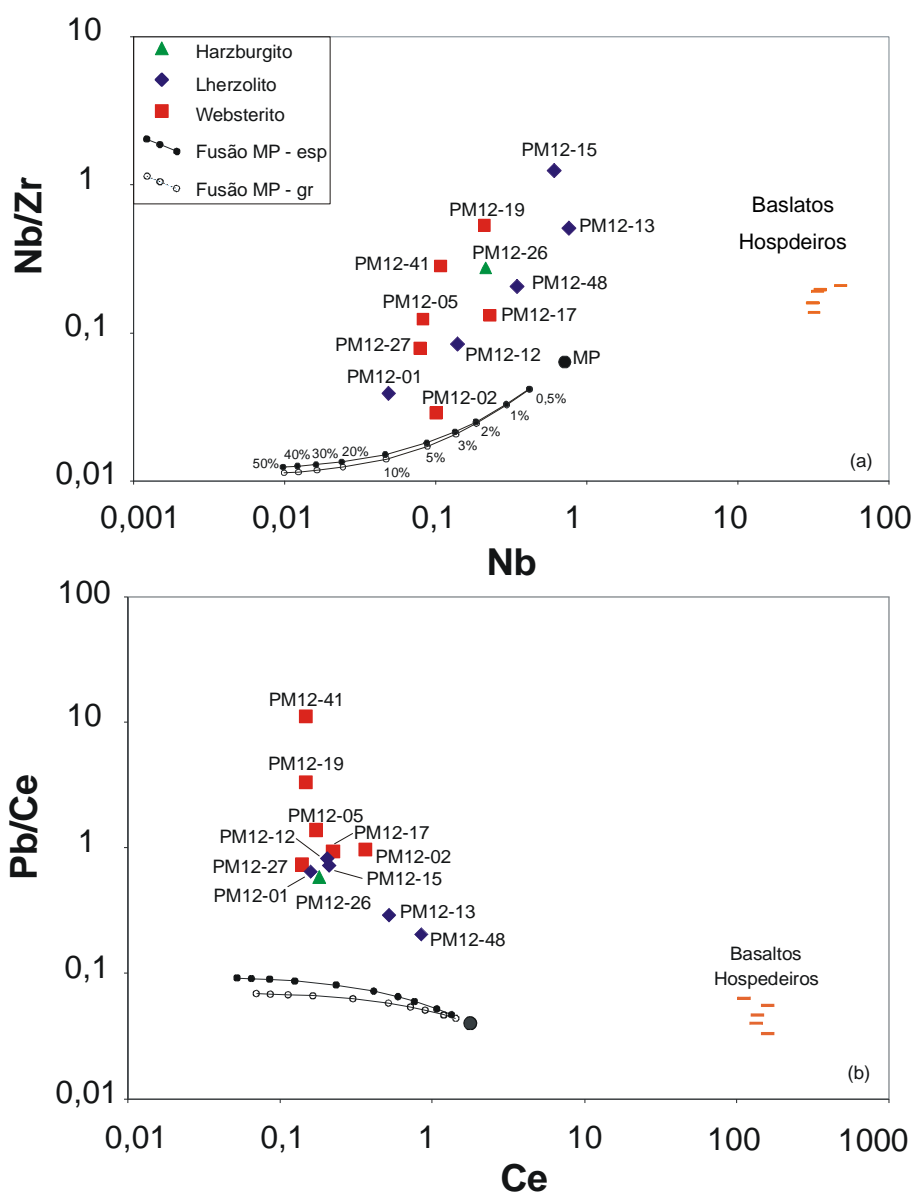


Figura 18: (a) Diagrama das razões Nb/Zr versus Nb. (b). Diagrama da razão Ce/Pb versus Ce

Ausência de contaminação dos xenólitos estudados pelos basaltos hospedeiros

As altas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para a suíte de xenólitos do Cerro de los Chenques também são indicativas de fracionamento químico durante o processo de metassomatismo no manto litosférico. Diversos autores, principalmente Tatsumoto et al. (1992), Ionov et al. (2002) e Xu et al. (2003) afirmam que razões elevadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (em torno de 0,703 – 0,704) são consistentes com a ocorrência de percolação de fluídos metassomáticos. Além disso, Ionov et al. (2005) afirmam que peridotitos não metassomatizados tem razões depletadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7017). Estas observações

sustentam a interpretação da ocorrência do processo de metassomatismo no manto litosférico nesta região. A figura 19 a,b, c, d mostra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos xenólitos do Cerro de los Chenques e do basalto hospedeiro plotadas contra $1/\text{Sr}$, La/Yb , Nb/Zr e Pb , respectivamente. Como pode ser observado na figura 19a, a falta de uma linearidade das amostras dos xenólitos com a amostra do basalto indica que não ocorreu influência visível do basalto hospedeiro nos xenólitos estudados, apenas as amostras de olivina-websteritos PM12-02 e PM12-27 apresentam razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais semelhantes à do basalto. Como pode ser observado na figura 19b, as razões La/Yb dos xenólitos ultramáficos estudados são extremamente inferiores às razões La/Yb do basalto hospedeiro, formando um *gap* composicional muito relevante o qual não permite relacionar nenhuma interação entre eles. Este gráfico, combinado com a figura 19c mostra que existe um aumento concomitante da razão isotópica de Sr com as razões La/Yb e Nb/Zr , principalmente para as amostras harzburgíticas e lherzolíticas, evidenciando que estas sofreram maior influência do metassomatismo de líquidos relacionados à pluma. A figura 19d mostra que o enriquecimento dos elementos calcófilos (Pb , W , Sn e Sb) nos xenólitos do Cerro de los Chenques, causado por fluídos relacionados a subducção, não é acompanhado do aumento das razões isotópicas de Sr, visto que as amostras mais ricas em Sr radiogênico são as mais pobres em Pb. Isso significa dizer que o enriquecimento isotópico em Sr ocorreu devido ao metassomatismo relacionado a pluma de ascensão, e não a líquidos provenientes da subducção. A posição dos basaltos neste diagrama mostra também que o líquido metassomatizante que afetou os xenólitos foi formado anteriormente a instabilidade que gerou o líquido silicático dos basaltos de meseta na região de *back-arc* da Patagônia.

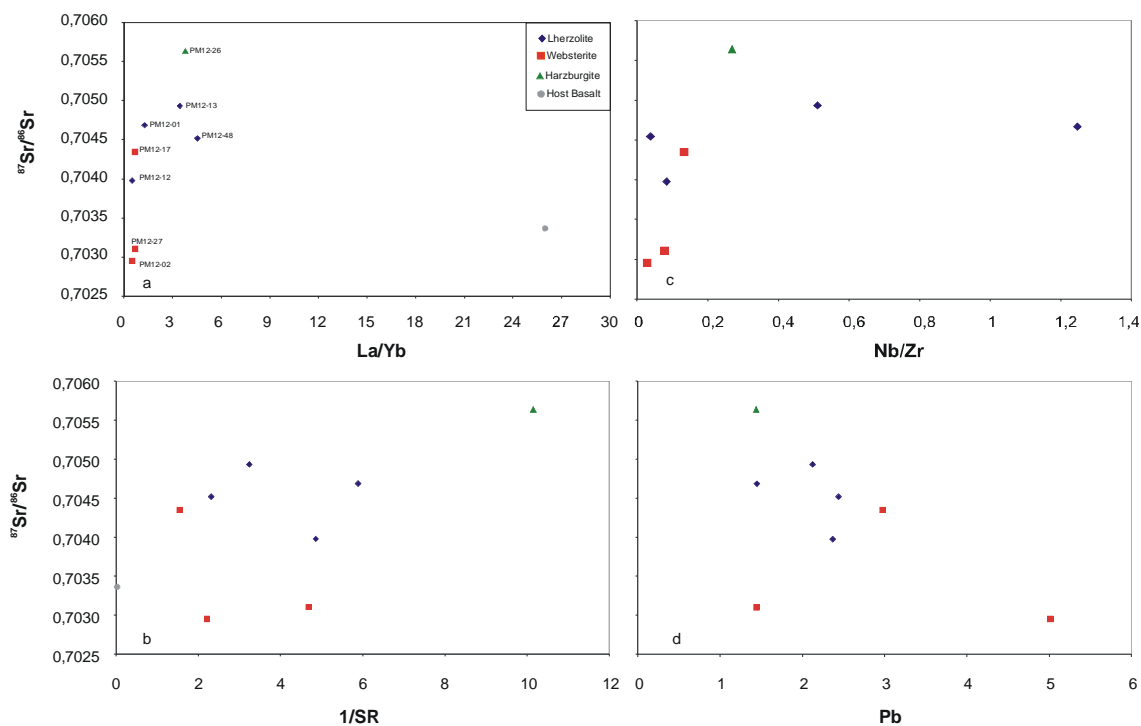


Figura 19: Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus (a) La/Yb. (b) 1/Sr. (c) Nb/Zr. (d) Pb.

O diagrama Re/Os vs Al_2O_3 (Fig. 20) mostra uma correlação positiva entre o Re e o Al durante os processos de fusão parcial e metassomatismo. A quantidade de Re é elevada, mostrando que o líquido metassomático afetou a química do manto litosférico de forma efetiva durante um período de tempo relativamente longo (Schilling et al., 2008). De outro modo, como exemplificado pelas idades T_{RD} (Fig 15a) e T_{MA} (Fig. 15c) e as razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, a suíte de xenólitos ultramáficos tem idades antigas, comparados com suítes de xenólitos mantélicos de outras localidades da Patagônia (Schilling et al., 2008). Porém as idades T_{MA} Arqueanas (>2.5 Ga) são uma provável causa da adição de Re durante o processo metassomático no manto litosférico desta região.

Os piroxenitos geralmente têm conteúdos de Re (0.043 a 0.773 ppb) mais elevados, e concentrações menores de Os (0.058 a 0.549 ppb) do que nos peridotitos (Schilling et al., 2008). A composição isotópica do Os radiogênico dos xenólitos estudados em conjunto com as suas características geoquímicas são compatíveis com as características de fusões do manto (Dantas, 2007; Rieck et al. 2007). Os piroxenitos têm razões Re/Os muito baixas para explicar o Os isotópico medido. Isto indica duas hipótese de evolução, em que os piroxenitos passaram por perda de Re relativamente

recente, sendo portanto produtos de cristalização jovem de magmas com altas razões de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, ou que são produtos da interação entre os peridotitos e fusões mantélicas convectivas (Schilling et al., 2008).

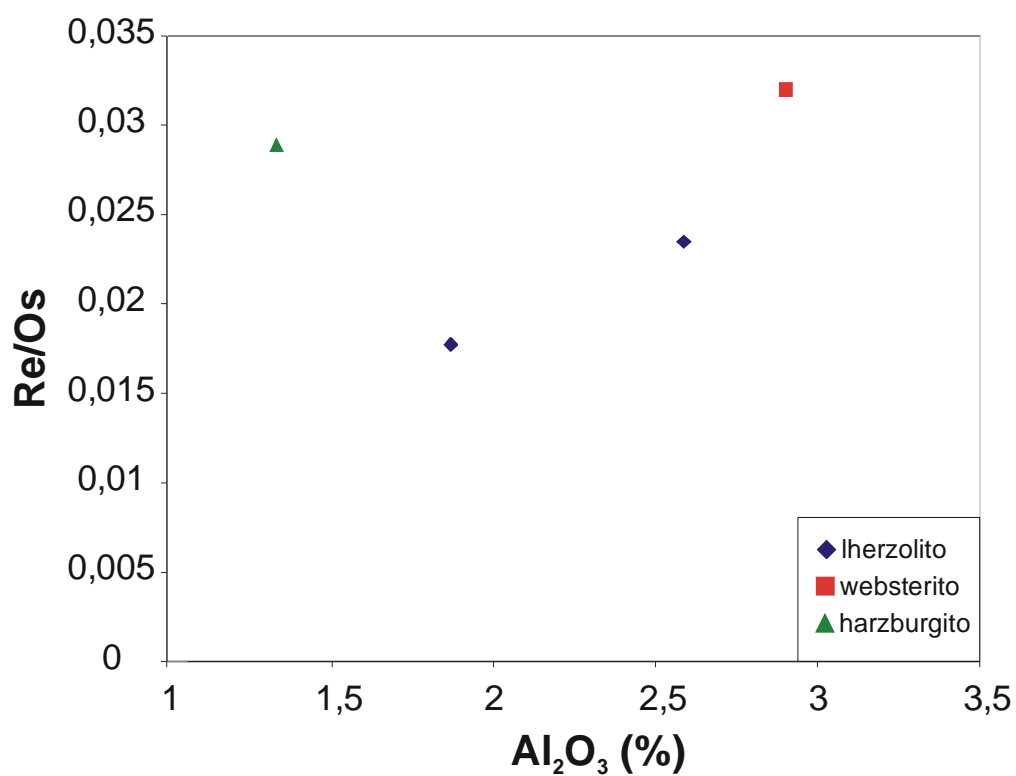


Figura 20: Diagrama com a razão Re/Os versus óxido de Al.

CONCLUSÕES

A suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro de los Chenques, Patagônia, representa o Manto Litosférico Continental nesta região. Estas rochas guardam registros dos processos a que o manto esteve sujeito durante todo o período de evolução e diferenciação do próprio manto litosférico e de formação de crosta continental. Os dados de petrologia, de geoquímica mineral e rocha total de elementos maiores e menores e dados isotópicos, apresentados neste trabalho, permite demonstrar que os xenólitos do Cerro de los Chenques possuem paragênese mineralógica primária formada por olivina, enstatita, diopsídio e espinélio e que esta paragênese está em equilíbrio, como por apresentar Mg# dos minerais, menor na olivina e maior na enstatita e no diopsídio. Mesmo assim, instabilidades localizadas com formação de fusão na forma de bolsões de vidro silicáticos e de uma paragênese secundária composta por olivina, diopsídio e espinélio é identificada.

Estas rochas são classificadas como espinélio lherzolitos, espinélio harzburgitos e espinélio olivina-websteritos. A temperatura e pressão de equilíbrio foram estimadas, e indicam que a amostra de harzburgito PM12-26 possui as menores condições de temperatura (782°C) e pressão (14 kbar), os lherzolitos apresentam condições intermediárias e os olivina-websteritos estiveram submetidos às condições de temperatura e pressão mais elevadas (1029°C e 19 kbar).

Os dados geoquímicos de rocha total mostram depleção nos elementos alcalinos e nos elementos traço em relação ao manto primitivo, ilustrando que houve processo de fusão parcial atuando nestas rochas durante o Proteozóico. As idades TRD e TMA obtidas a partir do Os isotópico mais antigas no harzburgito e mais recentes nos olivina-websteritos estão de acordo com esta afirmação. As amostras de lherzolitos (PM12-15, PM12-13, PM12-48) e principalmente a de harzburgito são as que registram as maiores depleções, principalmente nos elementos traço. Estas características, em conjunto com os dados de pressão e temperatura de equilíbrio calculados e as idades TRD e TMA obtidas, permitem inferir, assim como está demonstrado na figura 21a, que o manto harzburgítico fica localizado em níveis menos profundo no manto litosférico desta região e que este passou por maior retrabalhamento. Abaixo deste manto harzburgítico (Fig. 21a) está estabilizado um manto espinélio lherzólítico.

As amostras estudadas apresentam também feições características de processos de metassomatismo em momentos distintos e guardando características particulares em cada um deles. O primeiro evento metassomático foi determinado como sendo originado por uma pluma de ascensão astenosférica, sendo denotado principalmente pelo enriquecimento nos HFSE (Nb e Ta) e alguns elementos incompatíveis LILE. Este evento é responsável pela metassomatização dos lherzolitos e harzburgitos e pela formação dos olivina-websteritos a partir de um manto granada-lherzólítico, onde a granada se torna instável para a formação de clinopiroxênio e espinélio (Fig.21a).

Eventos metassomáticos posteriores a este também foram identificados, sendo desta vez relacionados a líquidos provenientes da desidratação e fusão de placas oceânicas em zonas de subducção (Fig. 21 b,c,d).

O primeiro evento de metassomatismo relacionado a subducção ocorre com o consumo de crosta oceânica antiga durante a colagem dos micro-continente Maciço del Deseado que colide pelo sul com o Maciço Norte Patagônico (Fig.21b,c). Este importante evento para a formação da crosta continental do sul da América do Sul foi atuante do Cambriano ao Carbonífero (500 a 300 Ma). Durante o consumo desta placa oceânica, as principais mudanças geoquímicas no manto litosférico observadas e que podem ser relacionadas a este evento são o enriquecimento nos ETR leves em relação aos pesados.

O processo de metassomatismo mais recente, atuante durante o Cretáceo e o Terciário (80 a 20 Ma), é relacionado à subducção da Placa Oceânica de Nazca (Fig.21d) sob a Placa Continental da América do Sul. Geoquimicamente a principal característica é o enriquecimento nos elementos calcófilos (Pb, Sn, W e Sb), esta feição geoquímica também está registrada em todas as suítes de xenólitos da Patagônia, o que é determinante para esta interpretação.

Apesar da assinatura geoquímica do processo de metassomatismo durante períodos recentes, relacionados a líquidos provenientes da Placa de Nazca, que são contemporâneos com a formação dos basaltos de platô de back-arc da Patagônia, não há indícios da infiltração destes líquidos basálticos nos xenólitos, a ponto de alterar a química de suas rochas. Para esta interpretação estão em acordo as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, distintas para estas duas rochas, além dos elementos calcófilos, ETR, LILE e HFSE que também são discrepantes.

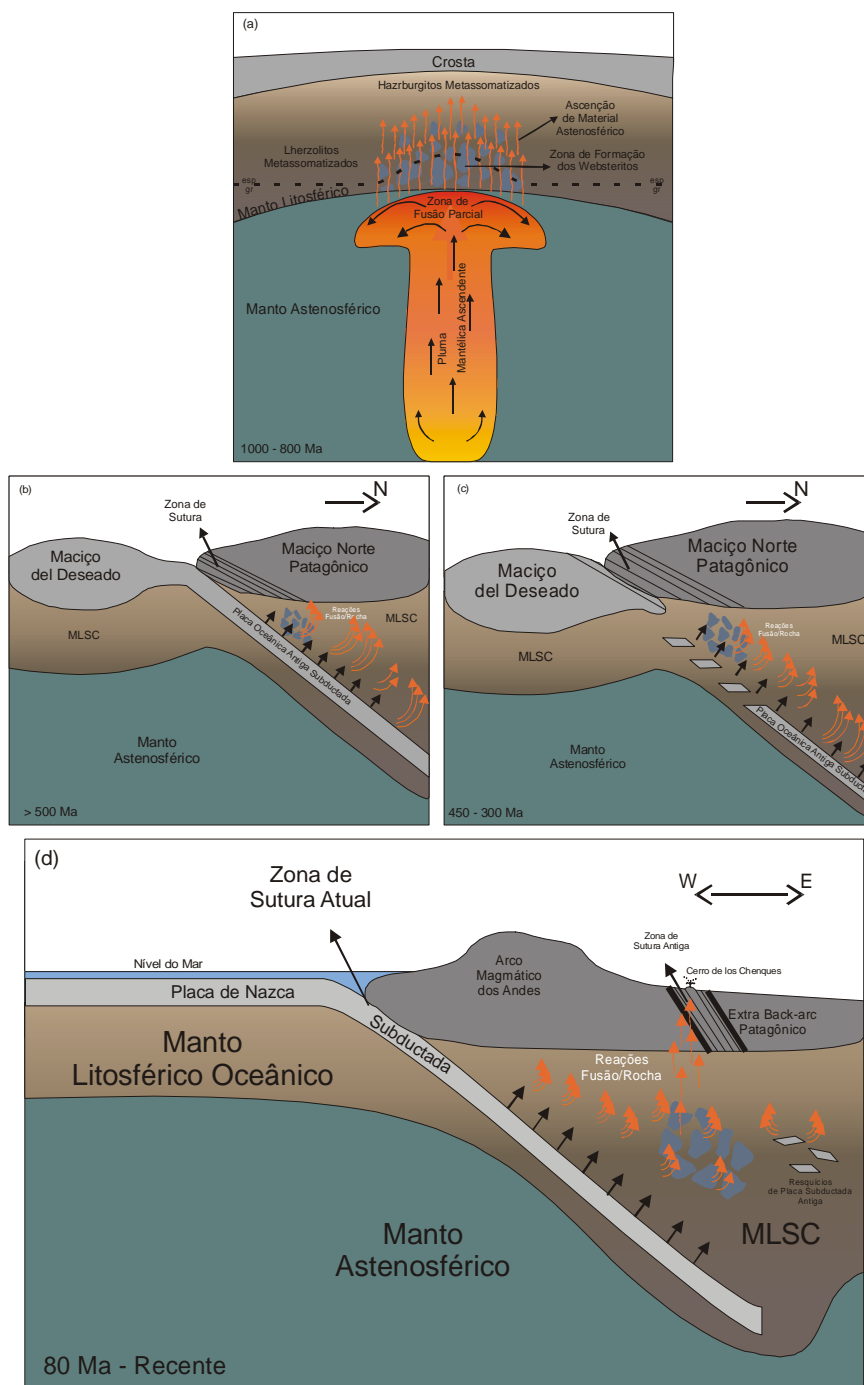


Figura 21: Modelo evolutivo proposto para o desenvolvimento do manto litosférico na região do Cerro de los Chenques. (a) Ascensão de pluma astenosférica e infiltração de líquidos metassomatizantes no manto litosférico. (b) Consumo de placa oceânica antiga a partir do sul em zona de subducção entre os micro-continentes representados pelo Maciço del Deseado e Maciço Norte Patagônico. (c) Colagem dos micro-continents. (d) Subducção atual da Placa Oceânica de Nazca.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, D.L. 1989. *Theory of the Earth*. London, Blackwell Scientific, 366p.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Stach, N.H., Zucchi, H.E. 1984. Geología de la región comprendida entre los Lagos Musters - Colhué Huapí y la Sierra Cuadrada, Departamento Sarmiento y Paso de Indios, provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282.
- Bendini, R. M., Bodinier, J. L., Dautria, J. M. M., Morten, L. 1997. Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East Asian Rift. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, (153), (1-20), 67-83.
- Bjerg, E. A.; Ntaflos, T.; Kurat, G.; Dobosi, G.; Labudía, C. H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, (18), 2, 125-145.
- Berly, T.J., Hermann, J., Arculus, R. J., Lapierre, H. 2006. Supra-subduction Zone Pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*. (47), 8, 1531-1555.
- Cahill, T., Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, (97), 17, 503-529.
- Carlson, R.W. 2005. Application of the Pt–Re–Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology. *Lithos*, Oslo, 82: 249-272.
- Cingolani, C.A., Varela, R. 1976. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la Isla Gran Malvina, sector cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. 6° Cong. Geol. Argentino, Actas 1: 457-474.
- Ciuffi, S.A., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Cingolani, C.A. 2002. Geochemical variations in the host basalts-derived glasses infiltrating mantle xenoliths. CD-ROM

Candie, S. C. Leslie, R. B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, Washington, (19), n. B1, 495-520.

Conceição, R. V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G. W., Rodrigues-Vargas, A. 2005 Andean subduction-related mantle xenoliths: isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos*, Oslo, (82), 3-4, 273-287..

Dantas, C. 2007. Le manteau supérieur patagonien caractérisé par les enclaves mafiques et ultramafiques, échantillonné par les magmas alcalins. PhD Thesis University of Toulouse III, p. 436.

Davidson, J.P.; Harmon, R.S., Wörner, G. 1993. The source of Central Andean magmas: some considerations. In Harmon, R.S. & Raela, C.W. (eds). *Andean magmatism and its tectonic setting*. New York, GSA, Geological Society of America Special Paper, 265: 233-243.

Dorbath, L. Dorbath, C. Jiménez, E., Rivera, L. 1991. Seismicity and tectonic deformation in the eastern cordillera and the sub-Andean zone of central Perú. *Journal of the South American Earth Science*, (4), 1-2, 13-24.

D'Orásio M., Agostini S., Innocenti F., Haller M.J.; Manetti P. & Mazzarini F. 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross area (~ 52°S, Argentina-Chile). *Lithos*, Oslo 57: 67-89.

Gansser, A. 1973. Fact and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129: 93-131.

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

Gorring, M. L.; Kay, S. 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from the southern Patagonia: Implications for the lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin, (140,) 1, 55-72.

Gorring, M. L.; Kay, S. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. 2001. *Journal of Petrology*, Oxford, (42), 6, 1067-1094.

Green, D.H., Faloon, T.J. 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. In: Jackson I (ed.). *The Earth's mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge, Cambridge University Press, p.311-378.

Harmon, R.S., Barreiro, B., Moorbath, S., Hoefs, J., Thorpe, R.S. Deruelle, B., McHugh, J., Viglino, J.A. 1984. Regional O-, Sr- and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society*, (141), 5, 803-822.

Helfrich, G. R., Wood, B.J. 2001. The Earth's Mantle. *Nature* 412: 501-507.

Hellebrand, E.; Snow, J. E.; Dick, H. J. B.; Hoffmann, A. W. 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, London, 410: 677-681.

Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44° S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J. (eds). *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and evolution of an Active Continental Margin*. Berlin, Springer Verlag, p. 249-261.

Herzberg, G. 2004. Geodynamic information in peridotite petrology. *Journal of Petrology*, Oxford, (45), 12, 2507-2530.

Hirschmann, M. M., Stolper, E. M. 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the 'garnet signature' in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124: 185-208.

Ho, K.-S., Chen, J.-C., Smith, A. D. & Juang, W.-S. 2000. Petrogenesis of two groups of pyroxenite from Tungchihsu, Penghu Islands, Taiwan Strait: implications for mantle metasomatism beneath SE China. *Chemical Geology* 167: 355-372.

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*, p. 117-121.

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.

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. *J Petrology*, 43: 1-41.

Irving, A. J. 1974. Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulites xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia. *Journal of Petrology*, 15: 1-40.

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*. (no prelo).

Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A., Allmendinger, R.W. 1983. Mountain building in the central Andes. *Episodes*, 3: 20-26.

Kay, S.M., Orrel, S., Abbruzzi, J.M. 1996. Zircon and whole rock Nd-Pd isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *J. Geol.* 104: 637-648.

Kay, S.M., Ardolino, A.A., Franchi, M., Ramos; V.A. 1993. El origen de la meseta de Somuncura: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. In: Congreso Geológico Argentino, 12. 1993. San Luis, Argentina. *Proceedings, Asociación Geológica Argentina*. 4: 236±248.

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.

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

Kilian, R., Stern, C.R. 2002. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *Eur. J. Mineral.* (14), 1, 25–36.

Kellogg, J.N., Bonini, W.E. 1982. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1: 251-276.

Köhler, T. P.; Brey, G. P. 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Washington, (54), 9-10, 2375-2388.

Kraemer, P.E., Escayola, M.P., Martino, D. 1994. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 50: 47-59.

Laurora, A, Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A, Barbieri, M.A., Cingolani, C.A. 2001. Metassomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the gobernador Gregores case (southern Patagonia). *Journal of Petrology*, (42), 1, 69-87.

López Escobar, L. Cembrano, J., Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37° – 46° S). *Revista Geológica de Chile*, (22), 2, 219-234.

Maaløe, S., Aoki, K.I. 1975. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 161-173.

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

- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- McDonough, W. F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, (101), 1, 1-18.
- McDonough, W.F., Frey, F.A. 1989. REE in the upper mantle rocks. In: *Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements*. Chelsea, Lipin, B. & McKay, G.R. (eds). Mineralogy Society of America, p. 99-145.
- Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J. 1987. Upper mantle processes and composition. In: Nixon, P.H. (ed). *Mantle xenoliths*. New York, John Wiley, p. 725-738.
- Mégard, F. 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes: a review of Andean geology north of Arica elbow (18°). In: Monger, J.M.H. & Francheteu, J. (eds). *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin*, International Lithosphere Program Contribution. *Geodynamic Series*, 18.: 71-96.
- Mercier, J. C. 1980. Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70: 1-37
- Mercier, J. C. C., Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, Oxford, (16), 2, 454-487.
- Mukasa, S. B.; Shervais, J. W. 1999. Growth of subcontinental lithosphere: evidence from repeated dike injections in the Balmuccia lherzolite massif, Italian Alps. *Lithos*, Oslo, (48), 1-4, 287-316.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E.A., Labudia, C.H., Kurat, G. 2007. Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos*, Oslo, 94: 46-65.
- Ntaflos, T. H.; Bjerg, E. A.; Labudía, C. H. 2002. High temperature, low pressure garnet-peridotites from Praguaniyeu: evidence for plume activity in northern Patagonia In: *Congresso Geologico Argentino, Calafate*. *Acta Calafate*, 15: 53-55.

- Navon, O., Stopler, E. 1987. Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, Washington, (95), 2, 285-307.
- Niu, Y. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, Oxford, (38), 8, 1047-1074.
- Palme, H., Nickel, K. G. 1985. Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Washington, (49), 10, 2123-2132.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Sci. Reviews* 76: 235-257.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M., Fanning, C.M. 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *J. South Am. Earth Sci.* 16: 27-44.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. 1998. The Proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*. *Geol. Soc. Lon. Spec. Pub.* 142: 1-9.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J., Hervé, F., Rapela, C.W. 1994. Sm-Nd evidence for the Grenvillian provenance of the metasedimentary basement of Southern Chile and West Antarctica. 7° Cong. Geol. Chileno, Concepción, Actas 2: 1414-1418.
- Ploszkiewicz, V. 1987. Descripción geológica de la Hoja 47c, Apeleg. Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional. 101p. (Boletín, 204).
- Ramos, V.A. 2002. Evolución Tectónica. In Haller, M.J. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-23: 365-387. Buenos Aires.

Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B. 2000. Patagonia. In Cordani, U.J., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds.) Tectonic evolution of South America. 31^o Int. Geol. Congres, 369-380, Río de Janeiro.

Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordilheira. *Episodes*, (22), 3, 183-190.

Ramos, V. A.; Kay, S. M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, Amsterdam, (205), 1-3, 261-282.

Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. In: Clark, S., Burchfiel, D. (eds). Processes in continental lithospheric deformation. Geological Society of America Special Paper, 218: 31-54.

Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J. 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 411-443.

Rieck Jr., N., Conceição, R.V., Koester, E., Dantas, C. 2007. O Manto Listosférico Continental na Região do Cerro de Los Chenques, Argentina: Evidências de Heterogeneidade e Metassomatismo. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, (7), 1, 1-17.

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Vannucci, R., Bollinger, C., Christophe H'èmond, C., Bertotto, G.W. 2007. Xenoliths from el cerro de los chenques (patagonia): an example of slabrelated metasomatism in the backarc lithospheric mantle. *LITHOS*, Oslo, 10: 1016.

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, S. I. A., Zanetti, A.; Vannucci, R., Cingolani, C. A. 2004. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, (17), 2, 121-152.

Robinson, J. A. C., Wood, B. J. 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*. (164), 1-2, 277-284.

Santos, J.O., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., McNaughton, N.J. 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata craton, Uruguay. *International Geology Review*. 45: 27-48.

Schilling, M.E., 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* (no prelo)

Schilling, M., Conceição, R. V., Mallmann, G., Koester, E., Kawashita, K., Hervé, F., Morata, D., Motoki, A. 2005. Spinel mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical and isotopic evidence of interaction between xenoliths and hostbasalts. *Lithos*, Oslo, (82), 3-4, 485-502.

Sciutto, J.C. 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219.

Sébier, M., Soler, P. 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from the Late Oligocene time to the present. In: Harmon, R.S. & Rapela, C.W. (eds). *Andean magmatism and its tectonics setting*. Geological Society of America Special Paper, Washington, D.C., GSA, 265: 259-276.

Shirey, S.B., Walker, R.J. 1998. Re-Os isotopes in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Ann. Rev: Earth and Planet. Sci.* 26: 423-500.

Stern, C. R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E. H., Kyser, T. K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin-100km below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, Oslo, (48), 1-4, 217-235.

Stern, C.R., 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. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*. (19), 1, 78-81.

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 basalt of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294–308.

Stern, C.R., Futa, K., Saul, S., Skewes, M.A. 1986. Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implication for Andean magma genesis. *Revista Geológica de Chile*, 27: 41-53.

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

Tackley, P.J. 2000. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory. *Science*: 2002-2007.

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 components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*.(113), 1-2, 107-128.

Thomas, W.A., Astini, R.A. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *J. South Am. Earth Sci.* 16: 67-79.

Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. In Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (eds). *Andean Magmatism*. Cheshire, Shiva Pub., p. 4-8.

Vernières, J., Godard, M., Bodinier, J.L. 1997. A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, Washington, (102), B11, 24,711.

Vujovich, G.I., Fernandes L.A.D., Ramos, V. 2004. Cuyania: An exotic block to Gondwana – Introduction. *Gondwana Research* (7),4, 1005-1007.

Walker, R.J., Prichard, H.M., Ishiwatari A., Pimentel, M. 2002. The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromitites. *Geochim. Cosmochim. Acta*: 66, 329-345.

Walker, R.J., Carlson, R.W., Shirey, S.B., Boyd, F.R. 1989. Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53: 1583–1595.

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*, (198), 3-4, 163-188.