

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências**

**Processos e Componentes Mantélicos no Norte da
Patagônia (Argentina) e Relações com a
Subducção Andina: Evidências Petrográficas,
Geoquímicas e Isotópicas em Xenólitos
Ultramáficos Mantélicos**

Guilherme Mallmann

**Orientadores: Prof. Dr. Farid Chemale Jr.
Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição**

**Banca Examinadora: Prof. Dr. Ari Roisenberg
Prof. Dr. Carlos Alberto Cingolani
Prof. Dr. Koji Kawashita**

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

Porto Alegre, 2004

*À Janaína e meus pais
José e Geni*

Agradecimentos

A geração dos dados e redação desta dissertação só foi possível através do auxílio de diversos colegas. Em primeiro lugar meus agradecimentos aos bolsistas Luis, Tiago, Leonardo e Vivian, que trabalharam comigo durante este período. Uma saudação ainda ao Fabrício, Paulinho, Gerval, Miro, Luis Antônio e Peco pela disposição e soluções prontas aos nossos problemas diversos, e ao amigo Luis F.G. Morales. No LGI-UFRGS, onde desenvolvi esta dissertação, gostaria de agradecer à Gisela, Márcia, Baitelli, Anelise e especialmente ao amigo Ivo Dussin pela companhia durante este período.

Agradeço aos professores Paul Edwin Potter, Léo Hartmann, Lauro Nardi, Maria de Fátima Bitencourt, Ruth Hinrich, Ricardo Ayup Zouain, e especialmente ao Evandro Fernandes de Lima e Ari Roisenberg.

Ao pessoal dos laboratórios de Fluorescência de Raios-X (Sandra, Luis e Ruth), Microsonda Eletrônica (Fabrício, João, Lucy e Marcus) e Centro de Microscopia (Francis) um agradecimento especial pelo auxílio durante o transcorrer das análises.

Ao Prof. Koji Kawashita pelas aulas de espectrometria de massa durante estes últimos anos, e ao meu orientador Farid Chemale Jr. pelas discussões, conselhos, apoio e pela oportunidade de trabalhar com isótopos.

Aos integrantes do nosso recém formado grupo de pesquisa, gostaria de agradecer em especial ao Prof. Carlos Cingolani pela oportunidade do estudo com os xenólitos mantélicos da Patagônia através da indicação das localidades e apoio logístico. Agradeço ainda aos meus companheiros de campo e discussões Gustavo W. Bertotto e Manuel Schilling, e a Francisco Hervé pelas discussões e oportunidades de trabalho na Patagônia. Aos dois colegas de trabalho mais próximos, Edinei Koester e Rommulo Vieira Conceição, um agradecimento especial pelas discussões, auxílios, incentivos e momentos interessantes de trabalho e laser.

À Janaína um especial agradecimento pelos momentos de convivência, amor e ajuda mútua, cuja presença foi fundamental para a finalização dessa dissertação.

Por fim, agradeço a todas as oportunidades oferecidas pela UFRGS através da utilização de seus laboratórios e equipamentos como: MEV, Microsonda Eletrônica, Fluorescência de Raios-X e Espectrômetro de Massa, ao Department of Geological Sciences, Indiana University, Bloomington - EUA, pela realização das análises de isótopos de oxigênio e ao CNPq, pela bolsa concedida durante o curso e pelo apoio financeiro através do projeto PROSUL AC-74.

Resumo

Xenólitos ultramáficos, carregados até a superfície da Terra por magmatismo básico alcalino intraplaca, fornecem evidências diretas da natureza e processos envolvidos em modificações do manto litosférico subcontinental, como fusão parcial e metassomatismo. Estes xenólitos têm sido utilizados para identificar processos relacionados a evolução da litosfera continental, estimar a composição original do manto e a escala das heterogeneidades mantélicas. Raramente xenólitos ultramáficos mantélicos são encontrados em ambientes convergentes, no entanto na Patagônia (sul da América do Sul), diversas ocorrências são identificadas em basaltos alcalinos na região de arco e *back arc* da Cordilheira do Andes. Estes xenólitos oportunizam o estudo dos processos de interação entre a cunha mantélica, a placa oceânica subductada e a astenosfera. Nesta dissertação são apresentados dados petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e de isótopos de Sr e O em 22 xenólitos ultramáficos de dois centros vulcânicos Mioceno-Holoceno distintos: Cerro del Mojon (41°06'S-70°13'W) e Estancia Alvarez (40°46'S-68°46'W), localizados na borda NW do Platô de Somuncura, norte de Patagônia (Argentina).

A suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon consiste de espinélio dunitos e harzburgitos mantélicos anidros (Grupo 1), espinélio lherzolitos mantélicos anidros (Grupo 2a) e hidratados (Grupo 2b) e espinélio clinopiroxenitos crustais (Grupo 3). Os xenólitos mantélicos do *Grupo 1* são depletados (empobrecidos em ETR pesados e HFSE, com baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em Cpx – 0,7028-0,7037), de alta PT (16-19 kbar, 950-1078 °C), e têm evidências de metassomatismo críptico (enriquecimento em K, Na ETR leves) atribuído a componentes derivados de sedimentos da placa oceânica subductada, EM 2 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em RT até 0,7126, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ até 1,66 e $\delta^{18}\text{O}$ até +6,78‰). Estes valores anormalmente altos foram obtidos em amostras com bolsões de reação ao redor do espinélio, induzidos pela percolação de fluidos metassomáticos sob altas pressões seguida por descompressão (Sp+fluido→Cpx+Ol+Sp+melt-andesítico-traquítico). Os xenólitos do *Grupo 2* são moderadamente depletados (empobrecidos em HFSE, com baixas a altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em RT e Cpx – 0,7031-0,7045 e $\delta^{18}\text{O}$ +5-6,2‰), de baixa PT (14-15 kbar, 936-942 °C), e têm evidências de metassomatismo modal e críptico (enriquecimento em ETR leves, Na, K, Ti, Sr, Hf e anfibólio modal). O metassomatismo críptico parece estar relacionado ao mesmo agente metassomatizante do Grupo 1, mas ocorre em menor intensidade. O metassomatismo modal, no entanto, tem outra origem, podendo ser derivado de fontes mantélicas profundas. A quebra do anfibólio metassomático durante a descompressão e ascensão dos xenólitos até a superfície formou bolsões de reação ao redor do anfibólio (Anf→Cpx+Ol+Sp+melts-basálticos & andesíticos).

A suíte de xenólitos ultramáficos de Estancia Alvarez consiste de espinélio harzburgitos anidros mantélicos (Grupo 1a) e espinélio dunitos anidros crustais (Grupo 1b), ambos com veios de serpentina. Os xenólitos mantélicos do *Grupo 1a* são depletados (empobrecidos em ETR leves e HFSE), de profundidades variadas (P entre 11-18 kbar) e de baixa T (877-961 °C). Estes xenólitos têm enriquecimento em ETR leves, B, Rb e K, que pode estar relacionado a percolação de fluidos ricos em H₂O e LILE gerados pela desidratação de filossilicatos dos sedimentos da placa oceânica (EM 2), como evidenciado por veios de serpentina e altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7046-0,7298), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,07-5,63) e valores de $\delta^{18}\text{O}$ (até +7,88‰).

Palavras-chave: Manto, Xenólitos, Patagônia, Andes, América do Sul, Metassomatismo

Abstract

Ultramafic mantle xenoliths, brought to the Earth's surface by intraplate alkaline basic magmatism, provide direct information on the nature and processes involved in modifications of the subcontinental mantle lithosphere as mantle depletion and metasomatism. These xenoliths have been used to identify processes related to the growth of the continental lithosphere, to estimate the pristine mantle composition and length of mantle heterogeneities. They are uncommon in convergent settings, however in Patagonia, southernmost South America, several occurrences hosted in alkaline basalts from the arc to the back-arc region of the Andean Cordillera provide the opportunity to study interaction processes between slab-derived and/or asthenospheric components and the lithospheric mantle wedge. Here, we present petrographic, mineralogical, geochemical and Sr and O isotopic studies carried out on 22 ultramafic xenoliths from two distinct Miocene-Holocene volcanic centers – Cerro del Mojon (41°06'S-70°13'W) and Estancia Alvarez (40°46'S-68°46'W) – located in the northwestern border of the Somuncura Plateau, Northern Argentine Patagonia.

Cerro del Mojon ultramafic xenolith suite comprises mantle anhydrous spinel dunites and harzburgites (Group 1), mantle anhydrous (Group 2a) and hydrous (Group 2b) spinel lherzolites, and crustal anhydrous spinel clinopyroxenites (Group 3). *Group 1* are depleted (HREE- and HFSE-impoverished, low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Cpx ratios – 0.7028-0.7037), high-PT (16-19 kbar, 950-1078 °C) mantle xenoliths with evidences of cryptic metasomatism (K, Na and LREE enrichment) addressed to a slab-derived EM 2 component (whole-rock $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ up to 0.7126, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ up to 1.66 and $\delta^{18}\text{O}$ up to +6.78‰). These higher, anomalous, values were obtained in samples with reaction pockets around spinel induced by percolation of metasomatic fluids under high-P, followed by decompression (Sp+fluid→Cpx+Ol+Sp+andesitic-trackitic melt). *Group 2* are moderately depleted (HFSE-impoverished, low to higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ WR-Cpx ratios 0.7031-0.7045, and $\delta^{18}\text{O}$ +5-6.2‰), low P-T (14-15 kbar, 936-942 °C) mantle xenoliths with evidences of both cryptic and modal metasomatism (LREE, Na, K, Ti, Sr and Hf enrichment and modal amphibole). The cryptic one seems to be related to that of Group 1, but with lesser intensity. The modal one has clearly a distinct origin, and could be derived from deeper mantle sources. The metasomatic amphibole breakdown during the decompression and ascension of the xenoliths to the surface forming a reaction pocket (Amph→Cpx+Ol+Sp+basaltic & andesitic melts).

Estancia Alvarez ultramafic xenolith suite comprises serpentine-veined mantle anhydrous spinel harzburgites (Group 1a) and crustal anhydrous spinel dunites (Group 1b). *Group 1a* are depleted (LREE and HFSE impoverished), from wide-ranging depths (P from 11 to 18 kbar), low-T (877-961 °C) mantle xenoliths. These xenoliths have LREE, B, Rb and K enrichment, which could be addressed to the dehydration of phyllosilicate minerals from the slab-related oceanic sediments (EM 2 component) through releasing of H₂O and LILE as evidenced by serpentine veins, high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7046-0.7298) and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.07-5.63) ratios and $\delta^{18}\text{O}$ (up to +7,88‰) values.

Keywords: Mantle Wedge, Xenoliths, Patagonia, Andes, South America, Metasomatism

Sumário

Dedicatória	ii
Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract	v
Lista de Tabelas	viii
Lista de Figuras	viii
Preâmbulo	9
1 Introdução	10
1.1 Objetivo.....	11
1.2 Localização da Área.....	11
1.3 Motivação e Proposta.....	11
1.4 O Manto Terrestre: Caracterização e Modelos.....	15
1.4.1 Estrutura.....	15
1.4.2 Composição Química e Modelos.....	16
1.4.2.1 Manto Superior e Inferior.....	16
1.4.2.2 Manto Primitivo ou Fértil e Manto Depletado.....	17
1.4.2.3 Manto Litosférico Subcontinental.....	18
1.4.2.4 Modelos Geoquímicos <i>versus</i> Modelos Geofísicos....	18
1.4.3 Heterogeneidades e Componentes Mantélicos.....	19
1.5 Os Andes: Tectônica e Magmatismo.....	22
1.5.1 Magmatismo Recente de Arco.....	22
1.5.1.1 Zona Vulcânica Norte (ZVN).....	22
1.5.1.2 Zona Vulcânica Central (ZVC).....	24
1.5.1.3 Zona Vulcânica Sul (ZVS).....	25
1.5.1.4 Zona Vulcânica Austral (ZVA).....	26
1.5.2 Magmatismo de <i>Back Arc</i> : Patagônia Argentina.....	26
1.5.2.1 Platô de Somuncura.....	27
1.5.2.2 Xenólitos Mantélicos da Patagônia.....	28
1.5.2.3 Xenólitos Ultramáficos Estudados.....	29
2 Metodologia	31
2.1 Amostragem.....	32
2.2 Preparação de Amostras.....	32
2.3 Contagem Modal.....	33
2.4 Geoquímica de Rocha Total.....	33
2.4.1 Elementos Maiores (Fluorescência de Raios-X).....	33
2.4.2 Elementos Traço (ICP-MS).....	33
2.5 Química Mineral.....	34
2.6 Isótopos de Rb-Sr.....	34
2.7 Isótopos de O.....	36
3 Petrografia, Mineralogia e Geoquímica	37
3.1 Petrografia e Mineralogia.....	38
3.1.1 Basaltos Encaixantes.....	38
3.1.2 Xenólitos Ultramáficos do Cerro del Mojon.....	39
3.1.2.1 Grupo 1.....	41
3.1.2.2 Grupo 2.....	43
3.1.2.3 Grupo 3.....	45

3.1.3	Xenólitos Ultramáficos de Estancia Alvarez.....	45
3.1.3.1	Grupo 1a.....	46
3.1.3.2	Grupo 1b.....	54
3.1.4	Estimativas de Pressão e Temperatura.....	54
3.1.5	Equilíbrio Químico, Evolução e Comparação da Composição Mineralógica.....	55
3.2	Geoquímica de Rocha Total.....	57
3.2.1	Basaltos Encaixantes.....	57
3.2.1.1	Elementos Maiores.....	57
3.2.1.2	Elementos Traço.....	57
3.2.2	Xenólitos Ultramáficos do Cerro del Mojon.....	58
3.2.2.1	Elementos Maiores.....	58
3.2.2.2	Elementos Traço.....	60
3.2.3	Xenólitos Ultramáficos de Estancia Alvarez.....	61
3.2.3.1	Elementos Maiores.....	61
3.2.3.2	Elementos Traço.....	63
3.3	Discussão.....	63
3.3.1	Eventos de Fusão e Metassomatismo.....	63
3.3.2	Origem das Reações.....	67
3.3.2.1	Bolsões de Reação ao redor de Anfibólio.....	67
3.3.2.2	Bolsões de Reação ao redor de Espinélio.....	67
4	Isótopos de Sr e O	69
4.1	Fundamentos.....	70
4.1.1	Rb-Sr.....	70
4.1.2	Oxigênio.....	72
4.2	Resultados.....	73
4.2.1	Rb-Sr.....	73
4.2.1.1	Cerro del Mojon.....	73
4.2.1.2	Estancia Alvarez.....	77
4.2.2	Oxigênio.....	78
4.2.2.1	Cerro del Mojon.....	78
4.2.2.2	Estancia Alvarez.....	79
4.3	Discussão dos Resultados.....	80
4.3.1	Misturas de Dois Componentes e Testes da Influência da Encaixante na Composição Isotópica de Sr dos Xenólitos.....	80
4.3.2	Equilíbrio e Desequilíbrio Isotópico.....	82
4.3.2.1	Rb-Sr.....	82
4.3.2.2	Oxigênio.....	84
4.3.3	Isócronas Rb-Sr: Idades de Metassomatismo ou Fusão Parcial?.....	85
4.3.4	Assinaturas Isotópicas e Componentes Mantélicos.....	86
4.3.4.1	Cerro del Mojon.....	86
4.3.4.2	Estancia Alvarez.....	88
5	Conclusões	90
	Referências Bibliográficas	94

Lista de Tabelas

Tabela 1.1: Principais segmentos da Cordilheira dos Andes e suas características.....	23
Tabela 3.1: Características petrográficas, geoquímicas e termobarométricas dos xenólitos ultramáficos estudados.....	40
Tabela 3.2: Análises de microsonda de minerais e <i>melts</i> do Grupo 1 Cerro del Mojon..	49
Tabela 3.3: Análises de microsonda de minerais e <i>melts</i> do Grupo 2 e 3 do Cerro del Mojon.....	51
Tabela 3.4: Análises de microsonda eletrônica de minerais de Estancia Alvarez.....	53
Tabela 3.5: Análises de elementos maiores dos xenólitos e basaltos.....	65
Tabela 3.6: Análises de elementos traços dos xenólitos e basaltos.....	66
Tabela 4.1: Variações das composições isotópicas de Sr e oxigênio.....	72
Tabela 4.2: Resultados isotópicos Rb-Sr e O para xenólitos e basaltos.....	74

Lista de Figuras

Figura 1.1: Configuração atual de placas tectônicas no sul da América do Sul.....	12
Figura 1.2: Imagem de satélite Landsat e mapa geológico do Platô de Somuncura.....	13
Figura 1.3: Estrutura interna da Terra com base em evidências geofísicas.....	16
Figura 1.4: Principais modelos mantélicos atuais.....	20
Figura 1.5: Modelo de temperatura e litologias em margens convergentes.....	21
Figura 1.6: Configuração geotectônica atual da América do Sul mostrando as zonas vulcânicas ativas do Andes.....	24
Figura 1.7: Diagrama isotópico Sr-Nd plotando as composições atuais das rochas vulcânicas das principais zonas vulcânicas dos Andes.....	25
Figura 1.8: Diagramas de ETR, traços e isotopos Sr-Nd.....	29
Figura 1.9: Fotografias do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez.....	30
Figura 3.1: Classificação dos xenólitos ultramáficos em diagrama ternário.....	39
Figura 3.2: Características petrográficas do basalto encaixante e xenólitos ultramáficos do Grupo 1 do Cerro del Mojon.....	42
Figura 3.3: Diagrama ternário de classificação dos piroxênios.....	44
Figura 3.4: Características petrográficas dos xenólitos ultramáficos dos Grupos 2 e 3 do Cerro del Mojon.....	47
Figura 3.5: Características petrográficas dos xenólitos de Estancia Alvarez.....	48
Figura 3.6: Diagrama plotando o Mg# da fase mais precoce e Cr# da fase mais tardia das paragêneses primárias dos xenólitos estudados.....	56
Figura 3.7: Diagramas de variação de ortopiroxênios.....	57
Figura 3.8: Diagramas de variação de clinopiroxênios.....	58
Figura 3.9: Estimativas de pressão e temperatura das paragêneses minerais.....	59
Figura 3.10: Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	60
Figura 3.11: Diagramas de variação de elementos maiores.....	62
Figura 3.12: Diagramas de ETR e elementos traço.....	64
Figura 4.1: Variação das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocha total e minerais.....	76
Figura 4.2: Variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de rocha total e minerais.....	79
Figura 4.3: Gráficos de mistura de dois componentes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$).....	81
Figura 4.4: Diagramas isocrônicos Rb-Sr para o Grupo 1 do Cerro del Mojon.....	83
Figura 4.5: Diagramas isocrônicos Rb-Sr para o Grupo 2 do Cerro del Mojon.....	84
Figura 4.6: Diagramas isocrônicos Rb-Sr para o Grupo 1a de Estancia Alvarez.....	85
Figura 4.7: Diagrama de comparação de $\delta^{18}\text{O}$ de rocha total e minerais.....	85
Figura 4.8: Diagrama isotópico Sr-O.....	89

Preâmbulo

Esta dissertação aborda o estudo petrográfico, geoquímico e isotópico de xenólitos ultramáficos que ocorrem em basaltos alcalinos da região de *back-arc* Andina, no norte da Patagônia (Argentina). Sua elaboração foi organizada em cinco capítulos, distribuídos da seguinte forma:

Capítulo 1 ▪ *Introdução* ▪ Descreve os objetivos e a motivação do trabalho, apresentando a proposta de estudo. Além disso, uma breve síntese sobre a composição, estrutura e evolução do manto é apresentada à luz de dados geoquímicos e geofísicos. Na parte final do capítulo apresenta-se uma caracterização dos Andes do ponto de vista geotectônico e geoquímico, onde são abordados aspectos relacionados ao magmatismo de arco e *back-arc*, com ênfase no magmatismo básico alcalino portador de xenólitos mantélicos da Patagônia.

Capítulo 2 ▪ *Metodologia* ▪ Apresenta os procedimentos empregados nas diferentes metodologias utilizadas (*e.g.* Fluorescência de Raios-X, ICP-MS, Microsonda Eletrônica, Espectrometria de Massa).

Capítulo 3 ▪ *Petrografia, Mineralogia e Geoquímica* ▪ Apresenta a caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica dos xenólitos ultramáficos estudados, juntamente com estimativas de pressão e temperatura e interpretações petrológicas.

Capítulo 4 ▪ *Isótopos de Sr e O* ▪ Apresenta de forma sucinta os fundamentos teóricos das metodologias isotópicas utilizadas e os resultados obtidos em análises de rocha total e minerais, discutindo possíveis interpretações para os dados.

Capítulo 5 ▪ *Conclusões* ▪ Sintetiza a dissertação, enumerando as principais conclusões do trabalho.

Esta dissertação foi realizada no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul durante o período de Abril de 2002 a Março de 2004. O projeto teve financiamento do programa CNPq-PROSUL - Projeto AC-74 (Evolução do Manto Litosférico da Placa Sul-americana no Cenozóico - Caracterização Isotópica e Petrologia Experimental). O autor teve durante o período bolsa do CNPq.

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1. Introdução

1.1 Objetivo

O objetivo desta dissertação é identificar, caracterizar e compreender alguns dos principais processos geológicos que ocorreram no manto litosférico subcontinental da região norte da Patagônia (Argentina), do ponto de vista da petrografia, química mineral, geoquímica de elementos maiores e traços, e isótopos de Sr e O. Para isso, foram utilizadas amostras de duas suítes de xenólitos ultramáficos mantélicos trazidas até a superfície por basaltos alcalinos Mioceno-Holocenos na região de back-arc Andina.

1.2 Localização da Área

As amostras de xenólitos ultramáficos utilizadas neste trabalho foram coletadas em dois eventos vulcânicos distintos (Cerro del Mojon e Estancia Alvarez) localizados ao NW do Platô de Somuncura, Província de Rio Negro, Argentina (Fig. 1.1). O Cerro del Mojon ($41^{\circ}06'S-70^{\circ}13'W$) localiza-se mais precisamente na borda W da Meseta de Carri Laufquen, enquanto que a Estancia Alvarez ($40^{\circ}46'S-68^{\circ}46'W$) na borda N da Meseta de Coli Toro (Fig. 1.2).

1.3 Motivação e Proposta

O entendimento dos processos mantélicos é de importância máxima para compreender a evolução do planeta Terra e de outros planetas terrestres, a dinâmica da tectônica de placas, a evolução da especiação do núcleo (siderófilo e calcófilo) e manto (litófilo), a gênese de rochas diretamente ou indiretamente derivadas do manto e de mineralizações associadas, como diamante, elementos terras raras, tório e ouro.

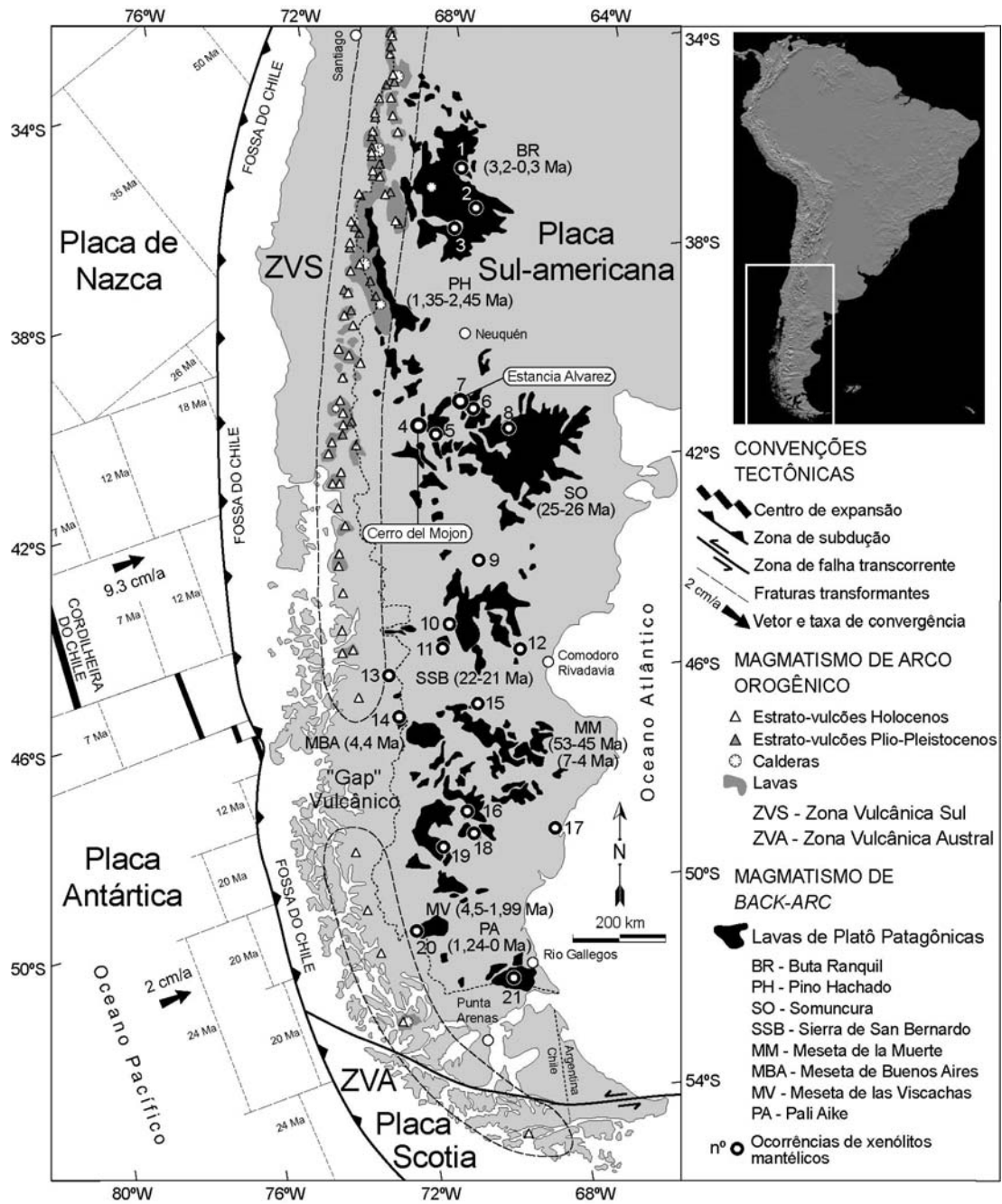


Figura 1.1: Configuração atual de placas tectônicas no sul da América do Sul (Chile e Argentina) mostrando as zonas vulcânicas sul (ZVS) e austral (ZVA) dos Andes, o “gap” vulcânico entre a ZVS e a ZVA, os vulcões e lavas relacionadas ao magmatismo de arco, as lavas de platô Patagônicas com idades, e as principais suítes de xenólitos mantélicos da Patagônia, incluindo aqueles estudados neste trabalho (Cerro del Mojon e Estancia Alvarez). Modificado de Stern *et al.* (1986). *Suítes de xenólitos mantélicos:* 1 - La Laguna, 2 - Agua Poca, 3 - Huanul, 4 - Cerro del Mojon, 5 - Jacobacci, 6 - Aznare, 7 - Estancia Alvarez, 8 - Praguaniyeu, 9 - Passo de los Indios, 10 - Cerro Desconocido, 11 - La Laurita, 12 - Tortuga, 13 - Coyhaique, 14 - Chile Chico, 15 - Clark, 16 - Lote 17 (Gov. Gregores), 17 - San Julian, 18 - Cerro Redondo, 19 - Tres Lagos, 20 - Cerro del Fraile, 21 - Pali Aike.

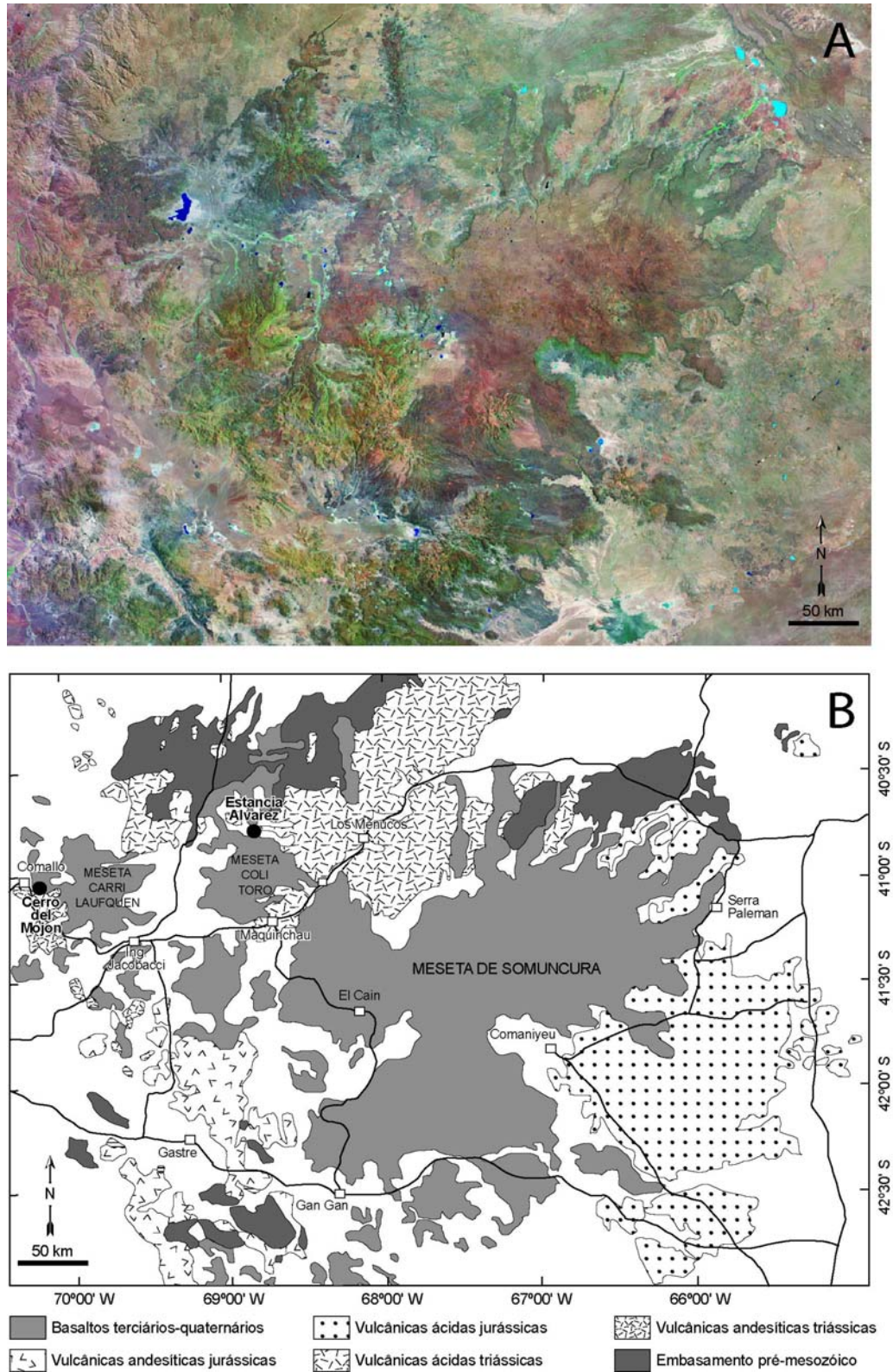


Figura 1.2: A) Imagem de satélite Landsat, composição colorida bandas 7-4-3, da região do Platô de Somuncura, Província de Rio Negro (Argentina). B) Mapa geológico simplificado da região do Platô de Somuncura mostrado na imagem de satélite acima (Modificado de Barbieri 1997). Círculos pretos indicam as duas suítes de xenólitos ultramáficos estudados (Cerro del Mojon e Estancia Alvarez).

Capítulo 1 - Introdução

O manto terrestre tem sido, nos últimos anos, objeto freqüente de pesquisas científicas, especialmente no que se refere a sua composição, estrutura e dinâmica (e.g. Albarede 1998, Jackson 1998, Becker et al. 1999, Coltice & Ricard 1999, Davaille 1999, Kellogg et al. 1999, Morgan & Morgan 1999, van der Hilst & Kárason 1999, Tackley 2000, Helffrich & Wood 2001, O'Reilly et al. 2001, van Keken et al. 2002, Bercovici & Karato 2003, Meibom & Anderson 2003, Kosigo et al. 2004). Estes estudos estão baseados fortemente em dados geofísicos e geoquímicos de rochas basálticas derivadas do manto, como MORB (Mid Ocean Ridge Basalts, i.e. basaltos de cordilheira meso-oceânica) e OIB (Ocean Island Basalts, i.e. basaltos de ilha oceânica). Apesar disso, um modelo que concilie evidências geofísicas e geoquímicas ainda é necessário.

Xenólitos ultramáficos mantélicos, comuns em MORB, OIB e rochas alcalinas de ambientes extensionais, fornecem evidências diretas da composição e processos atuantes no manto superior. Contudo, amostras de xenólitos ultramáficos mantélicos em ambientes convergentes, ou próximos a estes, são raras.

O magmatismo básico alcalino Mioceno-Holoceno que ocorre na Patagônia, sul do Chile e Argentina, e estende-se de 34°S a 52°S (Fig. 1.1), traz até a superfície xenólitos ultramáficos portadores de espinélio e/ou granada de profundidades entre 35 e 80 km (Stern et al. 1999, Gorrington & Kay 2000, Kilian & Stern 2002). Estes xenólitos são particularmente importantes pois estão espacialmente associados a uma zona de subducção, o que oportuniza estudos de interação entre a cunha mantélica, a placa oceânica subductada e o manto astenosférico. Além disso, por estarem relacionados a um ambiente geológico ativo e bem estudado, os processos observados nestes xenólitos podem servir de modelo para a melhor compreensão de ambientes antigos similares (e.g. Fanerozóicos e Proterozóicos).

Suítes de xenólitos ultramáficos mantélicos da Patagônia foram objeto de diversos estudos (e.g. Niemeyer 1978, Skewes & Stern 1979, Muñoz 1981, Labudía et al. 1984, 1989, Stern et al. 1985, 1986, 1989, 1999, Bjerg et al. 1995, Barbieri et al. 1999, Bertotto 2000, 2002, 2003, Gorrington & Kay 2000, Laurora et al. 2001, Kilian & Stern 2002, Conceição et al. 2003, Schilling et al. 2003). Apesar disso, muitas destas suítes necessitam trabalhos detalhados de caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica.

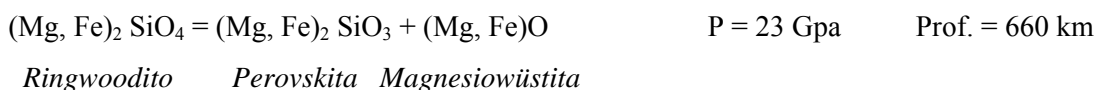
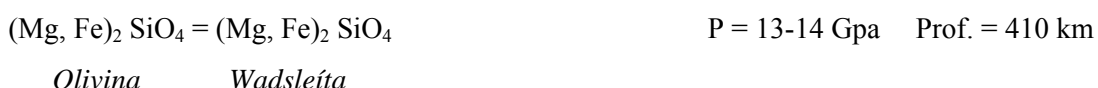
A proposta desta dissertação é efetuar um trabalho de detalhe em termos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos em duas suítes de xenólitos mantélicos do norte da Patagônia (Cerro del Mojon e Estancia Alvarez, Barbieri 1997), localizados em diferentes distâncias em relação à fossa do Chile (Fig. 1.1 e 1.2).

1.4 O Manto Terrestre: Caracterização e Modelos

1.4.1 Estrutura

Geofisicamente o manto terrestre é dividido em três camadas principais com base nas suas propriedades mecânicas: litosfera, astenosfera e mesosfera. A litosfera compreende a parte rígida, e inclui a crosta e a parte superior do manto. A astenosfera corresponde à camada com comportamento plástico abaixo da litosfera, causado pela presença de material parcialmente fundido. Esta camada é coincidente com a zona de baixa velocidade (LVZ - Low-velocity Zone) (Fig. 1.3). A mesosfera é a camada que vai da base da astenosfera até o núcleo, e caracteriza-se por um aumento constante das velocidades de ondas sísmicas com a profundidade devido ao aumento de pressão. Os limites entre estas camadas estão marcados por importantes descontinuidades geofísicas (Fig. 1.3). A litosfera estende-se até 100 a 200 km de profundidade, a astenosfera de 100-200 a 350-500 km de profundidade e a mesosfera de 350-500 até 2900 km de profundidade.

Outras importantes descontinuidades geofísicas são observadas (Fig. 1.3). Entre 10 e 80 km de profundidade ocorre um aumento significativo das velocidades de ondas sísmicas. Este aumento é explicado pelo aparecimento de rochas mais densas (ultramáficas), o que define o limite manto-crosta, denominado pelos geofísicos de descontinuidade de Mohorovicic. Duas outras descontinuidades importantes ocorrem em 410 e 660 km de profundidade (Fig. 1.3), sendo caracterizadas por aumentos significativos das velocidades de ondas sísmicas. Estas duas descontinuidades têm sido atribuídas a transformações de fase induzidas por pressão em peridotitos (Ringwood & Major 1966), conforme reações abaixo:



A partir da descontinuidade de 660 km, as velocidades de ondas sísmicas aumentam monotonamente com a profundidade até atingir a região D'' (± 200 km acima do limite manto-núcleo). Esta região tem gradiente baixo de velocidades de ondas sísmicas, é heterogênea, e contém estruturas de baixa velocidade de grande escala (Lay et al. 1998).

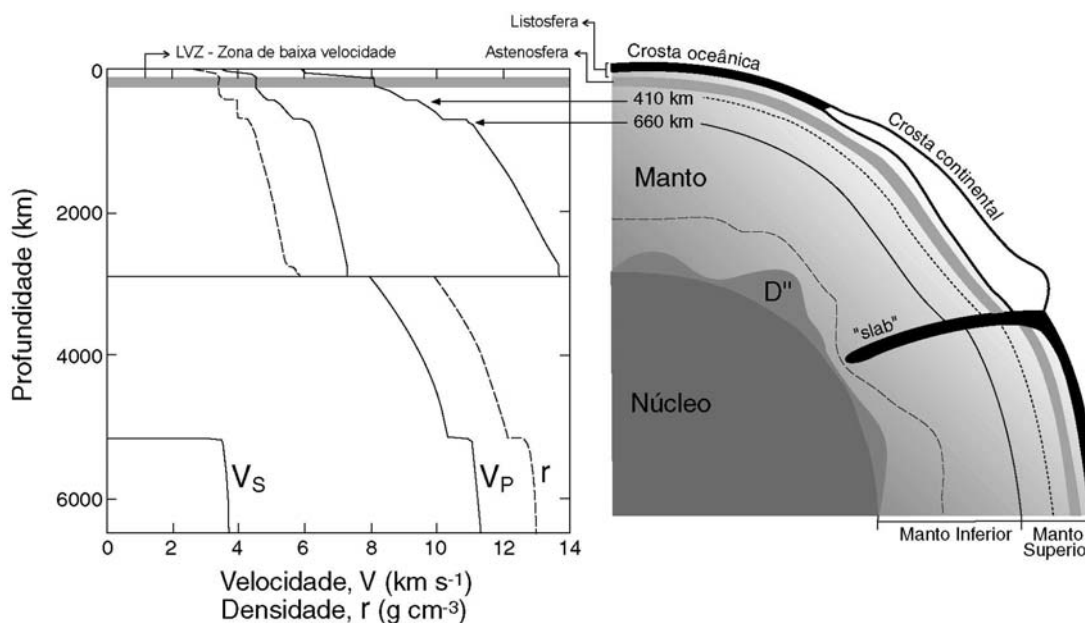


Figura 1.3: Estrutura interna da Terra com base em evidências geofísicas mostrando as principais descontinuidades (410 e 660 km), a camada D'' na base do manto e a entrada da placa oceânica em direção ao manto inferior (Helffrich & Wood 2001).

A descontinuidade de 660 km de profundidade define ainda o limite entre o manto superior e o manto inferior (Fig. 1.3).

1.4.2 Composição Química e Modelos

1.4.2.1 Manto Superior e Inferior

Evidências da composição química do manto superior originam-se de diversas fontes, diretas e indiretas. Dentre as principais, além da geofísica, estão aquelas relacionadas aos xenólitos ultramáficos transportados até a superfície por magmatismo basáltico. Ao contrário, evidências da composição química do manto inferior são obtidas de forma indireta, seja por geofísica ou através de magmatismo relacionado a plumas mantélicas profundas.

De uma forma geral, o manto superior tem uma composição lherzolítica, é depletado em SiO₂ e enriquecido em elementos refratários litófilos em relação aos condritos CI. O manto superior apresenta razões Ca/Mg ~ 0,101 (Zindler & Hart 1986) e Ca/Al ~ 0,887 (Palme & Nickel 1985) comparativamente maiores que as razões dos condritos CI (0,094 e 0,766, respectivamente).

Para o manto inferior estima-se, geralmente, uma composição similar a do manto superior. No entanto, há um desacordo entre geoquímicos relacionado ao enriquecimento de FeO e SiO₂ no manto inferior em relação ao manto superior. Alternativamente, postula-se que o manto inferior não tenha uma composição lherzolítica, e sim perovskítica. Esta

Capítulo 1 - Introdução

composição explicaria o enriquecimento de SiO₂ no manto inferior e portanto indicaria uma composição mais próxima de condritos CI. Anderson (1989) sugere ainda que o manto inferior tem Mg# ~ 80, comparado com valores para o manto superior de Mg# ~ 90.

No manto superior, a gradação plagioclásio → espinélio → granada peridotitos em função da pressão ocorre através de reações univariantes no sistema CaO + MgO + Al₂O₃ + SiO₂ (CMAS), embora a adição de outros componentes (Green & Falloon 1998) torna as reações divariantes ou multivariantes:



Anortita Forsterita Espinélio Diopsídio Enstatita



Espinélio Enstatita Olivina Piropo

Assim, a fase aluminosa (plagioclásio, espinélio ou granada) presente em xenólitos do manto superior fornece uma boa aproximação das condições de pressão de equilíbrio da paragênese mineral.

1.4.2.2 Manto Primitivo ou Fértil e Manto Depletado

Dois conceitos importantes são os de manto primitivo ou fértil e manto depletado. Manto Primitivo (PM - Primitive Mantle) é definido como a composição do manto após a separação do núcleo e antes da separação da crosta. Assim, o PM é equivalente à composição total de silicatos da Terra, comumente denominada de BSE (Bulk Silicate Earth). Estimativas da composição do PM partem da suposição da Terra com composição aproximadamente condritica. A composição do PM irá diferir dos condritos, contudo, através de dois processos: perda de voláteis para o sistema solar ou durante a formação da Terra e perda de elementos siderófilos para o núcleo. O Manto Depletado (DM - Depleted Mantle) é definido como o resíduo da fusão parcial do manto primitivo ou fértil responsável pela geração de MORB. Assim, o termo “depletado” refere-se ao empobrecimento de elementos incompatíveis no DM em relação ao PM.

Diversas estimativas existem para o PM (*e.g.* Ringwood 1979, Palme & Nickel 1985, McDonough & Sun 1995). Estas estimativas indicam em média: Mg# 89-90, TiO₂ ~ 0,2 wt%, Al₂O₃ ~ 3-4 wt%, CaO ~ 3-4 wt%, Na₂O ~ 0,4 wt%, SiO₂ ~ 45-46 wt%, FeO ~ 7-8 wt%, MgO ~ 35-38 wt% e razões Ca/Al ~ 1,24 (Palme & Nickel 1985). O manto depletado apresenta caracteristicamente mais baixas razões Ca/Al, altos Mg# e empobrecimento em LILE, HFSE e ETR em relação ao PM.

Capítulo 1 - Introdução

1.4.2.3 *Manto Litosférico Subcontinental*

O manto litosférico subcontinental é relativamente espesso, composicionalmente heterogêneo e diferente do manto litosférico oceânico (Wilson, 1989). Verticalmente, a heterogeneidade do manto litosférico subcontinental verifica-se na gradação dos conteúdos de Ca que definem harzburgitos refratários situados em posições mais rasas gradando para lherzolitos refratários, mais profundos. As características refratárias do manto litosférico subcontinental são causadas pela constante fusão de um manto primitivo, mais enriquecido, durante a formação de MORB. Nas proximidades da astenosfera, entretanto, as características dos lherzolitos litosféricos se aproximam dos astenosféricos (menos depletados e mais enriquecidos em cálcio), o que dificulta a delimitação física do limite astenosfera-litosfera. De uma forma geral, existe uma evolução “secular” a partir de um manto litosférico empobrecido, magnesiano, com baixa densidade, de idade Arqueana, para um manto mais fértil, mais denso, menos magnesiano e de idade Fanerozóica (O’Reilly *et al.*, 2001). Esta evolução está associada especialmente à convecção mantélica e introdução de heterogeneidades no manto inferior (placa oceânica subductada).

1.4.2.4 *Modelos Geoquímicos versus Modelos Geofísicos*

A convecção no manto comanda o movimento das placas tectônicas e do assoalho oceânico, embora pouco se saiba a respeito do seu padrão de circulação. Como não é possível observar a convecção no manto diretamente, os modelos de circulação têm utilizado evidências a partir da geofísica, geoquímica, dinâmica de fluidos e simulações numéricas. Estas evidências são contraditórias, e levaram a formação de duas visões conflitantes sobre o movimento do manto. Estes modelos são usualmente descritos como “convecção em camadas” (suportado por geoquímicos) e “convecção total” (suportado por geofísicos).

Observações da diversidade composicional e geoquímica dos basaltos tipo MORB e OIB têm sido tradicionalmente atribuídas à existência de heterogeneidades de grande escala no manto. Em particular, o modelo de convecção em camadas tem fornecido uma base conceitual importante para discussão da evolução química da Terra. Neste modelo, um limite composicional importante é assumido entre o manto superior, depletado e homogêneo, e o manto inferior, mais primitivo e heterogêneo.

Nos últimos anos, no entanto, evidências geofísicas apontam para modelos de convecção total do manto (*e.g.* Christensen & Hofmann 1994, Kennett *et al.* 1995). Assim, uma das principais questões atuais é o que origina as diferenças composicionais e isotópicas em MORB e OIB. Alguns trabalhos recentes exploram isso, e tentam conciliar evidências

geoquímicas e geofísicas (Davaille 1999, Kellogg *et al.* 1999, Morgan & Morgan 1999, Bercovici & Karato 2003, Meibom & Anderson 2003).

A Figura 1.4 ilustra alguns destes modelos em comparação com aqueles tradicionais de convecção em camadas. Davaille (1999) e Kellogg *et al.* (1999) propõem uma camada enriquecida, relativamente delgada e “invisível” sismicamente na base do manto; Morgan & Morgan (1999) atribuem à camada D” esta característica primitiva; Bercovici & Karato 2004 postulam a presença de uma camada (entre 410 e 660 km) rica em água que filtraria os elementos incompatíveis do manto e aqueles provenientes da placa oceânica subductada, sendo fonte do magmatismo OIB e isolando a camada depletada acima (DM).

1.4.3 Heterogeneidades e Componentes Mantélicos

Diversos trabalhos (*e.g.* Tackley 2000) têm demonstrado que a dinâmica mantélica, governada em grande escala pela convecção, resulta na competição de processos de diferenciação, contaminação e homogeneização. A diferenciação é causada pela contínua fusão parcial do manto primitivo (PM), formando crosta e manto depletado, e responsável pela geração de heterogeneidades verticais no manto. Os processos de contaminação, causados ou pela re-entrada de material crustal no manto através das zonas de subducção ou por fusão de partes profundas do manto com geração de *melts*, resultam em infiltrações de fluidos de origens diversas (*e.g.* Wyllie *et al.* 1989, Hoffmann 1997, Konzett *et al.* 1997) e causam heterogeneidades laterais e verticais no manto. Estas heterogeneidades, caracterizadas por variações químicas e mineralógicas, têm sido discutidas (Kosigo *et al.* 2004) e consideradas em diversas escalas. Evidências geofísicas sugerem que as heterogeneidades no manto sejam da escala de 10^4 metros ou maiores (*e.g.* Ishii & Tromp 1999), mas não permitem verificação de heterogeneidades em escalas menores. No entanto, as variações regionais na geoquímica de OIB indicam que estas heterogeneidades tenham escalas da ordem 10^3 metros (*e.g.* Zindler & Hart 1986). Em alguns casos, evidências geoquímicas em peridotitos mantélicos sugerem heterogeneidades de escala decimétrica (*e.g.* Allègre & Turcotte 1986) a quilométrica (*e.g.* Hauri 1996).

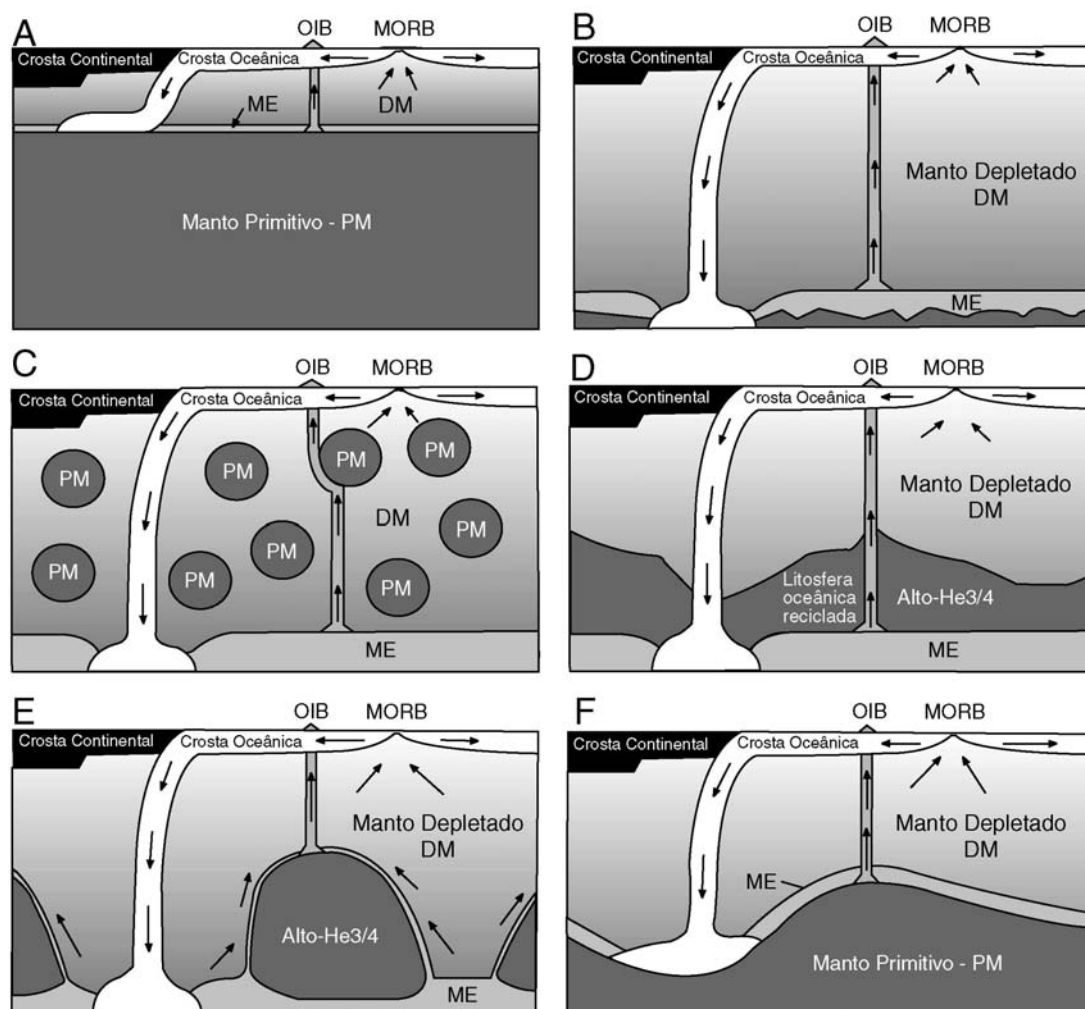


Figura 1.4: Principais modelos mantélicos atuais. ME = Manto enriquecido, OIB = Basaltos de ilha oceânica, MORB = Basaltos de cadeia meso-oceânica. A) Modelo típico geoquímico de convecção em duas camadas com limite em 660 km (Hofmann 1997). B) Modelo geodinâmico homogêneo, exceto pela mistura de ME e PM na base do manto. C) Modelo de bolhas com adição de ME na base do manto (Becker *et al.* 1999). D) Modelo de reciclagem completa (Albarede 1998 e Coltice *et al.* 1999). E) Modelo de pilhas de manto primitivo (Tackley 2000). F) Modelo de camada primitiva profunda (Kellogg *et al.* 1999). Modificado de Tackley 2000.

O processo de contaminação ou re-enriquecimento do manto tem sido definido de metassomatismo mantélico (Menzies 1987), e vários domínios (DM, EMI, EMII e HIMU, Hart & Zindler 1989) foram caracterizados com base em dados isotópicos derivados essencialmente de rochas basálticas.

No diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ o manto depletado (DM) apresenta as mais baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e mais altas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em comparação com os outros domínios. As composições de MORB geralmente encontram-se muito próximas do DM, especialmente aquelas composições de N-MORB (MORB sem componente de pluma mantélica). Os outros domínios são caracterizados pela introdução de componentes diversos,

1.5 Os Andes: Tectônica e Magmatismo

A Cordilheira dos Andes, localizada na margem continental oeste da América do Sul, tem sido gerada pela subducção, de oeste para leste, das placas oceânicas de Nazca e Antártica sob a parte continental da Placa Sul-americana (Fig. 1.6). Esta cadeia de montanhas estende-se por mais de 8.000 km, na direção aproximadamente N-S, e tem elevações de até 7.000 m acima do nível do mar. Uma grande variedade de processos geológicos (*e.g.* acreção de terrenos, magmatismo de arco e de *back-arc*, metamorfismo, deformação e sedimentação), a maioria ainda ativos, produziu a atual geologia dos Andes (Ramos 1999). Esta variedade de processos gerou segmentos com diferentes características geológicas. Estes segmentos foram definidos por Gansser (1973) com base em suas características tectônicas, e denominados de Norte, Central e Sul (Tabela 1.1). Cada um dos segmentos está separado por zonas com subducção de baixo ângulo, *i.e.* regiões onde a placa oceânica mergulha com um ângulo próximo de 5° (Fig. 1.6). Dentro destes segmentos quatro zonas com atividade vulcânica de arco recente (Fig. 1.6), controladas pela geometria da placa subductada (Ramos 1999), foram identificadas: Zona Vulcânica Norte, Zona Vulcânica Central, Zona Vulcânica Sul e Zona Vulcânica Austral (Thorpe & Francis 1979, Thorpe 1984, Stern & Kilian 1996, Ramos 1999).

1.5.1 Magmatismo Recente de Arco

1.5.1.1 Zona Vulcânica Norte (ZVN)

A ZVN compreende uma série de vulcões localizados nas cordilheiras Oeste e Central da Colômbia, como Nevados de Ruiz, Galeras e Cerro Bravo (Méndez Fajury 1989); e na depressão do Equador, como Mojanda, Chimborazo e Pichincha (Hall & Beate 1991, Robin *et al.* 1997). As rochas geradas nestes vulcões variam de andesitos a andesito-basaltos, e são mais primitivas que os produtos da ZVC (Thorpe 1984). As fontes de magmatismo estão localizadas próximas a sutura entre o terreno oceânico Piñon-Dagua e a margem Paleozóica do Gondwana durante o Cretáceo Superior (Ramos 1999). A assinatura geoquímica e isotópica das rochas vulcânicas é compatível com cristalização fracionada de magmas basálticos produzidos por fusão parcial da cunha astenosférica com componentes de crosta oceânica. Entretanto, as baixas a moderadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7036 a 0,7046) (Fig. 1.7), bem como as altas razões isotópicas de Pb e O, podem indicar alguma assimilação de crosta continental jovem (Harmon *et al.* 1984).

Tabela 1.1: Principais segmentos da Cordilheira dos Andes e suas características (Ramos 1999).

Segmento	Taxa e Vetor de Convergência	Placas	Magmatismo	Características Geológicas
Norte 10°N - 4°S	Obliquo 8 cm/ano	Sul-americana e Nazca	NVZ 5°N - 2°S	10°N a 5°S - colisão de arcos de ilhas durante o Paleogeno, seguida por inversão tectônica no Neogeno e deslocamentos direcionais (subducção de baixo ângulo). 5°N a 4°S - acreção de terrenos oceânicos durante o Jurássico, Cretáceo Superior e Paleogeno (obducção de ofiolitos, deformação penetrativa e metamorfismo, em alguns casos na fácies xistos azuis).
<i>Setor Norte (4°S - 14°S)</i>				
	Frontal 9 cm/ano	Sul-americana e Nazca		4°S a 14°S - tectônica extensional e subducção durante o Mesozóico Inferior, seguida por compressão, migração do magmatismo, deformação em direção a região de <i>foreland</i> (com soerguimento dos Andes Peruanos), e nos últimos 5 Ma subducção de baixo ângulo.
<i>Setor Central (14°S - 27°S)</i>				
Central 4°S - 46°30'S	Obliquo 9,3 cm/ano	Sul-americana e Nazca	CVZ 16°S - 26°S	14°S a 27°S - subducção normal e arco vulcânico ativo e amplo (soerguimento atual do platô de Puna gerado por indução termal). Durante o Mioceno Inferior, amolecimento da crosta inferior, espessamento crustal e soerguimento da Cordilheira Leste e Cinturão Sub-andino.
<i>Setor Sul (27°S - 46°30'S)</i>				
	Obliquo 9-9,3 cm/ano	Sul-americana e Nazca	SVZ 34°S - 46°30'S	27°S a 33°30'S - segmento com subducção plana e importante e deformação recente, responsável pelo soerguimento de blocos do embasamento desde o Mioceno Superior. Migração inicial do arco magmático por erosão crustal, seguida por rápida migração associada com diminuição do ângulo de subducção durante o Quaternário. 33°30'S a 46°30'S - cordilheira principal e pequenos blocos soerguidos. A sul dos 38°S, o soerguimento é relacionado a deformação do Cretáceo Superior. A distribuição do <i>stress</i> atual provoca uma separação entre o <i>forearc</i> e o <i>retroarc</i> ao longo do arco magmático, resultando em pouca deformação na região de <i>foreland</i> e deslocamentos direcionais importantes.
Sul 46°30'S - 52°S	Obliquo a frontal 2 cm/ano	Sul-americana Antártica	AVZ 47°S - 52°S	46°30' a 52°S - desenvolvimento a sul da junção tríplice, e resultado de colisões de cordilheiras sísmicas e assísmicas. Deformação direcional concentrada na região de <i>forearc</i> , porém com desenvolvimento de um importante cinturão de dobramentos e falhamentos favorecido pela ausência de magmatismo de arco.

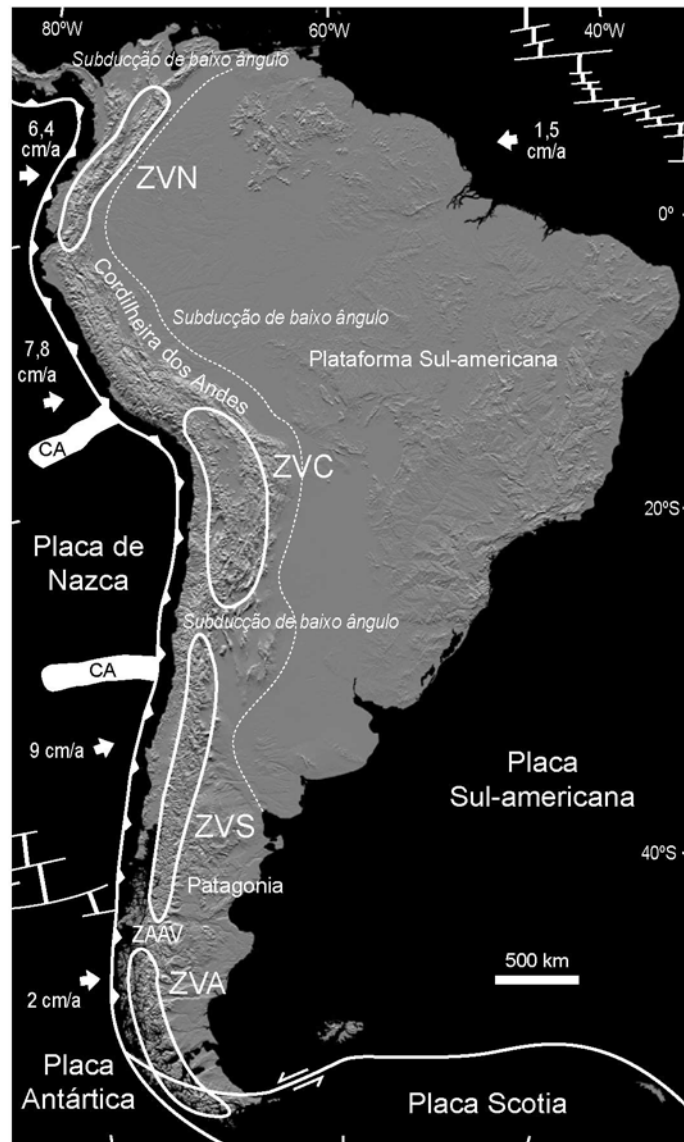


Figura 1.6: Configuração geotectônica atual da América do Sul mostrando as zonas vulcânicas ativas do Andes (ZVN - Zona Vulcânica Norte, ZVC - Zona Vulcânica Central, ZVS - Zona Vulcânica Sul, ZVA - Zona Vulcânica Austral), limites de placas, cordilheiras assísmicas (CA), taxas e vetores de convergência e regiões com subdução de baixo ângulo. Dados tectônicos segundo Ramos (1999).

1.5.1.2 Zona Vulcânica Central (ZVC)

A ZVC está caracterizada por centenas de vulcões que ocorrem entre Arequipa e o norte do Chile. Estes vulcões encontram-se sobre uma crosta muito espessa, em alguns locais superior a 70 km, que resultam em um magmatismo com alto grau de diferenciação. Ocorrem ainda estrato-vulcões Cenozóicos, constituídos predominantemente por lavas andesíticas e dacíticas e significativos volumes de ignimbritos dacíticos (Davidson *et al.* 1993). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,7056 a 0,7149 (Fig. 1.7) (Harmon *et al.* 1984). Wörner *et al.* (1994),

observaram uma boa correlação entre os isótopos de Pb das rochas vulcânicas e do embasamento. Estas observações, somadas à assinatura geoquímica e isotópica, levaram Hildreth & Moorbath (1988) e Davidson *et al.* (1993) a assumir que expressivas modificações ocorreram nos magmas derivados do manto após ascenderem por uma crosta excepcionalmente espessa. Hawkesworth & Clarke (1994) estimaram 35 a 70% de contaminação crustal para explicar as composições encontradas. Por outro lado, Stern (1991) sugere que a subducção de sedimentos oceânicos e terrígenos (componente EM 2) até a cunha astenosférica poderiam contribuir para a diferenciação dos magmas derivados do manto. A mudança da geometria da subducção ocorrida no Cenozóico gerou extensivas calderas riolíticas e dacíticas e fluxos ignimbríticos (Coira *et al.* 1994, Kay *et al.* 1999). A parte sul da ZVC registra a delaminação crustal associada a magmas máficos e processos extensionais (Kay *et al.* 1994).

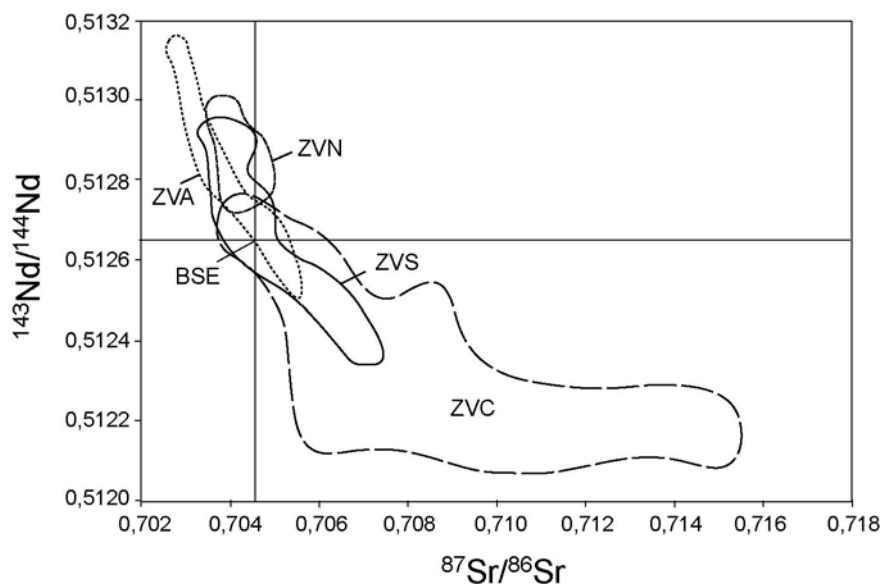


Figura 1.7: Diagrama isotópico Sr-Nd plotando as composições atuais das rochas vulcânicas das principais zonas vulcânicas dos Andes (ZVN = Zona Vulcânica Norte, ZVC = Zona Vulcânica Central, ZVS = Zona Vulcânica Sul, ZVA = Zona Vulcânica Austral). Fonte de dados: GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/Start.asp>).

1.5.1.3 Zona Vulcânica Sul (ZVS)

A ZVS localiza-se na parte sul do segmento Central dos Andes. Ela compreende vulcões Cenozóicos ativos como Tupungato, San José, Lonquimay e Hudson, a maioria deles controlados por falhas direcionais (Hervé 1994). O setor norte desta cadeia de vulcões de cerca de 1.000 km de extensão tem maior influência crustal (altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na Fig. 1.7) e é caracterizada por andesitos e dacitos (López Escobar *et al.* 1995). Ao sul de 37°S, os

magmas são basálticos a riolíticos, mas com predominância de basaltos e andesito-basaltos com razões baixas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7037 a 0,7044) (Fig. 1.7). O aumento do ângulo da subducção ao sul de 35°S (30° a 40° de inclinação) e a migração do magmatismo em direção a fossa, registrado desde o Plioceno, podem ter influência na pequena junção das placas de Nazca e Sul-americana e também na dominância de vulcanismo pouco diferenciado (Ramos 1999).

1.5.1.4 Zona Vulcânica Austral (ZVA)

A ZVA foi definida por Stern & Kilian (1996). Esta zona consiste de poucos vulcões (Lautaro, Aguilera, Diablo, Burney e Cook) localizados no sul dos Andes Patagônicos, ao sul da zona com ausência de vulcanismo que está associada a subducção da Cordilheira Sísmica do Chile (*Chile Seismic Ridge*), limite entre as placas de Nazca e Antártica. Estes vulcões produzem magmas adakíticos com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas (Fig. 1.7), formados por componentes de manto astenosférico mais fusão parcial de crosta oceânica subductada (Stern & Kilian, 1996).

1.5.2 Magmatismo de *Back Arc*: Patagônia Argentina

A evolução da litosfera na Patagônia (Fig. 1.1) foi controlada por três eventos principais (Gorring & Kay 2000): i) subducção contínua desde o Cretáceo, ou episodicamente desde o Paleozóico Médio, com magmatismo cálcico-alcálico associado (Ramos *et al.* 1982); ii) amplo magmatismo riolítico jurássico associado com o quebraimento do supercontinente Gondwana (Kay *et al.* 1989, Pankhurst & Rapela 1995) e; iii) extensivo magmatismo de platô Eoceno-Holoceno (45 - 0 Ma), essencialmente básico, na região de *back-arc* (Ramos & Kay 1992, Gorring *et al.* 1997).

O magmatismo de *back-arc* é expressivo (Fig. 1.1) e caracterizado por lavas básicas a intermediárias e correspondentes piroclásticos. Os depósitos vulcânicos correspondem a amplos platôs, denominados de “Patagonian Plateau Lavas” (ou Lavas de Platô Patagônicas) por Ramos (1982). Ao sul da junção tríplice das placas de Nazca, Antártica e Sul-americana (Fig. 1.1) este magmatismo tem sido atribuído à abertura de janelas astenosféricas devido a subducção de segmentos da Cordilheira do Chile (Ramos & Kay 1992, D’Orásio *et al.* 2000, 2001, Gorring & Kay 2001, Gorring *et al.* 2003). No entanto, ao norte da junção tríplice, assinaturas geoquímicas e isotópicas de OIB tem sido encontradas e atribuídas à presença de *hot spots* (Kay *et al.* 1992) ou ascensão da astenosfera (Ignácio *et al.* 2001). Muitos destes magmas alcalinos, especialmente aqueles relacionados a condutos vulcânicos e centros

eruptivos, trazem até a superfície xenólitos ultramáficos mantélicos (Ramos *et al.* 1982). As principais localidades onde estes xenólitos foram observados na Patagônia estão plotados na Fig. 1.1.

No norte da Patagônia, um dos maiores e mais importantes platôs localizados na região de *back arc* é o Platô de Somuncura (Fig. 1.1 e 1.2). Associadas as rochas do Platô de Somuncura ocorrem diversas suítes de xenólitos ultramáficos mantélicos (Ramos *et al.* 1982).

1.5.2.1 Platô de Somuncura

O Platô de Somuncura consiste de três seqüências vulcânicas: *Pré-platô* (Eoceno, Fm El Buítre), cones vulcânicos compostos de basaltos alcalinos e havaíitos; *Platô* (Oligoceno, 25-26 Ma, Fm Somuncura), lavas basálticas alcalino-transicionais a toleíticas e andesítico basálticas e; *Pós-platô* (Mioceno inferior, Fm Quiñelaf), lavas traquíticas e riolíticas e cones basálticos alcalinos a mugearíticos (Corbela 1989, Kay *et al.* 1992, 1993, Ignácio *et al.* 2001). Todas estas seqüências apresentam padrões similares de ETR e elementos traço comparados com condritos CI. Entretanto, apresentam diferentes graus de fracionamento entre eles (Fig. 1.8).

A seqüência *Pré-platô* é a menos estudada, e parece ter uma variada composição de elementos maiores. Os dados geoquímicos e isotópicos obtidos por Kay *et al.* (1993) mostram um alto grau de fracionamento entre ETR leves em relação a ETR pesados ($La_N/Lu_N \sim 20$), com La 100x e Lu 10x os valores condriticos (Fig. 1.8a). São observados também altos conteúdos de LILE - *Large Ion Lithophile Elements* (Ba 124-177x, Th 79-159x e Ta 157-200x) e HFSE - *High Field Strength Elements* (Hf 33x, Ti 25-29x e Yb 10x) em relação aos condritos (Fig. 1.8b). O K apresenta anomalia negativa, a qual é observada em todas as demais seqüências (Fig. 1.8b). As razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ variam de 0,7032 a 0,7038 e de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,51276 a 0,51289 (Fig. 1.8c).

A seqüência de *Platô* tem conteúdos relativamente altos de Na_2O , FeO, Ni e Cr, e baixos conteúdos de K_2O (Kay *et al.* 1993) comparados com as outras seqüências. Ela mostra padrões similares de ETR (Fig. 1.8a) em relação à seqüência Pré-platô, entretanto as razões La_N/Lu_N são menores (8 a 9), com La 80x e Lu 6x os valores condriticos. A seqüência de Platô apresenta também altos conteúdos de LILE (Ba 64-214x, Th 24-93x e Ta 21-121x) e HFSE (Hf 17-46x, Ti 16-30x, Yb 8-10x) em relação aos condritos, embora sejam geralmente menores que os da seqüência Pré-platô (Fig. 1.8b). As razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ são mais altas e variam de 0,7043 a 0,7051, enquanto que as razões isotópicas de

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são mais baixas, variando de 0,51249 a 0,51265 (Fig. 1.8c).

A seqüência **Pós-platô** tem baixos conteúdos de SiO_2 , Cr e Ni, e altos conteúdos de TiO_2 e K_2O comparada com a seqüência de Platô (Kay *et al.* 1993). Ela apresenta padrões de ETR mais fracionados, com razões $\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N}$ entre 8 e 28 (La 310x e Lu 12x os valores condríticos) (Fig. 1.8a), e maiores enriquecimentos em LILE (Ba 144-698x, Th 72-210x e Ta 93-293x) e HFSE (Hf 41-67x, Ti 27-44x e Yb 10-13x) (Fig. 1.8b). A seqüência Pós-platô apresenta valores intermediários de razões isotópicas em relação às outras seqüências, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7034 e 0,7047 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,51282 e 0,51262 (Fig. 1.8c).

As composições isotópicas e geoquímicas indicam uma assinatura mantélica tipo OIB para estas rochas (Kay *et al.* 1992, 1993, Ignacio *et al.* 2001). Entretanto, ao contrário das outras lavas de platô do sul da Patagônia, o magmatismo do Platô de Somuncura não pode ser explicado por processos de janelas astenosféricas devido a sua distância (mais de 500 km) da zona de subducção da Cordilheira do Chile (Fig. 1.1). Kay *et al.* (1992) interpretou esse magmatismo como resultado da presença de um pequeno *hot spot* temporário abaixo da litosfera da região, enquanto que Ignacio *et al.* (2001) atribuiu essa assinatura à entrada forçada de material astenosférico acima da placa devido ao retorno do segmento de crosta oceânica.

1.5.5.2 Xenólitos Mantélicos da Patagônia

Xenólitos mantélicos com espinélio são comuns ao longo das Lavas de Platô Patagônicas na região de *back-arc* Andina (Ramos *et al.* 1982) de 36° a 52°S (Fig. 1.1), e apresentam uma variedade de informações geológicas relacionadas a processos mantélicos rasos. A suíte de xenólitos mantélicos de Gobernador Gregores (Lote 17) registra um forte evento de metassomatismo carbonático, atribuído a fontes astenosféricas por Gorrington & Kay (2000) e a fontes relacionadas à placa oceânica subductada por Laurora *et al.* (2001). A suíte de xenólitos do Cerro del Fraile mostra evidências de metassomatismo sódico modal e críptico relacionada à placa oceânica subductada (Kilian & Stern 2002). As suítes de xenólitos mantélicos de Tres Lagos, Cerro Desconocido e Cerro Redondo apresentam veios e reações interpretadas como resultado da interação dos xenólitos com o basalto encaixante (Ciuffi *et al.* 2002, Schilling *et al.* 2003). As outras ocorrências são pouco estudadas. Por outro lado, xenólitos mantélicos com granada são muito raros, ocorrendo pelo que conhecemos apenas em dois locais ao longo da Patagônia. A suíte de Pali Aike é representada por espinélio e/ou granada lherzolitos e harzburgitos de profundidades entre 60 e 80 km, com evidências de metassomatismo (Stern *et al.* 1999). Recentemente, Ntaflos *et al.*

(2002) apresentaram uma nova suíte de xenólitos mantélicos com granada situada na localidade de Praguaniyeu, que contém granada e/ou espinélio lherzolitos temperaturas anormalmente altas (1140-1240 °C).

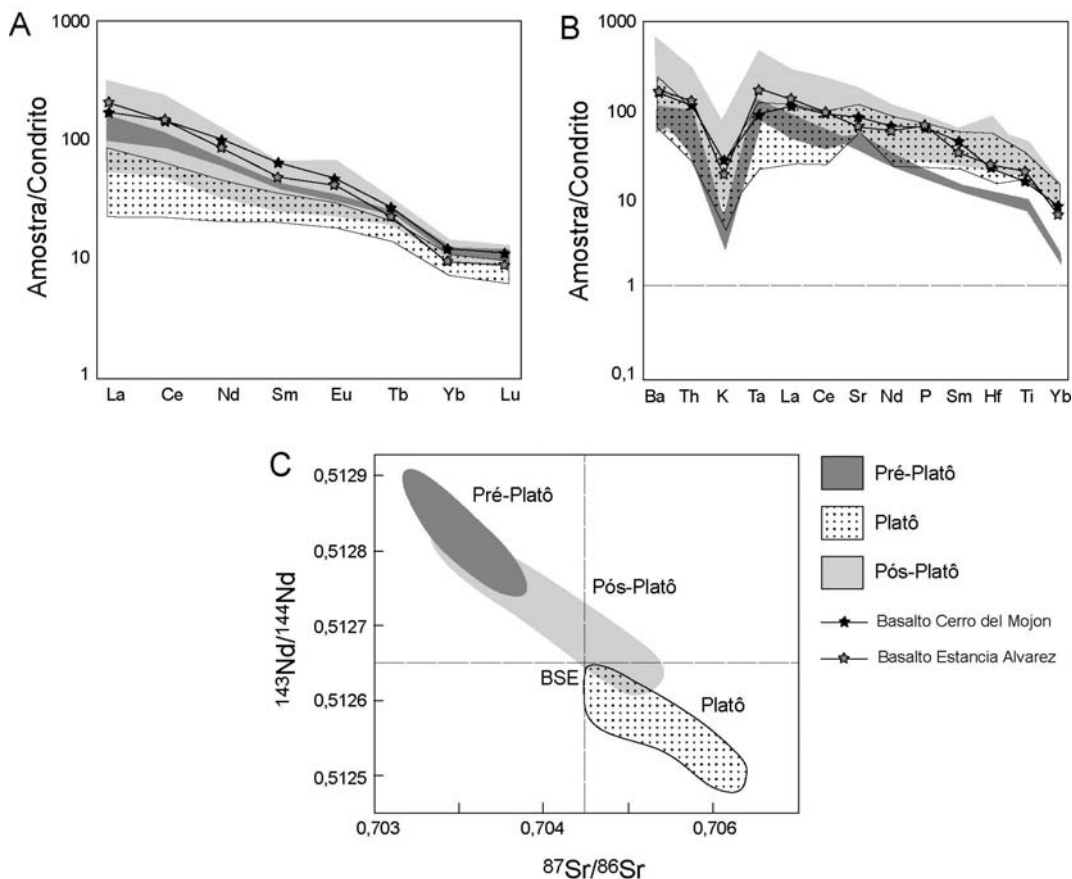


Figura 1.8: Diagramas de ETR (A) e *spidergram* (B) normalizado para condritos-CI (Sun & McDonough 1989) e diagrama isotópico Sr-Nd (C) mostrando os campos das principais seqüências magmáticas do Platô de Somuncura (Dados de Kay *et al.* 1993). Basaltos encaixantes do Cerro de Mojon e Estancia Alvarez mostrados para comparação.

1.5.5.3 Xenólitos Ultramáficos Estudados

As suítes de xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon (41°06'S-70°13'W) e Estancia Alvarez, estudados neste trabalho, estão inseridas no Maciço Norte Patagônico (MNP), que é composto por embasamento ígneo e metamórfico mesoproterozóico a neoproterozóico, granitóides paleozóicos a triássicos, e rochas vulcânicas do Triássico superior ao Jurássico médio (Cingolani *et al.* 1991, Ramos & Aguirre-Urreta 2000). As rochas vulcânicas destes dois eventos vulcânicos estão relacionadas com o magmatismo do Platô de Somuncura (Fig. 1.1). Estas suítes de xenólitos (Fig. 1.1 e 1.2) já foram objeto de pesquisa nos trabalhos de Gelos & Hayase (1978), Labudía *et al.* (1989), Barbieri (1997) e Varela *et al.* (1997, 1998).

O Cerro del Mojon (41°06'S, 70°13'W, 906 m), também chamado de Comallo,

consiste de um derrame basáltico de 10 metros de espessura depositado sobre rochas piroclásticas (Fig. 1.9). Os basaltos são maciços na base e vesiculados no topo. Os xenólitos são variados, crustais e mantélicos, frescos, têm dimensões variando de 1 a 15 cm, contatos nítidos com a encaixante e formas subarredondadas a subangulosas.

Na Estancia Alvarez (40°46'S, 68°46'W, 1249 m), também chamada de Puesto Alvarez, ocorre um basalto maciço, aparentemente representando um centro eruptivo erodido (Fig. 1.9). Os xenólitos ultramáficos encontrados são frescos, variam de 1 a 15 cm, tem contatos nítidos com o basalto encaixante e formas subangulosas.

Ambos basaltos, portadores de xenólitos ultramáficos, do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez apresentam características geoquímicas semelhantes à seqüência Pós-platô de Kay *et al.* (1993) (Capítulo 3). Desta forma, estes basaltos são interpretamos como contemporâneos ou mais jovens que esta seqüência, que tem idade estimada no Mioceno inferior.

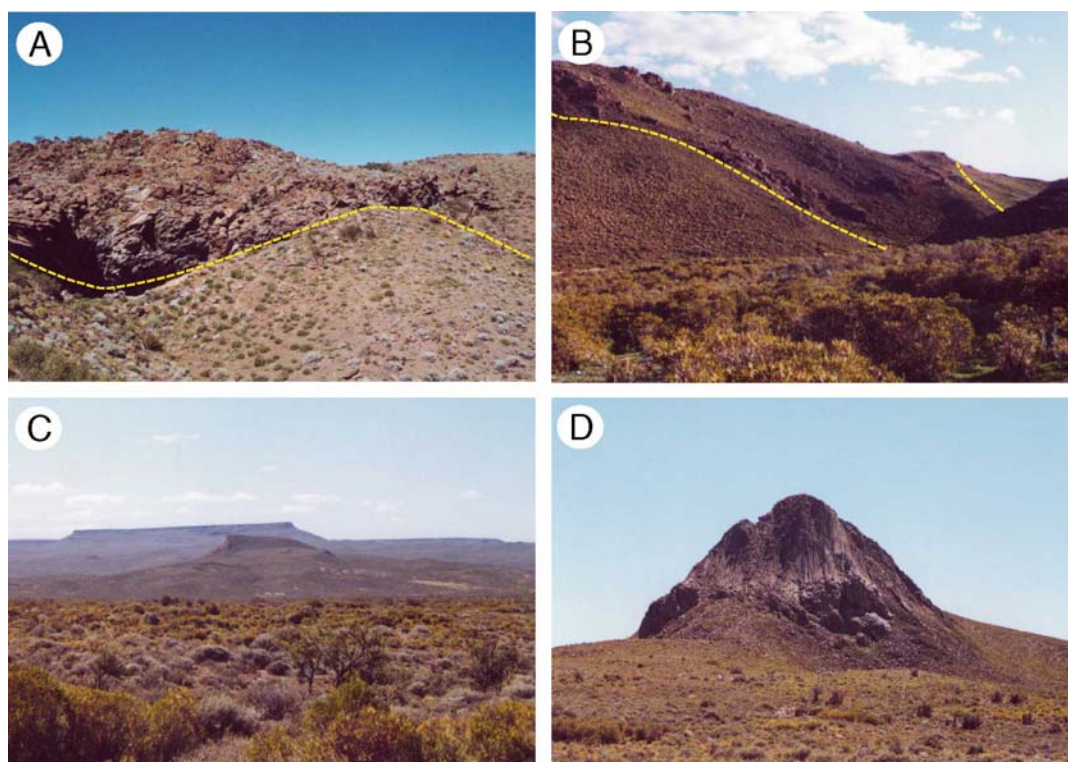


Figura 1.9: A) Derrame basáltico do Cerro del Mojon. Linha tracejada marca o contato entre os basaltos (topo) e rochas piroclásticas (base). B) Centro eruptivo basáltico de Estancia Alvarez. Linha tracejada delimita o centro eruptivo. C) Derrames basálticos do Platô de Somuncura e D) Centro eruptivo pouco erodido nas proximidades de Estancia Alvarez.

Capítulo 2

METODOLOGIA

2. Metodologia

2.1 Amostragem

As amostras de xenólitos ultramáficos utilizadas neste trabalho foram coletadas na Província de Rio Negro, Argentina (Fig. 1.1). Cerca de 40 amostras foram coletadas em cada um dos afloramentos. Destas amostras, 15 da suíte de xenólitos do Cerro del Mojon e 7 da suíte de xenólitos de Estancia Alvarez foram selecionadas e estudadas no presente trabalho. Os xenólitos ultramáficos foram coletados, quando possível, associados à rocha encaixante para que pudessem ser avaliados processos de interação entre eles.

2.2 Preparação de Amostras

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica - LGI, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - CPGq, Instituto de Geociências - IG, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre - Brasil.

As amostras (xenólitos + encaixante) foram cortadas em fatias de aproximadamente 1 cm de espessura e parte do material utilizada para confecção de lâminas delgadas. O restante foi fragmentado (entre 0,5 a 2 cm de diâmetro) até que se obtivesse pedaços isolados (puros) de xenólitos e basaltos. Estes fragmentos foram selecionados por catação manual, reduzidos de dimensão e moídos em moinho de discos de porcelana. As amostras foram então quarteadas e alíquotas separadas para pulverização de rocha total (RT). Esta pulverização foi realizada utilizando grau ou moinho de bolas de ágata até que se obtivesse frações menores que 200 mesh. As frações restantes após o quarteamento foram peneiradas com utilização de água nas seguintes frações: 42, 80 e 115 mesh. A fração de 80 mesh (cristais entre 0,18 e 0,44 mm de diâmetro) e, eventualmente, a fração de 115 mesh (cristais entre 0,18 e 0,13 mm de diâmetro) foram processadas em separador magnético isodinâmico Frantz® a fim de

se obter concentrados de minerais. Por fim, os concentrados de minerais foram purificados por catação manual com auxílio de lupa binocular até que se obtivesse purezas superiores a 99%. Para as análises isotópicas os concentrados de minerais separados foram pulverizados até frações menores que 200 mesh com auxílio de grau de ágata. Todos os procedimentos foram precedidos de cuidadosa limpeza dos equipamentos com ar comprimido e acetona.

2.3 Contagem Modal

As composições modais foram calculadas por análise computacional utilizando o *software* Leica QWin® a partir de montagens de diversas fotomicrografias de lâminas delgadas (abrangendo uma área de 2x2 cm a 4x2 cm de rocha, dependendo do tamanho de grão), redesenhadas para melhorar o contraste. A soma das proporções minerais foi sempre superior a 96 % e recalculada para 100%.

2.4 Geoquímica de Rocha Total

2.4.1 Elementos Maiores (Fluorescência de Raios-X)

As análises de elementos maiores foram realizadas nos laboratórios do CPGq-IG-UFRGS. Cerca de 2 g de rocha total pulverizada foram utilizadas para determinações de elementos maiores. A metade do material foi pesada e posta em forno sob altas temperaturas por 1 dia e então pesada novamente para determinação da perda ao fogo. O restante do material foi fundido com auxílio de tetraborato de lítio para formar uma pastilha vítrea. As análises de elementos maiores foram realizadas através de um espectrômetro de Fluorescência de Raios-X Rigaku RIX 2000, conforme procedimentos convencionais através de curvas de calibração definidas por padrões geológicos internacionais.

2.4.2 Elementos Traço (ICP-MS)

Cerca de 200 mg de rocha total pulverizada foram dissolvidas utilizando frascos de teflon (Savillex®) aquecidos em chapa quente a temperaturas superiores a 100°C (exceção para procedimentos com água régia, onde foram utilizadas temperaturas da ordem de 50°C) com misturas de HF e HNO₃ (6:1), HCl 6N e HNO₃ (3:1 - água régia) e HCl 6N, até a completa dissolução do material. O procedimento de dissolução foi realizado durante pelo menos 15 dias. Após a dissolução, o resíduo foi diluído em 7 ml de uma solução de HNO₃ 2%, que foi denominada solução de amostra. Imediatamente antes da análise no ICP, uma solução de In e Re de concentração conhecida foi adicionada à solução de amostra para

calibração e determinação composicional elementar. Esta solução foi analisada em um ICP-MS do tipo Elan 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 do plasma 15 L/min, modo de varredura: “*peak hopping*”. Cada concentração de elemento foi determinada pela média de 10 análises que constituem uma média de 10 varreduras. O desvio padrão relativo deste procedimento é inferior a 5% para cada elemento. O sistema de introdução da amostra corresponde a uma câmara *spray ciclônica*, um nebulizador *Meinhard* e uma unidade de dissolução *Knauer*.

2.5 Química Mineral

As análises de química mineral foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica, CPGq-IG-UFRGS, através de uma microsonda eletrônica Cameca-Camebax SX50 com 4 espectrômetros WDS. Foi utilizada uma rotina padrão empregando 15 kV de tensão de aceleração, 10 nA de corrente, 1 µm de feixe. Os tempos de contagem foram de 20 s para Ti, Fe, K, Ca, Mn, e 30 s para F, Mg, Al, Ni, Ba, Cl, Cr, Na, Si. O Ca na olivina foi determinado utilizando uma rotina de elementos traço com 20 kV de tensão de aceleração, 100 nA de corrente, 1 µm de feixe de elétrons e 100 s de contagem.

2.6 Isótopos de Rb-Sr

As análises Rb-Sr foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica, CPGq-IG-UFRGS, Porto Alegre - Brasil, utilizando um espectrômetro de massa *multi-collector* por ionização termal VG Sector 54®.

As amostras pulverizadas de rocha total e minerais, preparadas conforme item 2.2, foram previamente lixiviadas a frio com HCl 0,25N em ultra-som por 1 hora a fim de eliminar impurezas de natureza supergênica (*e.g.* películas de óxido de Fe). Após este procedimento as amostras foram dissolvidas utilizando frascos de teflon (Savillex®) aquecidos em chapa quente a temperaturas superiores a 100°C (exceção para procedimentos com água régia, onde foram utilizadas temperaturas da ordem de 50°C) com misturas de HF e HNO₃ (6:1), HCl 6N e HNO₃ (3:1 - água régia) e HCl 6N, até a completa dissolução do material. O procedimento de dissolução foi realizado durante pelo menos 15 dias. Caracteristicamente, foram utilizados para as determinações isotópicas cerca de 20 mg de amostra de anfibólio (Anf), 100 mg de basaltos e clinopiroxênios (Cpx), 200 mg de olivinas (Ol) e ortopiroxênios (Opx), e 500 mg de peridotitos e piroxenitos. Após a dissolução, as amostras foram diluídas em 3 ml de HCl 2,5N e dispostas em tubos de ensaio. Esta solução

será definida como solução-mãe ao longo do texto.

Para as análises Rb-Sr foram extraídas alíquotas da solução-mãe (1 ml para rocha total, 2 ml para Cpx e 3 ml para Ol, Opx e Anf) e adicionadas quantidades adequadas de *spikes* mistos de ^{87}Rb - ^{84}Sr e ^{149}Sm - ^{150}Nd . As análises Sm-Nd não serão apresentadas nesta dissertação. Após a adição de *spikes* as amostras permaneceram aquecidas em torno de 40 °C e passaram por procedimentos periódicos de agitação por pelo menos 7 dias para que fossem minimizados problemas de homogeneização entre amostra e *spike*. Rb e Sr foram separados através de colunas preenchidas por resina de troca catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh) empregando HCl de acordo com procedimentos similares àqueles descritos por Patchet & Ruiz (1987).

As amostras (soluções individuais de Rb e Sr) foram então secas e depositadas com auxílio de HNO_3 0,5N (Rb) e H_3PO_4 0,25N (Sr) sobre filamentos simples de Ta. As razões isotópicas foram determinadas no modo *static multi-collector*, utilizando coletores Faraday. Algumas amostras em que o Rb apresentava concentrações muito baixas, resultando em fraca intensidade do feixe de íons nos coletores Faraday, foi utilizado um tratamento especial. Neste caso, as amostras foram analisadas no modo *single collector* utilizando coletor Daly e auxílio de multiplicador de elétrons. Foram normalmente coletadas 20 a 30 razões para Rb (com feixe de íons de $^{85}\text{Rb} > 0,05$ volt) e 100 a 120 razões para Sr (com feixe de íons de $^{88}\text{Sr} > 1$ volt). As razões isotópicas de Sr foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Os efeitos de fracionamento isotópico de Rb foram controlados utilizando temperaturas de análises adequadas, estimadas através da análise periódica de padrões e dados de bibliografia. Todas as análises foram ajustadas para as variações instrumentais devido a ajustes das posições dos coletores e efeitos de ganho através de repetidas análises de padrões internos utilizando o modo *dynamic multi-collector*.

As seguintes medidas foram obtidas para os padrões utilizados durante o transcorrer das análises: NBS-987, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710273 \pm 0,000019$ (1σ , 21 análises) *dynamic multi-collector* e $0,710275 \pm 0,000049$ (1σ , 26 análises) *static multi-collector* [Recomendado 0,71025]; BCR-1, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70517 \pm 0,00011$ (1σ , 1 análise) *static multi-collector* [Recomendado 0,70510]; BHVO-2, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70340 \pm 0,00011$ (1σ , 4 análises) *static multi-collector* [Recomendado 0,70349]. Testes da calibração do *spike* utilizado foram realizadas através da análise do padrão USGS BHVO-2, o qual resultou no seguinte valor: Rb = 8,9 ppm e Sr = 393 ppm. Estes valores encontram-se dentro das margens de variação recomendadas para o padrão [$9,8 \pm 1$ ppm de Rb e 389 ± 23 ppm de Sr]. Valores de brancos laboratoriais obtidos durante as análises foram < 4 ng para Rb e < 50 pg para Sr. Correções

para os brancos foram insignificantes.

2.7 Isótopos de O

As análises de isótopos de oxigênio foram realizadas no Department of Geological Sciences, Indiana University, Bloomington - EUA, utilizando um espectrômetro de massa de isótopos estáveis Finnigan MAT 252.

Tipicamente 10 mg de rocha total e minerais (fração entre 115 a 200 mesh), preparados conforme item 2.2, foram armazenadas em dessecador a 200°C (no vácuo) durante pelo menos 12 horas. As análises isotópicas foram realizadas usando linha de extração de vácuo convencional empregando BrF_5 (Clayton & Mayeda, 1963), onde o O_2 liberado pelas amostras é convertido para CO_2 por reação com disco de grafite aquecido. Todas as análises são apresentadas no valor convencional δ como ‰ relativo ao SMOW. Análises sistemáticas de padrões internacionais e internos foram realizadas. Os valores de quartzo NBS-28 (NIST 8546) foram de $\delta^{18}\text{O} = 9.6 \pm 0.2$ ‰ e quartzo NCSU (B. Showers, North Caroline State) de $\delta^{18}\text{O} = 11.45 \pm 0.2$ ‰.

Capítulo 3

PETROGRAFIA, MINERALOGIA E GEOQUÍMICA

3. Petrografia, Mineralogia e Geoquímica

3.1 Petrografia e Mineralogia

O conjunto de xenólitos ultramáficos estudado neste trabalho está listado na Tabela 3.1, juntamente com as suas principais características petrográficas, geoquímicas, mineralógicas e geotermobarométricas. A classificação com base na composição modal destes xenólitos encontra-se na Figura 3.1. Os resultados de análises de elementos maiores em minerais e rocha total estão em percentagem peso, e indicados ao longo da dissertação com o símbolo %.

3.1.1 Basaltos Encaixantes

As rochas encaixantes das suítes de xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez são similares. Ambas, correspondem a basaltos frescos com textura porfirítica caracterizada por fenocristais de olivina (Fo_{72-82}) de até 0,5 mm e xenocristais de olivinas e piroxênios de até 2 mm. Os fenocristais de olivina estão em equilíbrio com a matriz (Fig. 3.2a). Os xenocristais são olivinas com formas angulosas e feições de deformação de alta temperatura (Fig. 3.2a). A matriz tem textura intergranular formada por micrólitos de plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita e vidro. Em algumas amostras foi observada textura traquítica. Os contatos entre basalto e xenólito são geralmente retos e sem interação e formação de minerais secundários. Entretanto, na amostra 4-C1, foi reconhecida uma banda de 1 mm de espessura composta por plagioclásio ($An_{71}Ab_{28}Or_1$), formado aparentemente por processos de acumulação como resultado de tensão superficial (Fig. 3.2b).

3.1.2 Xenólitos Ultramáficos do Cerro del Mojon

Quinze (15) amostras de xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon (amostras com prefixo 4) foram selecionadas e estudadas. Estes xenólitos são na maioria espinélio harzburgitos anidros (7 amostras) (Fig. 3.1). As amostras restantes incluem espinélio clinopiroxenitos anidros (3 amostras), lherzolitos (2 amostras), dunito (1 amostra) e anfibólio lherzolitos hidratados (2 amostras) (Fig. 3.1). Reações foram encontradas em quatro amostras. Duas destas apresentam bolsões de reação ao redor de espinélio, enquanto que as outras duas bolsões de reação ao redor de anfibólio (Figs. 3.2d-e-f e 3.3a-b-c-d). Os xenólitos estudados são frescos e sem feições de alteração. Eles variam de 4 a 12 cm de diâmetro e apresentam formas subarredondadas a subangulosas. Os xenólitos foram divididos em três grupos de acordo com a composição modal, química mineral e feições petrográficas: Grupo 1 (amostras 4-B1, 4-B2, 4-B3, 4-B4, 4-B5, 4-B6, 4-B8 e 4-B9) são peridotitos mantélicos depletados (< 5% de clinopiroxênio alto-Cr modal); Grupo 2 (amostras 4-B7, 4-C1, 4-C2 e 4-D1) são peridotitos mantélicos moderadamente depletados (> 5% de clinopiroxênio alto-Cr modal); Grupo 3 (amostras 4-F1, 4-F2 e 4-F3) são clinopiroxenitos anidros baixo-Cr. O Grupo 2 foi dividido ainda em dois subgrupos: Grupo 2a (amostras 4-B7 e 4-C1), que compreende lherzolitos anidros, e Grupo 2b (amostras 4-C2 e 4-D1), que compreende lherzolitos hidratados.

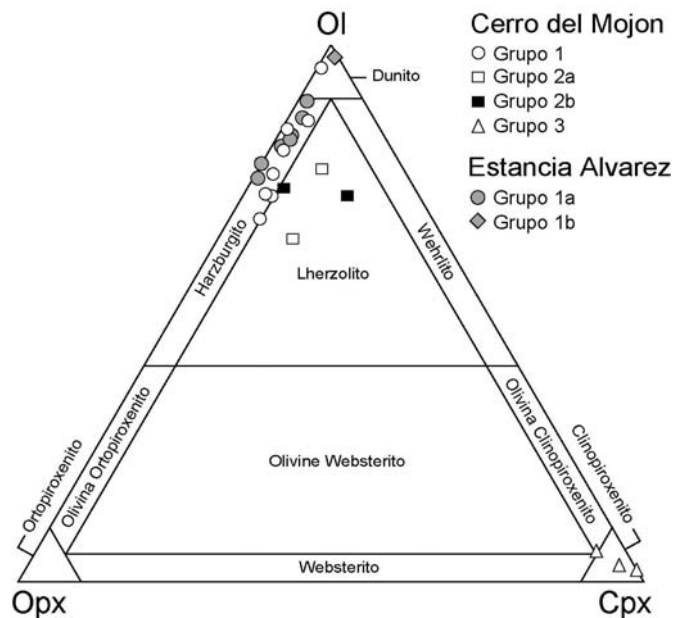


Figura 3.1: Classificação dos xenólitos ultramáficos estudados em diagrama ternário olivina (Ol), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx).

Tabela 3.1: Características petrográficas, geoquímicas (mineral e rocha total) e termobarométricas dos xenólitos ultramáficos estudados.

Amostra	Tipo de Rocha	Textura	Feições Especiais	Composição Modal %						Mg#						Cr#			T °C	P kbar													
				Ol	Opx	Cpx	Sp	Anf	BR	RT	Ol	Opx	Cpx	Sp	Anf	BR	Opx	Cpx			Sp												
Xenólitos - Cerro del Mojon - amostras não venuladas																																	
<i>Grupo 1 - Dunitos e Harzburgitos anidros depletados (< 5 % de Cpx alto-Cr modal)</i>																																	
4-B1	Dunito	Proto-I		92,8	3,7	0,6	2,9									86,2																	
4-B2	Harzburgito	Proto-I/Porph-I	Reação Sp-1 => Cpx-2+Sp-2+Ol-2"melt"	66,8	27,4	4,6	1,2									90,7	91,5	91,9	92,4	66,7					11,2	15-21	38,2	1078	19				
4-B3	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		80,6	17,2	1,8	0,4									90,9																	
4-B4	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		73,3	20,6	2,5	3,5									89,9																	
4-B5	Harzburgito	Proto-I		71,0	23,5	3,9	1,6									90,7																	
4-B6	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		82,2	14,3	0,9	2,5									90,6	91,3	91,6	92,3	65,2				11,5	18,4	41,7	950	17					
4-B8	Harzburgito	Proto-I/Porph-I	Reação Sp-1 => Cpx-2+Sp-2+Ol-2"melt"	70,2	23,5	3,6	2,7									90,6	91,5	92,0	92,6	68,6				10,8	15,2	34,8	993	16					
4-B9	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		84,7	10,6	3,1	1,7									90,4																	
<i>Grupo 2a - Lherzolitos anidros moderadamente depletados (> 5 % de Cpx alto-Cr modal)</i>																																	
4-B7	Lherzolito	Proto-I/Porph-I	Bandados	76,1	12,6	10,0	1,3									90,7																	
4-C1	Lherzolito	Proto-I/Porph-I	Bandados	62,3	23,8	11,6	2,3									90,1	90,8	91,4	92,3	67,0				10,2	15,9	33,6	942	15					
<i>Grupo 2b - Lherzolitos hidratados moderadamente depletados (> 5 % de Cpx alto-Cr modal)</i>																																	
4-C2	Lherzolito	Porph-I	Reação Anf-1 => Cpx-2+Ol-2+Sp-2+"melts"	57,9	9,4	13,5	0,7	0,4	18,1							89,9	91,0	91,5	92,1	70,0	90,0	89,6		8,2	13,0	26,4	936	14					
4-D1	Lherzolito	Porph-I	Reação Anf-1 => Cpx-2+Ol-2+Sp-2+"melts"	70,1	20,6	5,0	1,3	0,1	2,9																								
<i>Grupo 3 - Clinopiroxenitos anidros (Cpx baixo-Cr)</i>																																	
4-F1	Clinopiroxenito	Proto-I		5,6	4,5	86,1	3,8									84,1	83,9	84,9	85,6	66,8				1,8	3,0	5,0							
4-F2	Clinopiroxenito	Proto-I	Reação com basalto	2,5	1,9	82,4	13,2									62,5																	
4-F3	Clinopiroxenito	Proto-I	Reação com basalto	1,1	0,5	92,8	5,5									62,3	69,9	59,3	68,4	30,2				0,0	0,1	0,7							
Xenólitos - Estancia Alvarez - amostras com veios de serpentina																																	
<i>Grupo 1a - Harzburgitos depletados (Cpx alto-Cr)</i>																																	
7-B2	Harzburgito	Porph-I	Espinélio simplectítico	78,0	16,7	1,3	4,0									90,6	91,6	92,0	94,0	69-75				12,6	12-22	28-42	961	18					
7-B3	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		88,7	8,9	1,3	1,0									90,4																	
7-B5	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		76,1	21,7		2,2									86,6																	
7-B6	Harzburgito	Proto-I/Porph-I		84,0	11,0	2,3	2,7									82,0																	
7-B7	Harzburgito	Proto-I/Porph-I	Espinélio simplectítico	80,6	14,5	1,7	3,1									90,5	91,3	92,4	94,8	69,9				11,2	20,1	41,3	877	11					
7-B8	Harzburgito	Porph-I	Espinélio simplectítico	81,7	15,2	2,2	0,9									90,6	91,1	91,7	93,6	73,7				12,1	13-20	32,3	917	14					
<i>Grupo 1b - Dunitos depletados (Cpx baixo-Cr)</i>																																	
7-B1	Dunito	Proto-I	Cpx com textura esponjosa	95,6		1,9	2,6									84,1	85,0		85,9	57,1													

Mg# = $[Mg/(Mg+Fe^{2+}_{total})] * 100$ onde, Mg e Fe estão em moles para rocha total (RT) e bolsões de reação (BR), e em proporções catiônicas para minerais. Cr# = $[Cr/(Cr+Al)] * 100$ onde, Cr e Al estão em proporções catiônicas. Temperaturas de equilíbrio determinadas pelo método de Brey & Köhler (1990) e pressões pelo método de Köhler & Brey (1990). Texturas segundo Mercier & Nicolas (1975). Sp = espinélio, Cpx = clinopiroxênio, Ol = olivina, Anf = anfíbólio. Números ao lado dos minerais referem a paragênese primária (1) e secundária (2).

3.1.2.1 Grupo 1

Os xenólitos do Grupo 1 compreendem sete (7) harzburgitos anidros e um (1) dunito com textura protogranular ou protogranular a porfiroclástica tipo I (Mercier & Nicolas 1975) (Fig. 3.2b-c-d-e). Em geral, eles apresentam paragêneses primárias definidas pela seguinte seqüência: olivina (Ol-1), ortopiroxênio (Opx-1), clinopiroxênio (Cpx-1) e espinélio (Sp-1), que parece estar em equilíbrio. Os espinélios são intersticiais e, junto com clinopiroxênios, menores (0,5-1,0 mm para Cpx-1 e 0,01-0,03 mm para Sp-1) que olivinas e ortopiroxênios (1-4 mm e 1-2 mm, respectivamente). As olivinas são porfiroclastos euédricos a subédricos e têm *kink bands* pouco desenvolvidas. Os contatos Ol-1/Opx-1 são geralmente em 120° (Fig. 3.2b-c-d-e-f), indicando processos de recristalização estática. Todas as amostras são livres de veios e, algumas (4-B2 and 4-B8), apresentam bolsões de reação ao redor do Sp-1 (Fig. 3.2d-e-f). As composições minerais da paragênese primária são constantes, e geralmente sem significantes variações no núcleo e borda (Tabela 3.2).

As Ol-1 têm uma variação composicional limitada, com Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) \cdot 100$, em cátions] de 91,3 a 91,7 e $\text{Fo}_{91,1-91,7}\text{Fa}_{8,3-8,7}$. Nenhuma correlação entre Mg# e NiO (0,36-0,43%) foi observada, sendo que MnO (0-0,18%) e CaO (0,06-0,09%) mostram correlações negativas com Mg#. Os Opx-1 são cromo a cromo-alumínio enstatitas (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com $\text{Wo}_{1,0-1,3}\text{En}_{90,3-90,8}\text{Fs}_{8,1-8,5}$. O Mg# varia de 91,5 a 92,0 e Cr# [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) \cdot 100$, em cátions] de 9,7 a 11,9. Nenhuma correlação entre Cr#, Cr_2O_3 (0,42-0,48%) e CaO (0,52-0,68%) com Mg# foi observada. Al_2O_3 (2,35-2,85%) e TiO_2 (0,03-0,14%) mostram ligeira correlação positiva com Mg#, sendo que FeO (5,36-5,70%) e Na_2O (0,01-0,05%) ligeira correlação negativa. Os Cpx-1 são alumínio-cromo diopsídios (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com $\text{Wo}_{45,0-47,5}\text{En}_{48,6-50,2}\text{Fs}_{3,9-4,8}$. O Mg# varia de 91,5 a 92,7 e Cr# de 14,8 a 19,2. Uma leve correlação negativa entre Cr# e Mg# foi observada. Nenhuma correlação entre TiO_2 (0,08-0,24%), Al_2O_3 (2,99-3,50%) e Na_2O (0,63-0,82%) com Mg# foi observada. CaO (22,05-22,69%) mostra correlação positiva com Mg# e negativa com FeO (2,35-2,51%), e FeO decresce com aumento de Mg#. Os Sp-1 são cromo-espinélios com Cr# entre 32,9 e 42,0 e Mg# entre 65,0 e 69,2. As amostras 4-B2 e 4-B8 têm Sp-1 com baixo Cr# e alto Mg# e alto Al_2O_3 , comparados aos Sp-1 das outras amostras do Grupo 1.

As reações observadas nas amostras 4-B2 e 4-B8 (Fig. 3.2d-e-f) são caracterizadas pela presença de bolsões compostos por clinopiroxênios (Cpx-2), espinélios (Sp-2) e olivinas (Ol-2) secundárias, mais *melts* silicáticos ao redor de cristais de espinélios primários (Sp-1). Esta paragênese mineral está em desequilíbrio com o Sp-1. Os Sp-2 têm altos conteúdos de MgO (16,19-19,07%) e Al_2O_3 (35,75-43,64%) comparados com os Sp-1.

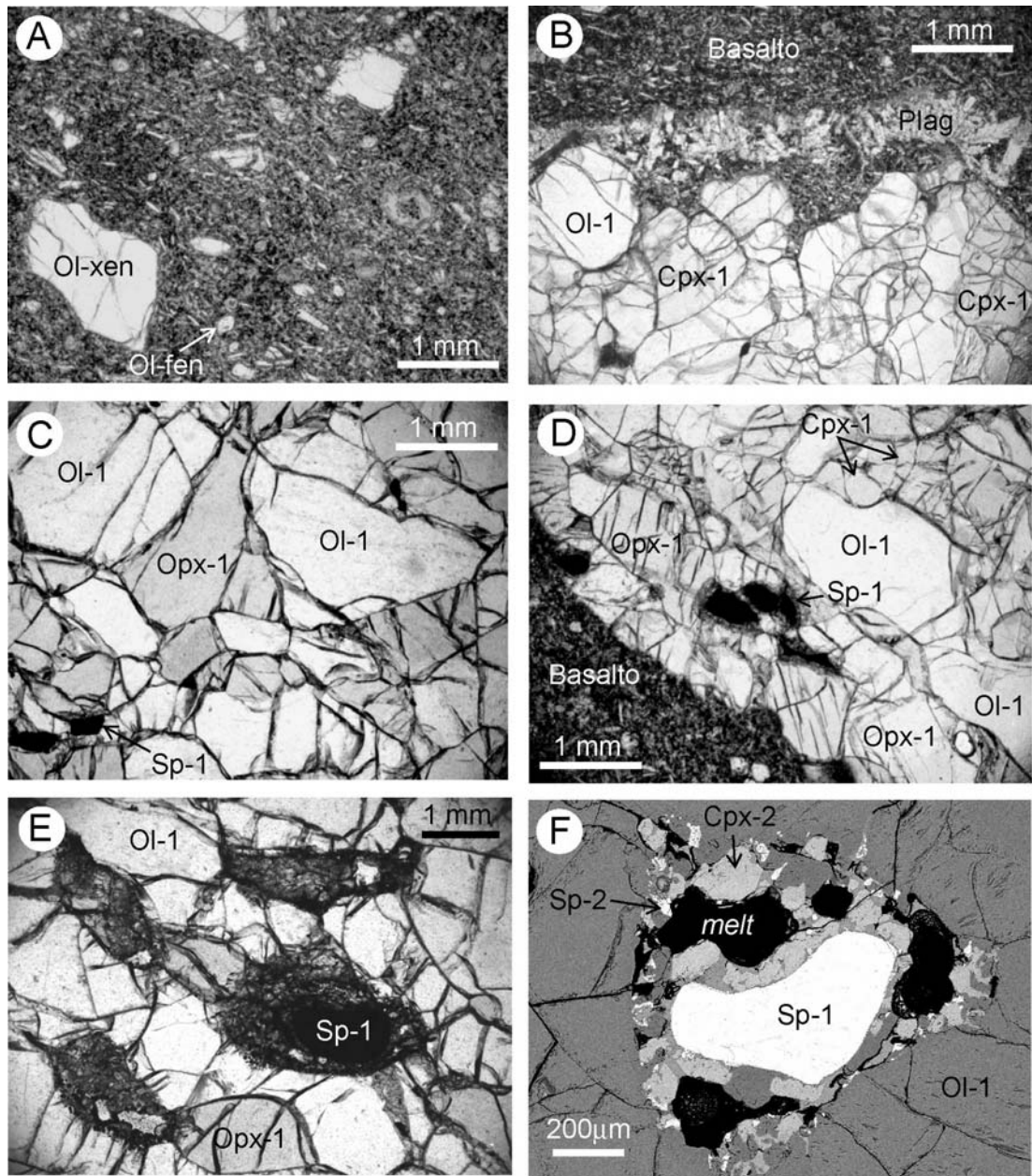


Figura 3.2: Características petrográficas do basalto encaixante e xenólitos ultramáficos do Grupo 1 do Cerro del Mojon. A) Fotomicrografia (luz natural) mostrando a textura porfírica do basalto encaixante com fenocristais (Ol-fen) e xenocristais (Ol-xen) de olivina. B) Fotomicrografia (luz natural) mostrando uma coroa de reação de plagioclásio (Plag) formada ao longo do contato xenólito-basalto na amostra 4-C1. C) Fotomicrografia (luz natural) do aspecto textural da amostra 4-B6, representativa do Grupo 1. D) Fotomicrografia (luz natural) mostrando o contato relativamente reto entre xenólito e basalto (amostra 4-B8) e reações ao redor dos cristais de espinélio. E) Fotomicrografia (luz natural) ilustrando os bolsões de reação formados ao redor dos cristais de espinélio (Sp-1) na amostra 4-B2. F) Imagem BSE mostrando em detalhe a reação ao redor do Sp-1, formando Cpx-2+Sp-2+Ol-2+melt (amostra 4-B2). Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Sp = espinélio. Números ao lado do símbolo do mineral indicam paragéneses primária (1) e secundária (2).

Capítulo 3 - Petrografia, Mineralogia e Geoquímica

As Ol-2 têm altos conteúdos de MgO (51,11-51,28%) e baixos conteúdos de FeO (6,71-7,40%) em relação às Ol-1. Os Cpx-2 têm enriquecimento em TiO₂ (0,51-1,13%), Al₂O₃ (6,03-6,81%), FeO (2,58-2,72%) e Cr₂O₃ (2,12-3,53%), e empobrecimento em CaO (20,05-20,39%) comparado aos Cpx-1. Os *melts* silicáticos têm composição andesítica a traquítica (Le Maitre *et al.* 1989), com NaO/K₂O entre 1,3 e 5,5. As composições dos *melts* se aproximam de composições de andesinas, embora com mais altos conteúdos de SiO₂ e mais baixos conteúdos de Al₂O₃ e Na₂O.

3.1.2.2 Grupo 2

Os xenólitos do Grupo 2 compreendem quatro (4) amostras. Duas delas (Grupo 2a) são lherzolitos anidros com textura protogranular a porfiroclástica tipo I (Mercier & Nicolas 1975), com desenvolvimento incipiente de bandas ricas em clinopiroxênio. As outras duas amostras (Grupo 2b) são lherzolitos hidratados (*i.e.* com anfibólio modal) com textura porfiroclástica tipo I e bandas ricas em clinopiroxênio+anfibólio. As amostras do Grupo 2b apresentam bolsões de reação descritos abaixo (Fig. 3.4a-b-c-d). A paragênese mineral primária de ambos os grupos está em equilíbrio. No Grupo 2a ela está caracterizada por olivina (Ol-1), clinopiroxênio (Cpx-1), ortopiroxênio (Opx-1), e espinélio (Sp-1). Entretanto, no Grupo 2b anfibólio (Anf-1) e é contemporâneo ao Cpx-1. Os cristais do Grupo 2a, para todos os minerais, variam de 1,5 a 0,5 mm de diâmetro. No Grupo 2b, as Ol-1 e os Cpx-1 têm até 3 mm de diâmetro, e os cristais de Opx-1 e Sp-1 são menores (0,5-1,5 e 0,2-0,5 mm, respectivamente). As composições minerais são constantes e, geralmente, sem variações significativas no núcleo e borda, exceto para as Ol-1 da amostra 4-C2 (Tabela 3.3).

As Ol-1 têm uma variação composicional restrita, com Mg# de 90,8 a 90,9 e Fo_{90,7-90,8}Fa_{9,0-9,2}, exceto para a borda da Ol-1 na amostra 4-C2 (Mg# ao redor de 88,7). Nenhuma correlação significativa foi observada entre NiO (0,33-0,37%), MnO (0,12-0,14%) e CaO (0,06-0,07%) com Mg#. Os Opx-1 são alumínio-cromo enstatitas (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com Wo_{90,3}En_{8,6}Fs_{1,0-1,1}. O Mg# varia de 91,4 a 91,5 e Cr# de 8,3 a 10,2. As composições de Opx-1 são similares; Cr₂O₃ (0,42-0,44%), CaO (0,54-0,58%), TiO₂ (0,11%), FeO (5,64-5,72%). Entretanto, Al₂O₃ é maior na amostra 4-C2 (3,09%) que na 4-C1 (2,57%). Os Cpx-1 são alumínio-cromo diopsídios (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com variação de Wo_{47,1-47,7}En_{48,2-49,1}Fs_{4,1-4,3}. Os Mg# varia de 92,0 a 92,3 e Cr# de 12,3 a 16,8. Há uma correlação negativa entre Al₂O₃ (3,12-3,95%) e FeO (2,45-2,52%) com Mg#, e positiva de Na₂O (0,52-0,61%) com Mg#. O CaO tem correlação negativa com FeO. Os outros óxidos não apresentam nenhuma correlação expressiva; MgO (16,49-16,94%), CaO (22,43-22,76%), TiO₂ (0,21-

0,24%). Os valores de borda têm Mg# ligeiramente altos e mais baixos teores de TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 e CaO que os valores de núcleo. Os Sp-1 são cromo-espinélios com Cr# entre 23,4 e 36,6 e Mg# entre 67 e 70. Eles tem baixo Cr e alto MgO e Al_2O_3 para a amostra 4-C2 (Grupo 2b).

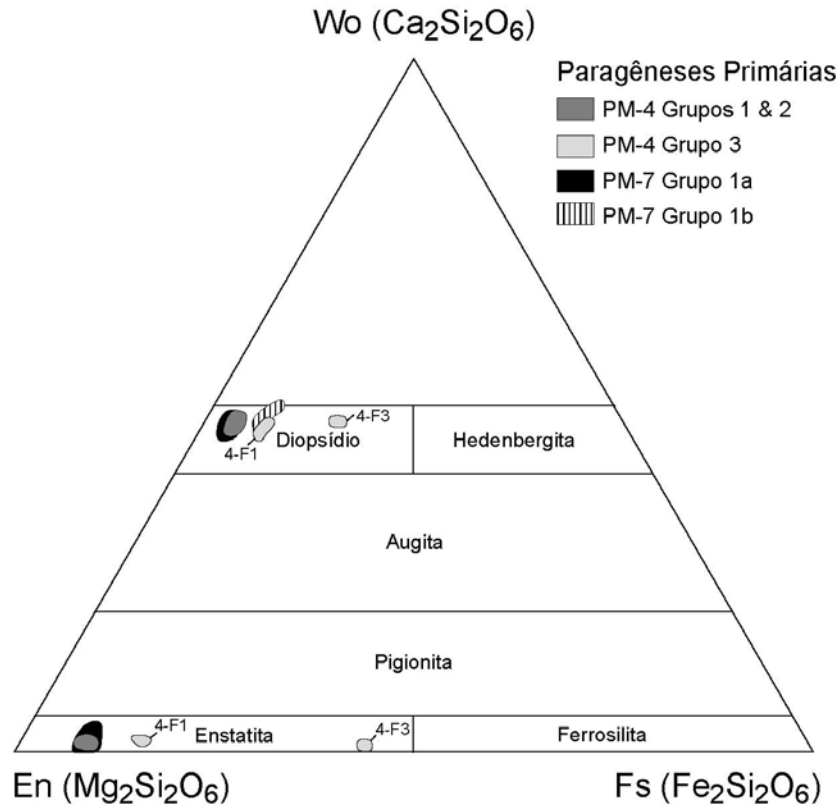


Figura 3.3: Diagrama ternário de classificação dos piroxênios (Morimoto 1988) das paragéneses primárias dos xenólitos estudados. Moléculas de Wo = wolastonita, En = enstatita, Fs = ferrosilita.

As reações observadas na amostra 4-C2 (Fig. 3.4a-b-c-d) consistem de grandes bolsões (até 4 mm) com textura equigranular fina (ao redor de 50 μm) contendo olivina (Ol-2), clinopiroxênio (Cpx-2) e espinélio (Sp-2) secundários, mais duas composições de *melts* silicáticos (*melts* “cinzas” e *melts* “pretos” em imagens BSE) ao redor do Anf-1. Os Anf-1 são pargasitas com Mg# ao redor de 90 e Cr# ao redor de 6,7 (Tabela 3.3). Os Anf-1 apresentam bordas corroídas (Fig. 3.4a-b-c), sugerindo desequilíbrio em relação aos bolsões de reação. Em alguns casos, a paragéneses secundária nos bolsões de reação mostra orientação dos minerais (Fig. 3.4c). As Ol-2 têm mais alto Mg# (91,6) e CaO (0,38 wt%) que as Ol-1. Os Cpx-2 têm mais baixo Mg# (12,51) e SiO_2 (45,24%), e mais altos teores de Al_2O_3 (10,83%), CaO (23,28%), FeO (2,93%) e TiO_2 (2,34%) que os Cpx-1. Os *melts*

“cinzas” apresentam composição basáltica a basáltico andesítica, e os *melts* “pretos” composições andesíticas. Os *melts* “cinzas” apresentam alto CaO e baixa SiO₂ e K₂O comparado aos *melts* “pretos” (Tabela 3.3). As composições dos *melts* são similares as de labradoritas (cinza) e andesina (preto), entretanto com algumas variações (Tabela 3.3).

3.1.2.3 Grupo 3

Os xenólitos do Grupo 3 compreendem três (3) clinopiroxenitos que mostram progressiva interação com o basalto encaixante, de uma amostra menos modificada (4-F1) a uma amostra mais modificada (4-F3) (Fig. 3.4e-f). Eles são todos anidros e tem textura protogranular tipo I (Mercier & Nicolas 1975). A amostra 4-F1 apresenta uma paragênese de equilíbrio com clinopiroxênio (Cpx-1), de até 4 mm, e pequenos ortopiroxênios (Opx-1) (2-3 mm). As olivinas (Ol-1) e espinélios (Sp-1) são intersticiais e menores que Cpx-1 e Opx-1 (0,5-1 mm). A amostra 4-F3 está quase totalmente alterada por reação com o basalto encaixante (Fig. 3.4-f). As composições são consideravelmente diferentes entre as amostras 4-F1 e 4-F3 devido a interação com o basalto (Tabela 3.3). Assim, os valores da amostra 4-F1 representam a composição original deste grupo e todas as observações seguintes serão referidas a esta amostra.

As Ol-1 têm Mg# ao redor de 83,9 a 84,0 com Fo_{83,7-83,9}Fa_{15,9-16,1}. Os Opx-1 são alumínio enstatitas (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com Wo_{1,5}En_{83,4}Fs_{15,1}. Os valores de Mg# estão ao redor de 85 e Cr# ao redor de 1,8. A amostra 4-F1 apresenta altos teores de FeO (9,7 wt%), CaO (0,8%), Al₂O₃ (4,6-4,7%), e baixos teores de Cr₂O₃ (0,13%) e MgO (30,6%) comparados as olivinas dos outros grupos. Os Cpx-1 são alumínio diopsídios (baixo-Cr) com Wo_{46,2-47,7}En_{35,6-46,0}Fs_{7,7-16,7}. O Mg# está redor de 86 e o Cr# ao redor de 3. Os Sp-1 apresentam Mg# similares a dos outros grupos, e Cr# mais baixos (ao redor de 5).

3.1.3 Xenólitos Ultramáficos de Estancia Alvarez

Sete (7) amostras de xenólitos ultramáficos de Estancia Alvarez (amostras com prefixo 7) foram selecionadas e estudadas. Os xenólitos são todos espinélio peridotitos anidros infiltrados por veios de serpentina (SiO₂ 36 a 44%, Al₂O₃ 0,08 a 0,89%, MgO 24,34 a 36,30%, FeO 35,12 a 11,64%, NiO 0,08 a 0,45%) (Fig. 3.5b), compreendendo seis (6) harzburgitos e um (1) dunito (Fig. 3.1). Eles são frescos, sem feições de alteração, tem formas subangulosas e variam de 5 a 15 cm de diâmetro. Estes xenólitos foram subdivididos em dois grupos de acordo com a composição modal, química mineral e feições petrográficas: Grupo 1a (amostras 7-B2, 7-B3, 7-B5, 7-B6, 7-B7 e 7-B8) são harzburgitos anidros

depletados (< 5% de clinopiroxênio alto-Cr modal) com veios de serpentina; Grupo 1b (amostra 7-B1) é um dunito anidro depletado (< 5% de clinopiroxênio baixo-Cr modal) com veios de serpentina.

3.1.3.1 Grupo 1a

Os xenólitos do Grupo 1a apresentam textura protogranular a porfiroclástica tipo I (Mercier & Nicolas 1975). Eles apresentam uma paragênese mineral primária definida pela seguinte seqüência: olivina (Ol-1), ortopiroxênio (Opx-1), clinopiroxênio (Cpx-1) e espinélio (Sp-1), que está em equilíbrio. Tais xenólitos mostram ampla formação de estruturas deformacionais como *kink bands* em Ol-1 e Opx-1, e lamelas de exsolução curvadas em Opx-1, indicando deformação intracristalina (Fig. 3.5c). Algumas amostras apresentam espinélio simplectítico (Sp-2) em Opx-1 (Fig. 3.5e). Geralmente, Ol-1 aparece como grandes porfiroclastos parcialmente recristalizados de até 3,5 mm. Os Opx-1 têm algumas vezes o mesmo tamanho que Ol-1 e Cpx-1. Sp-1 são intersticiais e menores (ao redor 0,5 mm). Dois tipos de veios foram observados: uma rede difundida, precoce, composta de serpentina (Fig. 3.5b-d); e veios policristalinos tardios, compostos de clinopiroxênio+olivina+sanidina+apatita+Ti-magnetita, derivados da infiltração do basalto (Fig. 3.5d).

As Ol-1 têm uma variação composicional restrita, com Mg# de 91,0 a 91,6 e $Fe_{0,0-0,1}Fa_{8,4-8,9}$. Nenhuma correlação entre MnO (0,05-0,13%) e CaO (0,03-0,04%) com Mg# foi observada. Entretanto, NiO (0,37-0,41%) mostra uma leve correlação negativa com Mg#. Os Opx-1 são alumínio-cromo a cromo enstatitas (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com variação de $Wo_{0,5-1,6}En_{89,9-91,7}Fs_{7,8-8,5}$. O Mg# varia de 91,5 a 92,4 e o Cr# de 9,3 a 12,9. NiO (0,07-0,11%) e MnO (0,09-0,17%) apresentam correlação positiva com Mg#, sendo que Cr#, Cr_2O_3 (0,26-0,56%), CaO (0,28-0,83%), Al_2O_3 (1,39-2,57%) e FeO (5,15-5,60%) correlação negativa. Os Cpx-1 são alumínio-cromo a cromo diopsídios (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com variação de $Wo_{46,5-48,4}En_{48,8-49,9}Fs_{2,8-3,6}$. O Mg# varia de 93,5 a 94,8 e Cr# de 16,6 a 20,9. Nenhuma correlação de Cr#, Cr_2O_3 (0,58-1,21%), Na_2O (0,34-0,75%), NiO (0,03-0,09%), MnO (0,04-0,09%) e Al_2O_3 (1,92-3,21%) com Mg# foi observada. FeO (1,65-2,17%) e TiO_2 (0,02-0,1%) apresentam correlações negativas com Mg#, sendo que CaO (22,44-23,35%) apresenta correlações positivas. Os Sp-1 são cromo espinélios com Mg# entre 56,6 a 74,9 e Cr# entre 18,9 a 42,2.

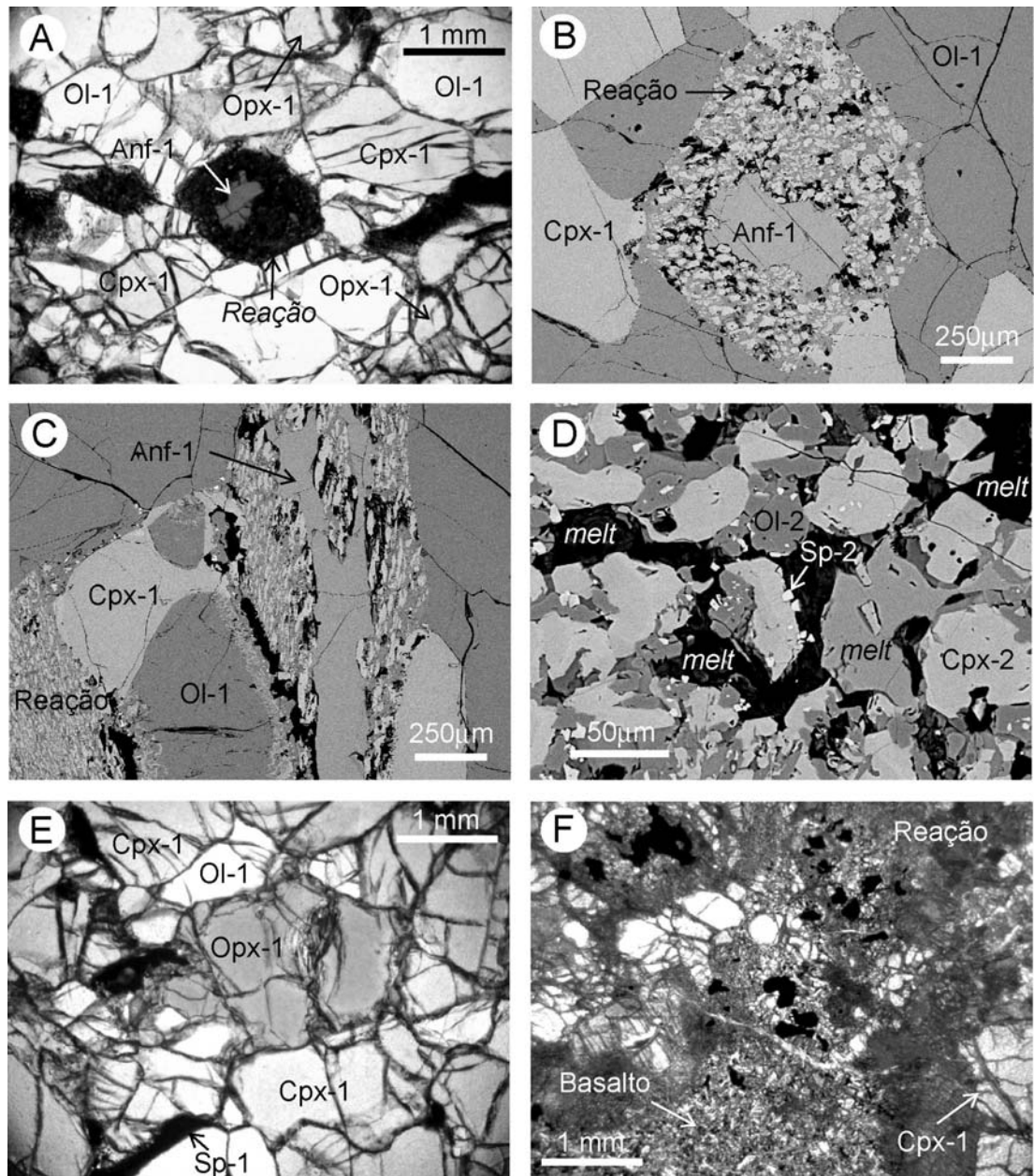


Figura 3.4: Características petrográficas dos xenólitos ultramáficos dos Grupos 2 e 3 do Cerro del Mojon. A) Fotomicrografia (luz natural) mostrando o aspecto textura da amostra 4-C2 e bolsões de reação ao redor do anfibólio (Anf-1). B-C-D) Imagens BSE dos bolsões de reação ao redor do anfibólio que formam a paragênese secundária: Ol-2+Cpx-2+Sp-2+melts. Imagem (D) é um detalhe da reação da imagem (B). E) Fotomicrografia (luz natural) ilustrando a paragênese e textura da amostra 4-F1 do Grupo 3. Note que as olivinas são intersticiais (cristais mais claros). F) Fotomicrografia (luz natural) ilustrando a reação entre basalto e xenólito responsável pela assimilação da amostra 4-F3 do Grupo 3. Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Sp = espinélio. Números ao lado do símbolo do mineral indicam paragêneses primária (1) e secundária (2).

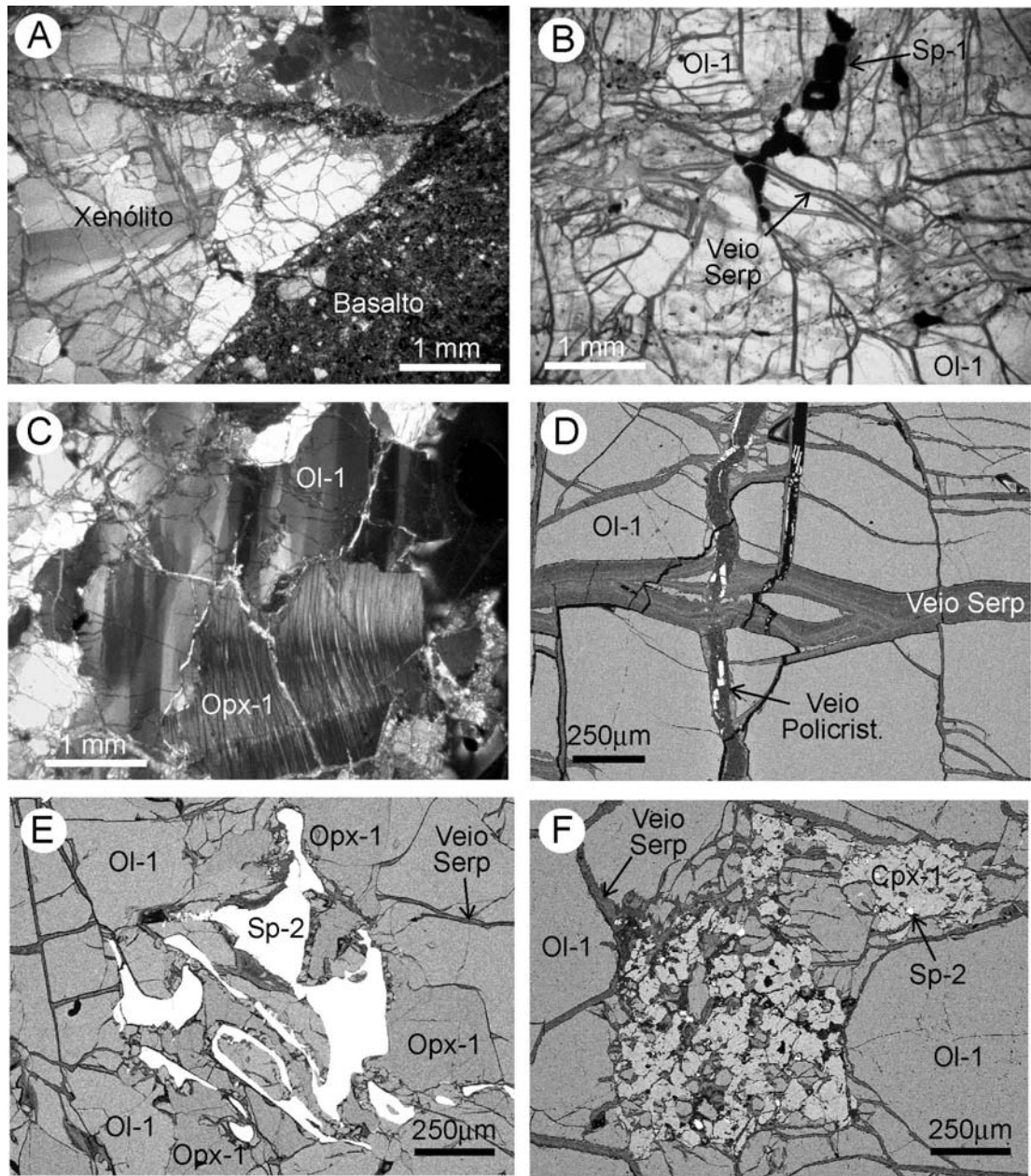


Figura 3.5: Características petrográficas dos xenólitos ultramáficos de Estancia Alvarez. A) Fotomicrografia (luz natural) ilustrando a infiltração do basalto no xenólito de uma das amostras de Estancia Alvarez não estudadas. B) Fotomicrografia (luz natural) ilustrando a rede de vênulas de olivina que são observadas nos xenólitos de Estancia Alvarez. C) Fotomicrografia (luz polarizada) mostrando as feições de deformação das amostras de Estancia Alvarez como *kink bands* em olivina e exsoluções dobradas em cristais de ortopiroxênio. D) Imagem BSE ilustrando em detalhe os veios de serpentina sendo cortados por veios policristalinos mais jovens, interpretados como derivados do basalto. E) Imagem BSE de cristal de espinélio simplectítico em ortopiroxênio, sugerindo processos de decompressão. F) Imagem BSE mostrando em detalhe a textura esponjosa dos clinopiroxênios da amostra 7-B1. Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Sp = espinélio, Serp = serpentina, Policrist = policristalino. Números ao lado do símbolo do mineral indicam paragéneses primária (1) e secundária (2).

Tabela 3.2: Análises de microsonda de minerais e *melts* representativos de xenólitos do Grupo 1 de Cerro del Mojon.

Grupo	Grupo 1																							
	4-B2											4-B6												
	Ol-1		Ol-2		Opx-1		Cpx-1		Cpx-2		Sp-1		Sp-2		Melt		Ol-1		Opx-1		Cpx-1		Sp-1	
Mineral	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	
Posição	3		1		3		3		1		2		4		3		1		3		2		1	
n Análises	3		1		3		3		1		2		4		3		1		3		4		1	
SiO ₂	41,51	41,92	41,63	57,04	56,96	53,02	50,45	0,05	0,04	0,08	60,22	41,06	40,76	56,68	56,81	53,11	54,02	0,04	0,08					
TiO ₂	0,03	0,07	0,05	0,05	0,14	0,24	1,13	0,30	0,27	0,67	1,56	0,01	0,08	0,03	0,09	0,15	0,08	0,14	0,06					
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,04	2,48	2,43	2,99	6,03	35,02	34,42	43,64	22,26	0,01	0,00	2,39	2,35	3,18	3,01	32,71	32,13					
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,07	0,46	0,48	0,87	2,12	31,83	32,52	21,86	0,00	0,02	0,00	0,48	0,42	1,13	0,97	34,55	34,76					
MgO	50,35	50,62	51,11	34,52	34,41	16,55	16,35	16,86	17,02	19,07	2,71	50,09	49,50	34,51	34,07	16,62	16,84	16,08	16,11					
CaO	0,06	0,04	0,19	0,57	0,52	22,24	20,39	0,00	0,04	0,07	6,91	0,07	0,09	0,58	0,64	22,24	22,05	0,00	0,01					
MnO	0,12	0,08	0,11	0,11	0,13	0,06	0,08	0,37	0,44	0,28	0,08	0,18	0,16	0,07	0,19	0,03	0,09	0,42	0,44					
FeO	8,36	8,17	6,71	5,44	5,44	2,44	2,72	15,10	14,95	13,02	2,64	8,50	8,34	5,70	5,50	2,45	2,51	15,43	15,14					
NiO	0,43	0,43	0,37	0,09	0,11	0,12	0,07	0,24	0,26	0,35	0,00	0,39	0,42	0,13	0,13	0,04	0,05	0,25	0,19					
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,63	0,63	0,00	0,00	0,00	2,26	0,00	0,00	0,03	0,03	0,82	0,81	0,00	0,01					
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	1,75	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00					
Total	100,91	101,34	100,28	100,79	100,65	99,18	99,97	99,77	99,99	99,04	100,39	100,35	99,35	100,60	100,22	99,78	100,44	99,64	98,93					
Mg#	91,47	91,70	93,14	91,87	91,85	92,35	91,47	66,56	66,99	72,30	64,55	91,30	91,37	91,52	91,69	92,37	92,28	65,00	65,47					
Cr#				11,05	11,65	16,35	19,09	37,87	38,78	25,15				11,88	10,63	19,23	17,74	41,46	42,04					
Fo	91,47	91,69	93,13									91,30	91,34											
Fa	8,53	8,31	6,87									8,70	8,66											
En				90,72	90,77	48,76	50,18							90,43	90,31	48,90	49,31							
Fs				8,20	8,24	4,13	4,80							8,48	8,46	4,08	4,28							
Wo				1,08	0,99	47,11	45,02							1,09	1,23	47,02	46,41							
Classif.				Enst	Enst	Diop	Diop							Enst	Enst	Diop	Diop							

Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Sp = espinélio. Números 1 e 2 indicam assembléias mineralógicas primárias e secundárias. Mg# = $[Mg/(Mg+Fe^{2+}+total)] * 100$ onde, Mg e Fe estão em moles para melts, e em proporção de cátions para minerais. Cr# = $[Cr/(Cr+Al)] * 100$ onde, Cr e Al estão em proporção de cátions. Fo = forsterita, Fa = fayalita, En = enstatita, Fs = ferrosilita, Wo = wolastonita. Enst = enstatita, Diop = diopsídio, Aug = augita. Cálculo da proporção de cátions para Ol, Opx, Cpx e Sp baseado sobre 4, 6, 6 e 32 O, respectivamente.

Tabela 3.2: Continuação.

Grupo	Grupo 1														
Amostra	4-B8														
Mineral	Ol-1		Ol-2		Opx-1		Cpx-1		Cpx-2		Sp-1		Sp-2		Melt
Posição	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	
n Análise	4	1	1	3	1	3	2	2	2	2	1	1	1	1	
SiO ₂	41,89	42,26	41,83	57,38	57,75	54,03	53,55	50,36	0,05	0,05	0,12	62,09			
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,09	0,10	0,11	0,12	0,51	0,11	0,07	0,38	0,46			
Al ₂ O ₃	0,00	0,04	0,03	2,85	2,42	3,50	3,29	6,81	39,28	34,73	35,75	24,17			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,11	0,46	0,46	0,96	0,85	3,53	28,73	32,72	29,43	0,07			
MgO	50,77	50,58	51,28	34,77	34,99	16,68	16,77	16,42	17,50	16,95	16,19	0,00			
CaO	0,06	0,06	0,19	0,59	0,68	22,69	22,14	20,05	0,01	0,01	0,05	5,23			
MnO	0,16	0,00	0,17	0,14	0,08	0,04	0,07	0,09	0,34	0,55	0,45	0,00			
FeO	8,38	8,12	7,40	5,36	5,63	2,35	2,45	2,58	13,86	14,71	14,71	0,38			
NiO	0,37	0,36	0,27	0,13	0,14	0,07	0,02	0,11	0,22	0,27	0,14	0,00			
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,73	0,76	0,01	0,00	0,00	0,00	6,90			
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00	1,26			
Total	101,64	101,41	101,31	101,80	102,31	101,16	100,01	101,14	100,10	100,06	97,22	100,54			
Mg#	91,53	91,74	92,51	92,03	91,72	92,67	92,43	92,60	69,23	67,25	66,23				
Cr#				9,75	11,30	15,49	14,83	25,78	32,91	38,72	35,57				
Fo	91,50	91,74	92,50												
Fa	8,50	8,26	7,50												
En				90,82	90,45	48,59	49,18	50,79							
Fs				8,07	8,29	3,91	4,14	4,64							
Wo				1,11	1,27	47,50	46,68	44,57							
Classif.				Enst	Enst	Diop	Diop	Aug							

Tabela 3.3: Análises de microsonda eletrônica de minerais e *melts* representativos dos xenólitos ultramáficos do Grupo 2 e 3 do Cerro del Mojon.

Amostra	Grupo 2a						Grupo 2b															
	4-C1						4-C2															
	Ol-1		Opx-1		Cpx-1		Sp-1		Ol-1		Ol-2		Opx-1		Cpx-1		Cpx-2		Sp-1	Anf-1	Melt-C	Melt-P
Posição	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo				
n Análises	4	1	4	4	3	3	3	2	3	4	1	7	4	6	3	4	3	2	3			
SiO ₂	41,55	40,74	56,88	53,09	53,56	0,03	41,10	40,67	41,16	56,39	56,24	52,40	52,28	45,24	0,06	43,02	52,13	60,22	43,79			
TiO ₂	0,00	0,00	0,11	0,24	0,21	0,27	0,01	0,04	0,09	0,11	0,10	0,23	0,22	2,34	0,11	1,25	0,17	0,34	1,25			
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	2,57	3,56	3,12	38,25	0,02	0,01	0,11	3,09	3,18	3,95	3,64	10,83	43,60	14,33	30,33	30,43	16,75			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,44	1,07	0,80	28,81	0,01	0,01	0,10	0,42	0,41	0,91	0,76	2,34	23,31	1,54	0,03	0,04	1,56			
MgO	49,95	49,03	34,26	16,53	16,94	16,76	49,63	47,67	49,67	34,05	33,94	16,49	16,69	12,51	18,19	17,77	0,08	0,81	16,66			
CaO	0,06	0,06	0,54	22,76	22,43	0,00	0,06	0,07	0,38	0,58	0,57	22,63	22,54	23,28	0,01	11,92	12,80	0,96	14,05			
MnO	0,12	0,14	0,10	0,06	0,05	0,44	0,13	0,14	0,10	0,13	0,18	0,05	0,13	0,04	0,29	0,06	0,00	0,00	0,08			
FeO	9,04	8,78	5,72	2,45	2,51	14,71	8,80	10,72	8,08	5,64	5,66	2,52	2,50	2,93	13,88	3,52	0,34	0,41	3,46			
NiO	0,33	0,37	0,08	0,02	0,05	0,26	0,36	0,34	0,42	0,09	0,12	0,05	0,03	0,02	0,31	0,10	0,02	0,06	0,13			
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,61	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,52	0,54	0,52	0,00	2,36	3,48	4,01	1,81			
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	1,31	0,21	1,98	0,37			
Total	101,08	99,15	100,73	100,40	100,28	99,54	100,12	99,67	100,15	100,52	100,40	99,76	99,35	100,08	99,77	97,17	99,59	99,24	99,91			
Mg#	90,78	90,87	91,43	92,32	92,33	67,01	90,95	88,79	91,63	91,50	91,45	92,09	92,25	88,25	70,01	90,00	26,89	70,97	89,58			
Cr#			10,25	16,77	14,65	33,56			38,62	8,31	7,94	13,42	12,33	12,99	26,39	6,74	0,08	0,09	5,86			
Fo	90,78	90,86					90,93	88,78														
Fa	9,22	9,14					9,07	11,22														
En			90,35	48,21	49,11					90,31	90,21	48,21	48,57									
Fs			8,62	4,10	4,16					8,58	8,70	4,23	4,30									
Wo			1,03	47,69	46,73					1,11	1,09	47,56	47,13									
Classif.			Enst	Diop	Diop					Enst	Enst	Diop	Diop			Parg						

Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Sp = espinélio, Anf = anfíbólio, melt-C = melt cinza, melt-P = melt preto, BR = bolsão de reação (média normalizada de 3 áreas analisadas, área = 270 x 36mm). Números 1 e 2 indicam assembleias mineralógicas primárias e secundárias. Mg# = $[Mg/(Mg+Fe^{2+} \text{ total})] * 100$ onde, Mg e Fe estão em moles para melts, e em proporção de cátions para minerais. Cr# = $[Cr/(Cr+Al)] * 100$ onde, Cr e Al estão em proporção de cátions. Fo = forsterita, Fa = faialita, En = enstatita, Fs = ferrosilita, Wo = wolastonita. Enst = enstatita, Diop = diopsídio, Aug = augita, Parg = pargasita. Cálculo da proporção de cátions para Ol, Opx, Cpx, Sp e Anf baseado sobre 4, 6, 6, 32 and 23 O, respectivamente.

Tabela 3.3: Continuação.

Amostra	Grupo 3											
	4-F1						4-F3					
	Ol-1		Opx-1		Cpx-1		Sp-1		Ol-1	Opx-1	Cpx-1	Sp-1
Posição	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	
n Análises	2	1	4	3	5	2	2	1	1	1	1	
SiO ₂	40,18	39,93	54,68	54,56	51,08	51,55	0,05	38,22	34,35	47,25	0,07	
TiO ₂	0,00	0,00	0,06	0,17	0,50	0,61	0,10	0,00	0,04	1,70	1,58	
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	4,57	4,69	6,02	5,61	59,23	0,02	1,10	9,80	49,34	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,13	0,13	0,28	0,25	4,61	0,01	0,00	0,02	0,51	
MgO	44,66	44,85	30,61	30,55	15,11	15,42	18,63	34,91	26,48	10,68	9,38	
CaO	0,07	0,06	0,77	0,78	21,64	21,53	0,02	0,24	0,43	19,92	0,01	
MnO	0,21	0,15	0,17	0,19	0,11	0,08	0,13	0,46	0,54	0,16	0,20	
FeO	15,28	15,19	9,77	9,62	4,54	4,53	16,51	26,76	32,42	8,80	38,68	
NiO	0,22	0,16	0,07	0,04	0,03	0,05	0,25	0,06	0,02	0,00	0,06	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,46	0,47	0,00	0,00	0,00	1,06	0,00	
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,13	0,02	0,00	
Total	100,65	100,34	100,84	100,74	99,78	100,10	99,52	100,70	95,50	99,41	99,83	
Mg#	83,89	84,03	84,82	84,98	85,56	85,85	66,79	69,92	59,28	68,38	30,18	
Cr#			1,92	1,77	3,03	2,90	4,96		0,00	0,14	0,69	
Fo	83,90	83,99						69,95				
Fa	16,10	16,01						30,05				
En			83,32	83,44	45,40	46,06			55,77	35,57		
Fs			15,17	15,04	7,84	7,72			43,58	16,73		
Wo			1,50	1,53	46,76	46,23			0,65	47,69		
Classif.			Enst	Enst	Diop	Diop			Enst	Diop		

Tabela 3.4: Análises de microsonda eletrônica de minerais representativos dos xenólitos ultramáficos de Estancia Alvarez.

Amostra	Grupo 1a															Grupo 1b												
	7-B2					7-B7					7-B8					7-B1												
	Ol-1		Opx-1		Cpx-1		Sp-1		Ol-1		Opx-1		Cpx-1		Sp-1		Ol-1		Cpx-1		Sp-1		Ol-2		Sp-2			
Posição	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda		
n Análise	2	5	2	4	4	1	1	3	1	1	3	1	3	2	4	3	5	7	5	1	3	2	5	1	3	2	2	1
SiO2	41,51	57,50	57,29	54,10	54,79	0,03	0,00	41,04	41,42	57,93	53,84	0,02	41,02	40,94	56,07	56,05	52,51	53,45	0,04	0,05	40,78	41,10	51,33	49,52	0,06	0,06	40,67	0,46
TiO2	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02	0,00	0,03	0,10	0,04	0,04	0,04	0,04	0,07	0,10	0,06	0,12	0,01	0,00	1,05	2,54	0,68	0,52	0,03	1,87
Al2O3	0,01	2,22	1,94	2,61	1,92	44,04	32,84	0,00	0,01	1,39	2,63	33,72	0,02	0,01	2,57	2,13	3,21	2,64	41,28	38,58	0,02	0,03	5,09	4,75	45,26	43,49	0,02	40,69
Cr2O3	0,01	0,48	0,37	1,03	0,58	25,13	35,81	0,01	0,02	0,26	0,98	35,42	0,00	0,02	0,56	0,33	1,21	0,78	27,94	29,90	0,03	0,07	0,62	0,82	15,72	17,49	0,05	20,67
MgO	50,17	34,82	34,72	17,31	17,75	18,74	16,64	49,45	49,72	35,17	16,92	16,57	50,04	50,20	33,99	34,47	16,61	17,15	18,25	17,45	45,49	45,57	14,96	15,00	16,26	16,12	45,23	16,94
CaO	0,03	0,53	0,54	23,13	23,01	0,03	0,00	0,05	0,04	0,28	23,35	0,00	0,04	0,04	0,83	0,53	22,62	22,44	0,00	0,00	0,09	0,26	22,58	22,94	0,02	0,01	0,23	0,13
MnO	0,13	0,12	0,16	0,04	0,09	0,40	0,59	0,08	0,05	0,17	0,07	0,60	0,07	0,08	0,12	0,09	0,07	0,05	0,32	0,33	0,17	0,22	0,10	0,06	0,23	0,33	0,21	0,29
FeO	8,22	5,43	5,39	1,83	2,17	11,16	13,45	8,49	8,30	5,15	1,65	12,72	8,74	8,79	5,60	5,40	1,97	2,12	11,60	11,23	14,25	14,41	4,35	4,34	21,51	21,98	14,71	22,31
NiO	0,37	0,10	0,08	0,03	0,06	0,28	0,16	0,41	0,38	0,09	0,05	0,19	0,40	0,41	0,07	0,11	0,04	0,09	0,24	0,23	0,25	0,26	0,07	0,00	0,24	0,22	0,24	0,29
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,41	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,45	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,75	0,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,48	0,00	0,00	0,01	0,00
K2O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	100,48	101,24	100,53	100,50	100,75	99,87	99,52	99,58	99,97	100,45	99,97	99,35	100,38	100,53	99,89	99,17	99,06	99,45	99,73	97,89	101,08	101,92	100,65	100,47	99,98	100,26	101,41	103,66
Mg#	91,58	91,96	91,99	94,39	93,59	74,95	68,79	91,21	91,44	92,40	94,82	69,90	91,08	91,05	91,53	91,92	93,77	93,51	73,72	73,46	85,05	84,93	85,96	86,03	57,39	56,65	84,56	57,50
Cr#		12,75	11,26	20,91	16,82	27,67	42,24			11,18	20,07	41,33			12,86	9,35	20,16	16,61	31,22	34,19			7,56	10,37	18,89	21,24		25,41
Fo	91,58							91,21	91,42				91,07	91,07							84,99	84,98						84,57
Fa	8,42							8,79	8,58				8,93	8,93							15,01	15,02						15,43
En		90,88	90,84	49,49	49,92					91,69	48,81				89,93	90,87	48,83	49,72					44,39	44,17				
Fs		8,12	8,15	3,00	3,56					7,79	2,78				8,50	8,12	3,36	3,53					7,42	7,27				
Wo		0,99	1,01	47,51	46,51					0,52	48,41				1,58	1,01	47,80	46,75					48,18	48,57				
Classif.		Enst	Enst	Diop	Diop					Enst	Diop				Enst	Enst	Diop	Diop					Diop	Diop				

Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Sp = espinélio. Números 1 e 2 indicam assembleias mineralógicas primárias e secundárias. Mg# = $[Mg/(Mg+Fe^{2+} \text{ total})] * 100$ onde, Mg and Fe estão em mol para melts, e em proporção de cátions para minerais. Cr# = $[Cr/(Cr+Al)] * 100$ onde, Cr e Al estão em proporção de cátions. Fo = forsterita, Fa = fayalita, En = enstatita, Fs = ferrosilita, Wo = wolastonita. Enst = enstatita, Diop = diopsídio. Cálculo da proporção de cátions para Ol, Opx, Cpx and Sp baseado sobre 4, 6, 6 and 32 de O, respectivamente.

3.1.3.2 Grupo 1b

O xenólito do Grupo 1b é representado pela amostra 7-B1, que apresenta textura protogranular tipo I (Mercier & Nicolas 1975). Esta amostra é um dunito, sem ortopiroxênio e com clinopiroxênio com textura esponjosa (Fig. 3.5f). Texturalmente, a amostra 7-B1 é similar aos xenólitos do Grupo 1 do Cerro del Mojon, com limites de grão em torno de 120°. As composições minerais desta amostra são diferentes em comparação com as outras amostras de Estancia Alvarez (Tabela 3.4).

As Ol-1 têm Mg# de 84,9 a 85 com $Fe_{0,84,7-84,9}Fa_{1,4,9-15}$. O MgO (45,5%) e o NiO (0,25%) são mais baixos, enquanto que FeO (14,3%) é mais alto em comparação com as olivinas do Grupo 1a. Os Cpx-1 são alumínio-cromo diopsídios (Morimoto 1988, Fig. 3.3) com $Wo_{44,2-44,6}En_{44,2-44,4}Fs_{7,3-7,4}$. Os teores de TiO₂ (1,05-2,54%), Al₂O₃ (4,75-5,09%) e FeO (4,34-4,35%) são mais altos que os teores dos clinopiroxênios dos outros grupos, sendo que SiO₂ (49,52-51,33%), Cr₂O₃ (0,62-0,82%) e MgO (14,96-15%) são mais baixos. Os Sp-1 têm baixo Mg# (56.6-57.4) e baixo Cr# (18.9-21.2), comparados com os outros espinélios.

3.1.4 Estimativas de Pressão e Temperatura

Estimativas de pressão e temperatura para as paragêneses minerais dos xenólitos mantélicos estudados são apresentados na Tabela 3.1. Temperaturas e pressões de equilíbrio foram estimadas a partir dos métodos de Brey & Köhler 1990 e Köhler & Brey 1990, respectivamente. Estes métodos utilizam as trocas de moléculas de En entre clinopiroxênio e ortopiroxênios em função da temperatura e difusão de Ca entre clinopiroxênio e olivina em função da pressão. As pressões obtidas são aproximadas em consequência da baixa precisão das análises de Ca em olivinas por microsonda eletrônica. Para as estimativas de pressão foram utilizadas apenas composições de núcleo de minerais.

Amostras de xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon apresentam temperaturas entre 936° a 1078° C, e pressões entre 14 a 19 kbar. As temperaturas (942° e 936° C) e pressões (15 e 14 kbar) mais baixas foram obtidas para as amostras do Grupo 2a e 2b, respectivamente. O Grupo 1 apresenta valores mais elevados de temperaturas (982° to 1078° C) e pressões (16 a 19 kbar). Estes valores mais elevados de pressões podem estar relacionados com desequilíbrio da paragênese, como observado pela formação de bolsões de reação ao redor de espinélio.

As amostras de xenólitos ultramáficos do Grupo 1a de Estancia Alvarez apresentam temperaturas entre 877° e 961° C, e pressões entre 11 e 18 kbar. Estas temperaturas são mais baixas em comparação com os xenólitos do Cerro del Mojon, o que está de acordo com as

observações petrográficas. O valor anômalo de pressão obtido (18 kbar) para uma das amostras pode estar relacionado com desequilíbrio da paragênese, como indicado pelos altos Mg# (93 a 94) observados para os clinopiroxênios destas amostras.

3.1.5 Equilíbrio Químico, Evolução e Comparação da Composição Mineralógica

Dentre os xenólitos ultramáficos estudados, interpretamos como mantélicos apenas aqueles do Grupo 1 e 2 do Cerro del Mojon e Grupo 1a de Estancia Alvarez com base no Mg# da olivina (Mg# >89, Green & Falloon 1998). Os demais xenólitos ultramáficos, Grupo 3 do Cerro del Mojon e Grupo 1b de Estancia Alvarez, são interpretados como crustais ou sofreram algum processo crustal durante sua evolução geológica (*e.g.* diferenciação magmática).

A maior parte das paragêneses primárias dos xenólitos estudados parece estar em equilíbrio, como evidenciado pelo aumento do Mg# de olivina → ortopiroxênio → clinopiroxênio (Green & Falloon 1998). Este equilíbrio pode ser observado também na Figura 3.6, onde está plotado o Mg# da fase mineral mais precoce (olivina) *versus* o Cr# da fase mineral mais tardia da paragênese (espinélio). Nesta figura é possível observar ainda que as amostras interpretadas como mantélicas situam-se dentro da variação de composição de Mg# na olivina e Cr# no espinélio de rochas mantélicas. Evidências de desequilíbrio podem ser observadas nas variações do Mg# da amostra 4-F3 (Mg# de Opx-1 < Cpx-1 < Ol-1, Tabela 3.3), corroborando as interpretações petrográficas. As paragêneses secundárias observadas em amostras dos Grupos 1 e 2b do Cerro del Mojon mostram evidências de desequilíbrio em relação as paragêneses primárias. Este desequilíbrio é ilustrado pelo aumento do Mg# nas olivinas e decréscimo do Mg# nos clinopiroxênios secundários em relação aos primários (Tabelas 3.2, 3.3). Os elevados Mg# (93 a 94) observados nos clinopiroxênios das amostras de Estancia Alvarez parecem refletir desequilíbrio entre estes minerais e o restante da paragênese. Este desequilíbrio poderia explicar alguns resultados anormalmente altos de pressão obtidos nos cálculos discutidos no Item 3.1.4.

Os Mg# dos clinopiroxênios dos xenólitos mantélicos estudados são mais altos para o Grupo 1a de Estancia Alvarez, seguidos respectivamente pelo Grupo 1, Grupo 2a e Grupo 2b do Cerro del Mojon (Fig. 3.7). Esta seqüência de aumento do Mg# é também observada para os ortopiroxênios (Fig. 3.8). Os teores de TiO₂ e Al₂O₃ em piroxênios (Fig. 3.7 e 3.8) são mais altos para os minerais primários do Grupo 2b do Cerro del Mojon, seguidos pelos minerais do Grupo 2a e Grupo 1 do Cerro del Mojon, o que sugere um aumento de temperatura e pressão para as paragêneses primárias nessa ordem. Estes resultados contrastam

com os valores obtidos pelos cálculos de pressão e temperatura apresentados no Item 3.1.4. Os teores de TiO_2 e Al_2O_3 nos piroxênios dos xenólitos de Estancia Alvarez apresentam valores comparativamente mais baixos em relação aos xenólitos do Cerro del Mojon. As discrepâncias nas estimativas de pressões e temperaturas observadas podem estar relacionadas a formação das paragêneses secundárias. Estas paragêneses, observadas em amostras do Grupo 1 (4-B2 e 4-B8) e Grupo 2b (4-C2) do Cerro del Mojon, apresentam teores de TiO_2 e Al_2O_3 nos Cpx-2 secundários muito mais altos em comparação aos Cpx-1 (Tabelas 3.2 e 3.3). Estes valores sugerem também que as reações foram geradas sob condições de pressão e temperatura elevadas. As correlações entre CaO e Al_2O_3 não são bem definidas para os clinopiroxênios e ortopiroxênios estudados (Figs. 3.7 e 3.8).

Na Figura 3.9 os resultados de pressão e temperatura obtidos são comparados com os demais xenólitos mantélicos da Patagônia. A geoterma inferida para os xenólitos mantélicos do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez é similar as geotermas inferidas para os xenólitos de Pali Aike (Stern *et al.* 1999) e Lote 17 (Gorring & Kay 2000). As geotermas de Praguaniyeu (Ntaflos *et al.* 2002) e Cerro del Fraile (Kilian *et al.* 2002) mostram no entanto temperaturas de pelo menos 100° C mais altas em comparação as demais geotermas.

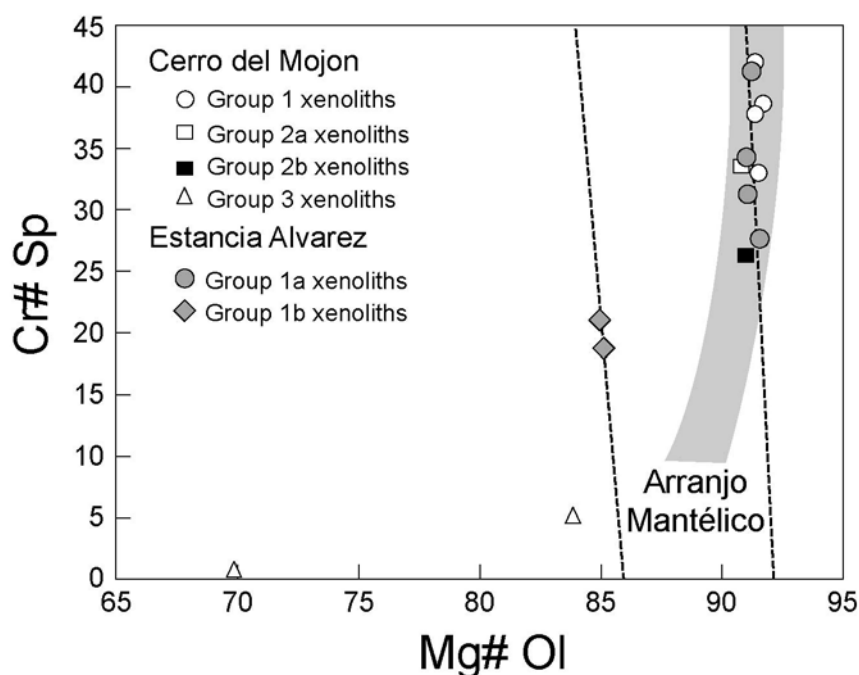


Figura 3.6: Diagrama plotando o Mg# da fase mais precoce e Cr# da fase mais tardia das paragêneses primárias dos xenólitos estudados. Em cinza é mostrada a variação das composições de xenólitos mantélicos (“Arranjo Mantélicos” de Aray 1987).

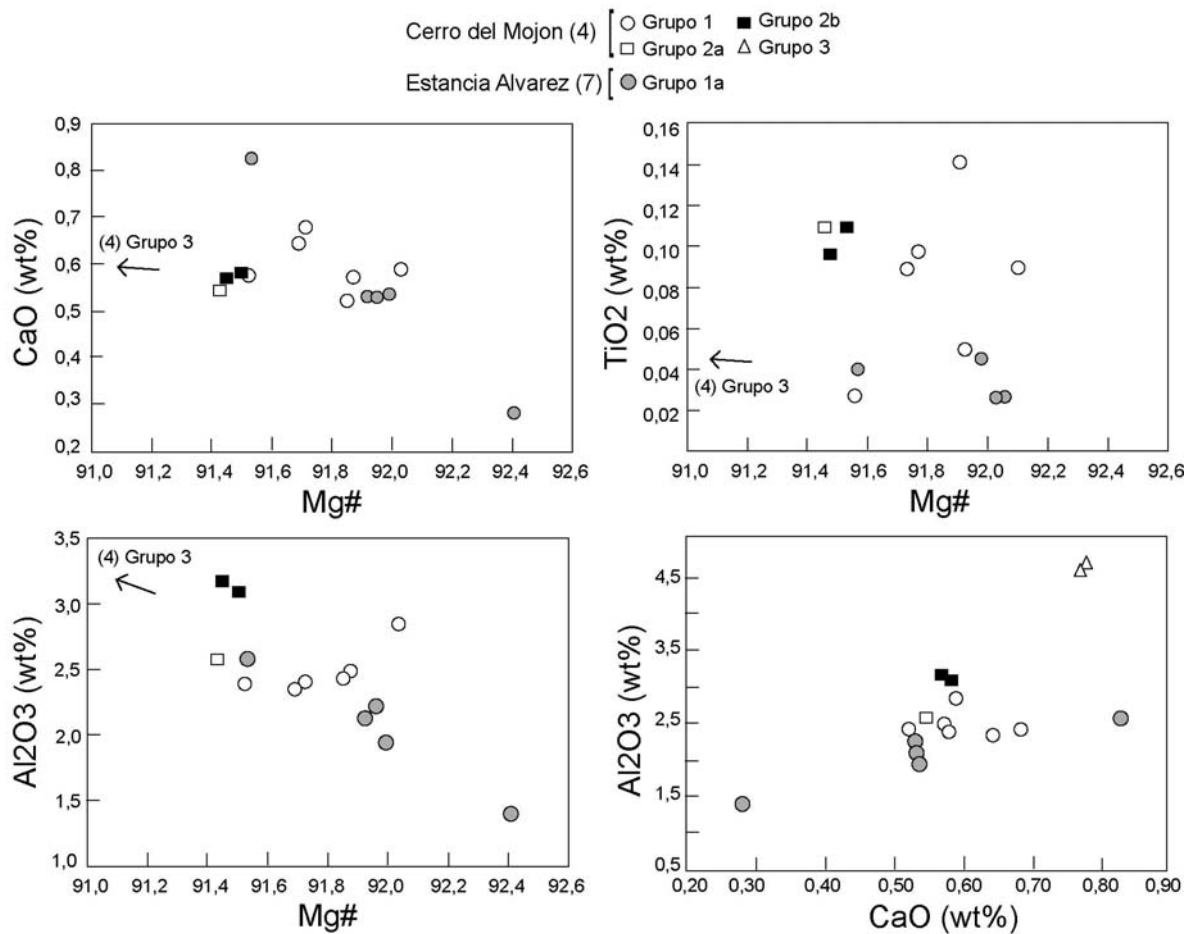


Figura 3.7: Diagramas de variação de ortopiroxênios das amostras de xenólitos estudadas. Valores plotados correspondem a médias de análises, conforme Tabelas 3.2, 3.3, 3.4.

3.2 Geoquímica de Rocha Total

3.2.1 Basaltos Encaixantes

3.2.1.1 Elementos Maiores

As encaixantes das suítes de xenólitos estudadas correspondem a basaltos alcalinos, classificados como basanitos para o Cerro del Mojon e traqui-basaltos para a Estancia Alvarez (Le Maitre *et al.* 1989) (Tabela 3.5). Estes basaltos apresentam Mg# (*cf.* definição Tabela 3.1) entre 62,9 e 58,8, e Na₂O/K₂O entre 1,58 e 1,94.

3.2.1.2 Elementos Traço

Em termos de elementos traço, os basaltos do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez são muito semelhantes aos basaltos da seqüência Pós-platô da Meseta de Somuncura de Kay *et al.* 1993. Eles apresentam um expressivo enriquecimento em ETR leves em relação a ETR

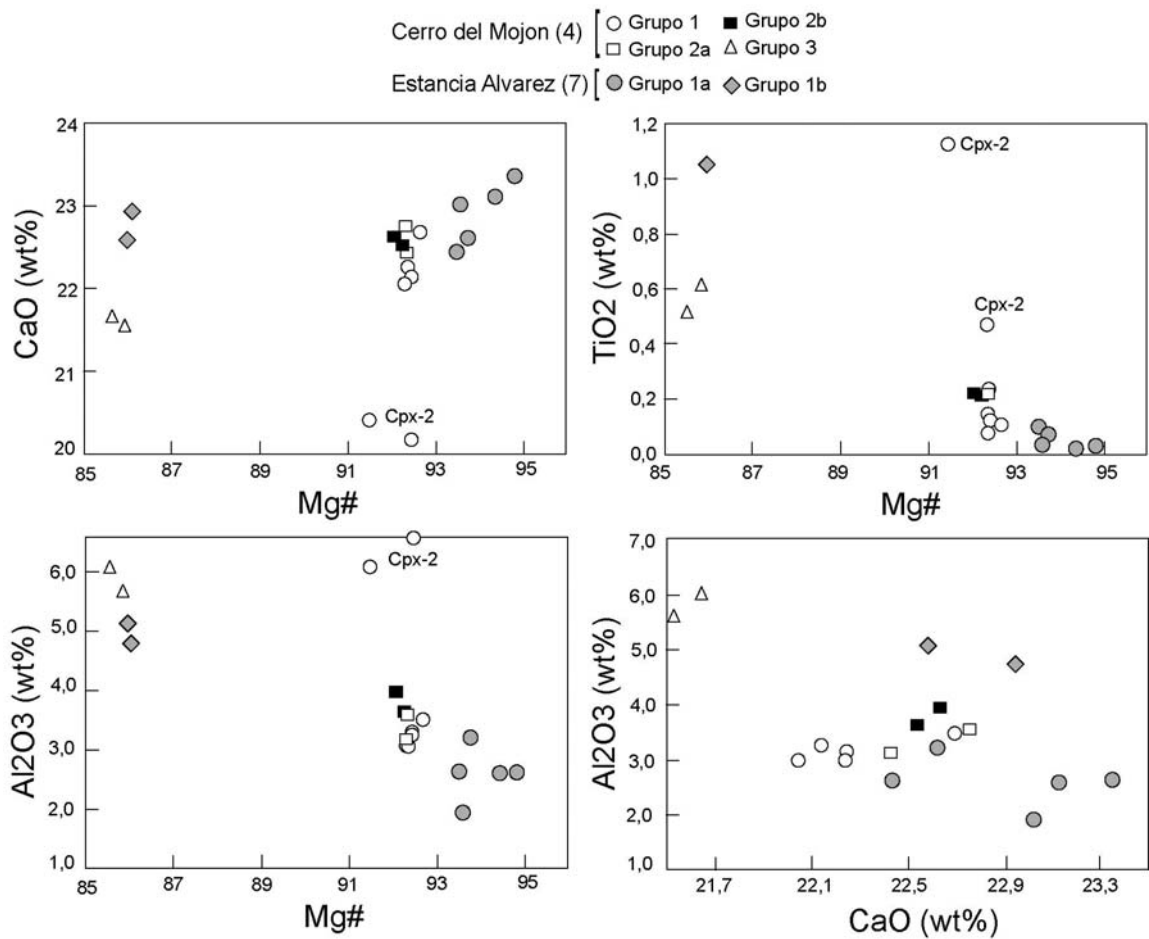


Figura 3.8: Diagramas de variação de clinopiroxênios das amostras de xenólitos estudadas. Valores plotados correspondem a médias de análises, conforme Tabelas 3.2, 3.3, 3.4.

pesados (La_N/Lu_N de 16 a 24) e altos conteúdos de LILE (Ba 355-365x, Th 135-194x, Ta 135-260x) e HFSE (Hf 43-47x, Ti 22-29x, Yb 9-11x) em relação aos condritos (Tabela 3.6, Fig. 3.12). Comparativamente os basaltos apresentam composições similares também a basaltos de ilhas oceânicas (OIB).

3.2.2. Xenólitos Ultramáficos do Cerro del Mojon

3.2.2.1 Elementos Maiores

O Mg# das amostras do Grupo 1 varia de 89,9 a 90,9 para os harzburgitos, e é igual a 86,2 para a amostra de dunito. Para os lherzolitos do Grupo 2 o Mg# varia de 89,9 a 90,7 e para os clinopiroxenitos do Grupo 3 de 63,3 a 84,1. As razões Ca/Al dos harzburgitos do Grupo 1 variam de 0,53 a 0,81. Para o dunito do mesmo Grupo a razão Ca/Al é 0,29. As razões Ca/Al para as amostras do Grupo 2 são mais altas em relação as do Grupo 1, e variam

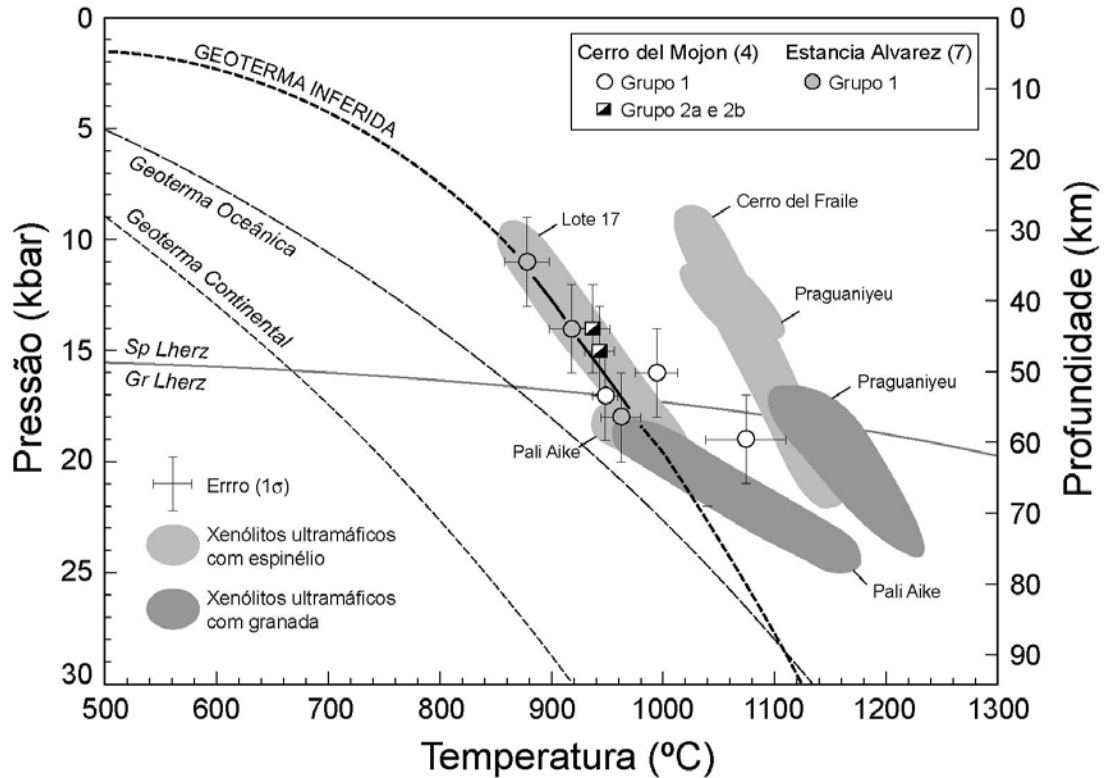


Figura 3.9: Estimativas de pressão e temperatura de equilíbrio das paragéneses minerais dos xenólitos estudados. Temperaturas estimadas segundo método de Brey & Köhler 1990 e pressões Segundo o método de Köhler & Brey 1990. Dados complementares para comparação de Stern *et al.* 1999 (Pali Aike), Gorrington & Kay 2000 (Lote 17), Ntaflos *et al.* 2002 (Praguaniyeu) e Kilian *et al.* 2002 (Cerro del Fraile).

de 0,71 a 1,23. Todas as razões Ca/Al são similares aos valores obtidos para o manto depletado (Palme & Nickel 1995). Os valores mais elevados obtidos para as amostras do Grupo 2 são os que mais se aproximam dos valores esperados para o manto primitivo (Ca/Al = 1,24, Palme & Nickel 1995). Para o Grupo 3 as razões Ca/Al têm uma amplitude de variação maior, de 0,83 a 3,23. Porém, estas amostras parecem ter experimentado processos crustais, conforme baixos Mg# em olivina. No gráfico CaO/Al₂O₃ versus Na₂O/Al₂O₃ (Fig. 3.10) as amostras apresentam um *trend* em direção a composição dos basaltos, com exceção das amostras do Grupo 2 cujo *trend* é em direção ao campo do manto primitivo.

O MgO foi plotado contra os principais óxidos na Figura 3.11, juntamente com a composição estimada para o manto primitivo - PM (McDounough 1990). *Trends* de ligação entre a amostra mais depletada e o manto primitivo foram traçados também. Em uma visão geral, as amostras do Grupo 1 plotam distantes das composições do manto primitivo, enquanto que as amostras do Grupo 2 plotam mais próximas, indicando que os xenólitos do Grupo 1 são mais depletados que os xenólitos do Grupo 2. As amostras do Grupo 1 não apresentam um bom alinhamento em direção ao PM, sendo dispersos e depletados para todos

os óxidos. As amostras do Grupo 2, se aproximam mais das composições do PM e apresentam teores de K_2O , Na_2O , TiO_2 e CaO . As amostras do Grupo 2 plotam fora do *trend* DM-PM traçado, indicando processos metassomáticos e enriquecimento em alguns óxidos. As amostras do Grupo 3 formam um *trend* paralelo de interação com o basalto (Fig. 3.11).

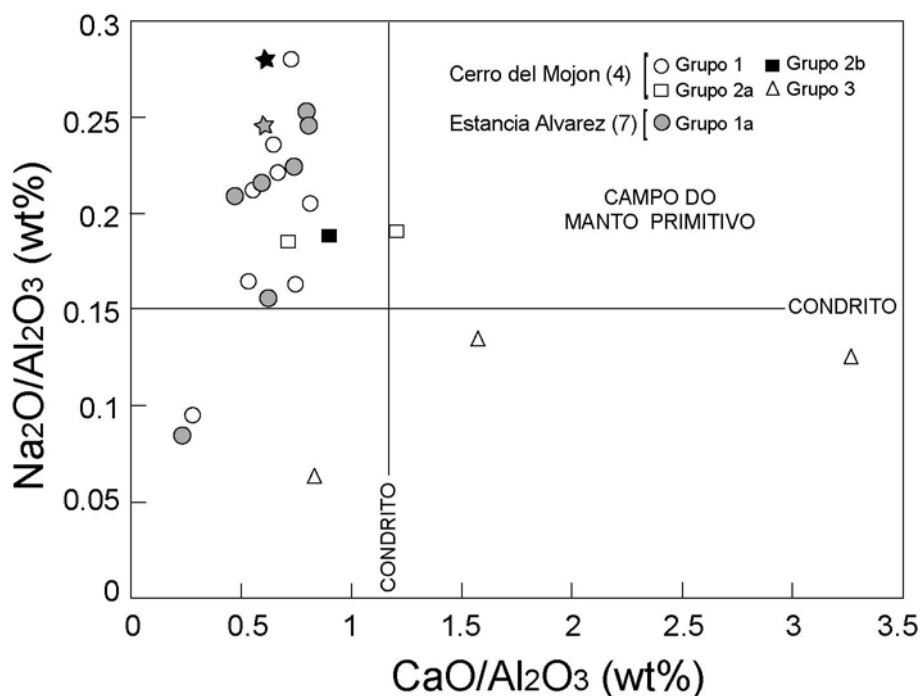


Figura 3.10: Diagrama Na_2O/Al_2O_3 versus CaO/Al_2O_3 segundo McDonough (1990), plotando as amostras de xenólitos ultramáficos estudados e indicando o campo do manto primitivo.

3.2.2.2 Elementos Traço

Todas as amostras do Cerro del Mojon (exceção à amostra do Grupo 3) apresentam fracionamento de ETR pesados em relação a ETR leves e de HFSE em relação a LILE, indicando processos de re-enriquecimento do manto.

As amostras do Grupo 1 têm padrões de ETR na forma de “U” com La_N/Gd_N entre 3 e 3,8 e Ho_N/Lu_N entre 1 e 0,75 (Fig. 3.12a). Estes padrões são caracterizados por pequeno enriquecimento de ETR leves em relação a ETR pesados ($La = 0,6-2x$, $Sm = 0,6-0,9x$ e $Lu = 0,2-0,4x$ os valores condriticos). No diagrama de elementos traço (Fig. 3.12b) os xenólitos do Grupo 1 mostram leve enriquecimento de LILE em relação a HFSE. Para a maioria dos traços os valores são inferiores aos do manto primitivo. No entanto, as amostras 4-B2 e 4-B8 apresentam enriquecimento em B, Rb e K (1 a 7x) e empobrecimento em Ta e Nb em relação aos valores do manto primitivo. Ambos os padrões, de ETR e elementos traço, são característicos de processos de metassomatismo críptico (Menzies & Hawkesworth 1987).

A amostra do Grupo 2a (4-C1) apresenta padrões de ETR e elementos traço muito semelhante aos obtidos para as amostras do Grupo 1, porém com valores para todos os elementos comparativamente mais elevados em relação a condritos e manto primitivo. As anomalias positivas de K e negativa de Th também são observadas para esta amostra. Para a amostra do Grupo 2b (4-C2) os padrões de ETR são diferenciados. Estes se caracterizam por formas convexas em relação a ETR leves ($La_N/Nd_N = 0,76$) e suave decréscimo em relação a ETR pesados ($Nd_N/Lu_N = 3,7$), porém ambos enriquecidos em relação aos condritos (1 a 3,7x) (Fig. 3.12a). Este tipo de padrão de ETR é característico de manto com metassomatismo modal, o que é consistente com a presença de anfibólio nestas amostras. No diagrama de elementos traços (Fig. 3.12b) a amostra 4-C2 apresenta um padrão similar às demais amostras de fracionamento de LILE em relação a HFSE, porém com valores comparativamente mais elevados para estes elementos (3 a 0,3x os valores do manto primitivo). Enriquecimentos das amostras do Grupo 2 relativos às amostras do Grupo 1 são particularmente observados para Ce, Sr, Nd, Sm e HFSE, indicando que estas amostras são menos depletadas. Anomalias positivas de K e Sr podem ser observadas também.

A amostra 4-F3 apresenta padrões de ETR e traços muito similares aos do basalto encaixante (Fig. 1.12a-b), com exceção dos ETR leves e LILE, os quais são significativamente mais depletados, corroborando as informações petrográficas e de elementos maiores que sugerem forte grau de interação entre esta amostra e o basalto encaixante.

3.2.3. Xenólitos Mantélicos de Estancia Alvarez

3.2.3.1 Elementos Maiores

O Mg# das amostras do Grupo 1a de Estancia Alvarez variam de 90,4 a 90,6 para a maioria dos harzburgitos e de 82 a 86,6 para as amostras 7-B5 e 7-B6. Para o dunito do Grupo 1b o Mg# é igual a 84,1. As razões Ca/Al para as amostras do Grupo 1a variam de 0,23 a 0,80 e são características de xenólitos mantélicos depletados (Palme & Nickel 1995). No diagrama CaO/Al_2O_3 versus Na_2O/Al_2O_3 as amostras plotam em um *trend* na direção do basalto encaixante. Este *trend*, e os valores das razões, são similares as amostras do Grupo 1 do Cerro del Mojon.

Em relação aos trends DM-PM traçados na Figura 3.11, as amostras apresentam um bom alinhamento para Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , distribuídos desde composições depletadas até composições próximas ao PM. Para CaO, as amostras com mais baixos teores de MgO posicionam-se abaixo do *trend* DM-PM. Estas anomalias podem ser explicadas pelo

Capítulo 3 - Petrografia, Mineralogia e Geoquímica

baixo conteúdo modal de clinopiroxênio nestas amostras. As amostras com alto MgO apresentam teores para a maioria dos óxidos inferiores aos obtidos para as amostras do Grupo 1 do Cerro del Mojon. No entanto, as amostras 7-B5 e 7-B6 apresentam valores para todos os óxidos mais próximas do manto primitivo, com exceção de CaO; e Al_2O_3 e P_2O_5 para a amostra 7-B5.

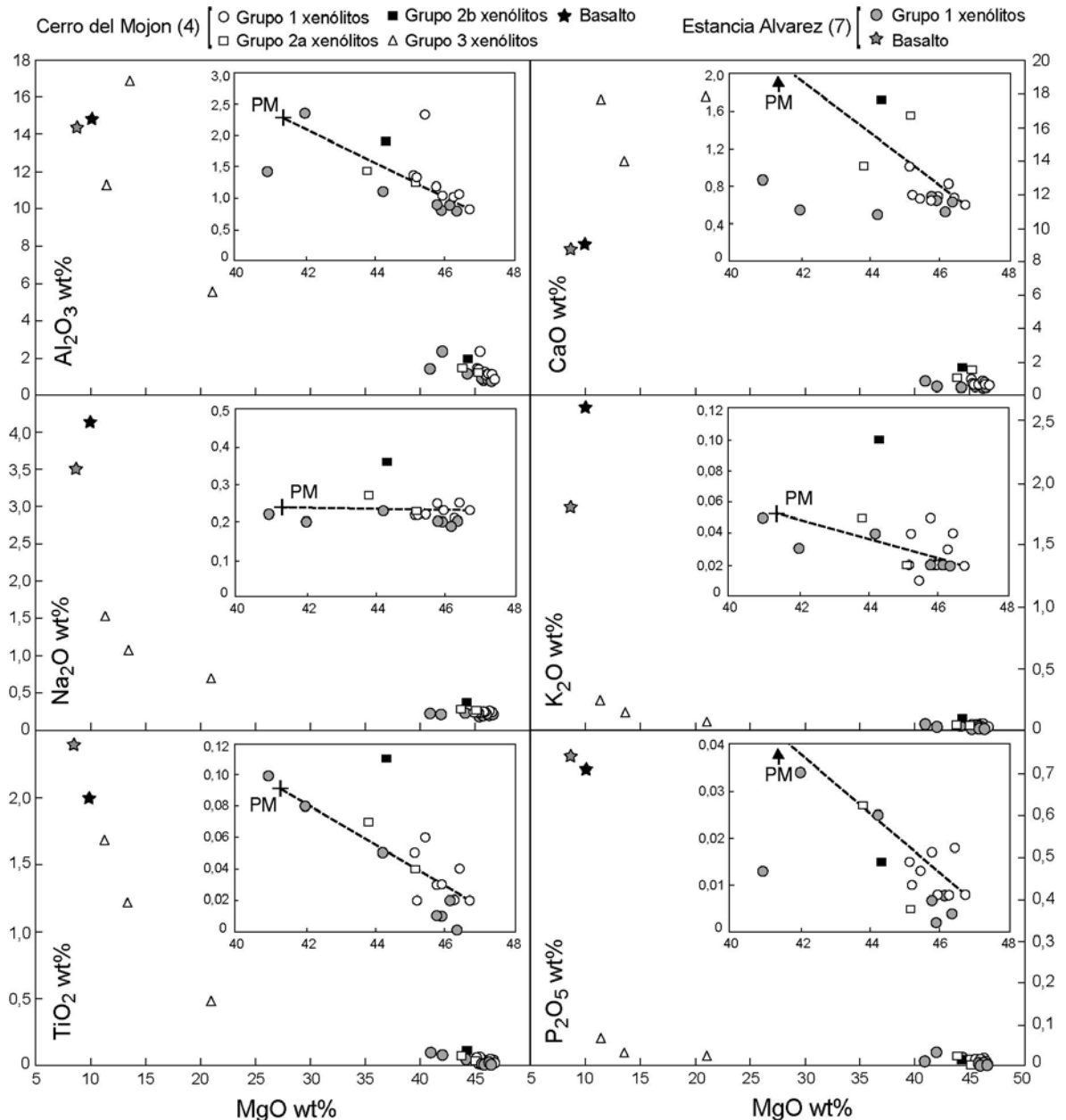


Figura 3.11: Diagramas de variação de elementos maiores para os xenólitos estudados. Retas traçadas correspondem aos *trends* entre o manto primitivo (PM) e a amostra mais depletada.

3.2.3.2 *Elementos Traço*

A maior parte das amostras de xenólitos mantélicos de Estancia Alvarez apresenta fracionamento ETR pesados em relação a ETR leves e de HFSE em relação a LILE, indicando processos de re-enriquecimento do manto.

As amostras do Grupo 1a, com exceção das amostras 7-B5 e 7-B6, apresentem padrões de ETR similares aos das amostras do Grupo 1 do Cerro del Mojon (Fig. 3.12c), caracterizado por formas em “U” com pequeno enriquecimento de ETR leves em relação a ETR pesados ($La = 0,4-0,8x$, $Sm = 0,1-0,2x$ e $Lu = 0,08-0,2x$ os valores condríticos). Estes padrões são fortemente depletados em ETR médios (Fig. 3.12c) em comparação com os do Grupo 1 do Cerro del Mojon. A amostra 7-B6 apresenta um padrão também em “U”, porém com concentrações ligeiramente maiores que as demais amostras. A amostra 7-B5 apresenta um padrão quase retilíneo, com leve fracionamento de ETR leves em relação a pesados ($La_N/Gd_N = 1,6$ e $Gd_N/Lu_N = 1,45$). Estas amostras poderiam corresponder as menos depletadas do Grupo 1a. No diagrama de elementos traço (Fig. 3.12d), as amostras do Grupo 1a apresentam significativo fracionamento de HFSE em relação a LILE. Anomalias positivas significativas de B, Rb e K são observadas para todas as amostras.

A amostra do Grupo 1b analisada apresenta padrão de ETR em “U” similar aos do Grupo 1a, porém com maior enriquecimento de ETR leves. No diagrama de elementos traço (Fig. 3.12d), apresenta padrão similar ao do Grupo 1, porém sem anomalias positivas de K e com leve enriquecimento em Nb e Ta.

3.3 **Discussão**

3.3.1 **Eventos de Fusão e Metassomatismo**

Todos os xenólitos estudados apresentam evidências de processos de fusão parcial acentuada, caracterizada pelo empobrecimento na maioria dos óxidos (especialmente Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e P_2O_5), HFSE e ETR médios e pesados.

Processos metassomáticos são observados e caracterizados pelo enriquecimento em Na_2O , K_2O , Rb, B e ETR leves. Os padrões em “U” de ETR das amostras do Grupo 1 e 2a do Cerro del Mojon e, especialmente do Grupo 1a de Estância Alvarez, são sugestivos de metassomatismo críptico (Menzies & Hawkesworth 1987). Já o padrão convexo para ETR leves e enriquecimento em Sr e Hf (Grupo 2b do Cerro del Mojon) são indicativos de metassomatismo modal, corroborado pela presença de anfibólio na amostra 4-C2. Percolação de fluidos e cristalização de serpentinas nas amostras de Estancia Alvarez

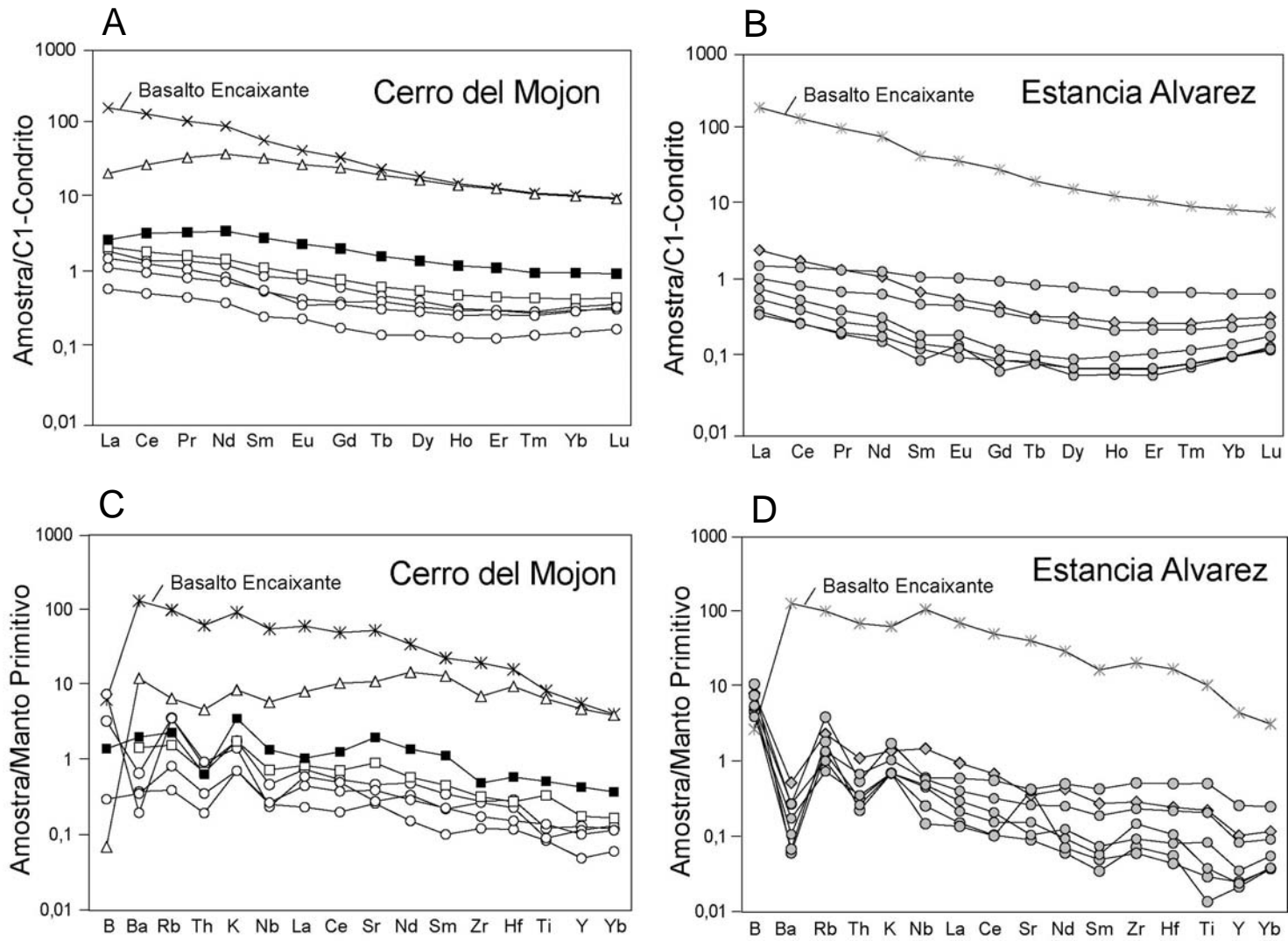


Figura 3.12: Diagramas de ETR e elementos traço normalizados para condritos CI e manto primitivo (McDonough & Sun 1995). Legendas conforme Fig. 3.8.

Tabela 3.5: Análises de elementos maiores (%Peso) dos xenólitos ultramáficos e basaltos encaixantes estudados.

Suíte	PM4 - Xenólitos e basaltos do Cerro del Mojon															PM7 - Xenólitos e basaltos da Estancia Alvarez							
	Grupo 1								Grupo 2a		Grupo 2b	Grupo 3			Encaix.	Grupo 1a					Grupo 1b		Encaix.
	Amostra	4-B1	4-B2	4-B3	4-B4	4-B5	4-B6	4-B8	4-B9	4-B7	4-C1	4-C2	4-F1	4-F2	4-F3	4-A1	7-B2	7-B3	7-B5	7-B6	7-B7	7-B8	7-B1
Rocha	Dun	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Lherz	Lherz	Lherz	Cpxito	Cpxito	Cpxito	Basalto	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Dun	Basalto
SiO ₂	37,92	43,44	42,90	42,84	42,87	42,73	43,89	43,05	43,23	44,41	42,32	46,48	37,63	43,17	44,81	42,35	42,61	40,28	37,27	43,03	42,82	36,95	45,29
Al ₂ O ₃	2,33	1,18	1,06	1,35	1,02	0,82	1,33	1,04	1,25	1,42	1,90	5,44	16,80	11,17	14,76	0,79	0,81	1,41	2,35	0,89	0,88	1,10	14,32
FeO ^a	9,59	6,89	6,39	6,99	6,68	7,03	6,72	7,02	6,12	6,58	7,01	7,08	7,04	6,75	10,57	6,49	6,55	8,70	12,04	6,54	6,63	14,86	10,84
Fe ₂ O ₃	3,69	1,67	2,12	2,30	2,02	1,76	1,77	1,90	2,33	2,27	2,06		8,32	6,23		2,29	2,41	2,89	4,93	2,25	2,08		
MnO	0,06	0,07	0,08	0,08	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,08	0,09	0,10	0,21	0,21	0,17	0,07	0,04	0,11	0,09	0,02	0,08	0,15	0,16
MgO	45,44	45,76	46,41	45,13	46,26	46,72	45,21	45,94	45,16	43,81	44,32	21,06	13,58	11,44	10,06	46,34	45,90	40,96	42,02	45,78	46,15	44,23	8,69
CaO	0,67	0,65	0,68	1,01	0,83	0,60	0,71	0,69	1,55	1,01	1,71	17,81	13,97	17,55	9,01	0,63	0,65	0,87	0,55	0,66	0,53	0,50	8,71
Na ₂ O	0,22	0,25	0,25	0,22	0,21	0,23	0,22	0,23	0,23	0,27	0,36	0,68	1,07	1,50	4,13	0,20	0,20	0,22	0,20	0,20	0,19	0,23	3,52
K ₂ O	0,01	0,05	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,10	0,06	0,14	0,24	2,60	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	1,81
TiO ₂	0,06	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,07	0,11	0,48	1,21	1,68	1,99	0,00	0,01	0,10	0,08	0,01	0,02	0,05	2,40
P ₂ O ₅	0,013	0,017	0,018	0,015	0,008	0,008	0,010	0,008	0,005	0,027	0,015	0,023	0,033	0,063	0,712	0,004	0,002	0,013	0,034	0,007	0,008	0,025	0,743
LOI	-0,60	-0,30	-0,20	-0,40	-0,40	-0,30	-0,30	-0,40	-0,20	-0,20	-0,50	-0,13	-0,40	-0,20	-0,70	0,80	0,80	4,40	0,40	0,60	0,60	0,20	2,30
Total	99,40	99,71	99,79	99,60	99,61	99,71	99,69	99,61	99,80	99,79	99,49	99,09	99,60	99,80	98,11	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,01	98,33	98,78

^a FeO total, quando Fe₂O₃ não está indicado

Dun = dunito, Lherz = lherzolito, Harz = harzburgito, Cpxito = clinopiroxeno, Encaix. = rocha encaixante

Tabela 3.6: Análises de elementos traços (ppm) dos xenólitos ultramáficos e basaltos estudados.

Suíte	PM4 - Xenólitos e basaltos do Cerro del Mojon															PM7 - Xenólitos e basaltos da Estancia Alvarez							
Grupo	Grupo 1								Grupo 2a		Grupo 2b	Grupo 3			Encaix.	Grupo 1a					Grupo 1b		Encaix.
Amostra	4-B1	4-B2	4-B3	4-B4	4-B5	4-B6	4-B8	4-B9	4-B7	4-C1	4-C2	4-F1	4-F2	4-F3	4-A1	7-B2	7-B3	7-B5	7-B6	7-B7	7-B8	7-B1	7-A1
Rocha	Dun	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Lherz	Lherz	Lherz	Cpxite	Cpxito	Cpxito	Basalto	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Harz	Dun	Basalto
V		29,1				23,5	25,7	29,7		34,4	53,7	281		258,1	191,3	23,1	22,9	33,8	17,9	29,7	26,7	19,0	188,8
Cr		2183				2259	2304	2075		2533	1876	1724		256	408	2293	2327	1672	2027	2352	2589	1584	295
Co		106				112	105	102		101	102	55		34	41	107	115	120	102	109	111	160	42
Ni		2009				2047	1938	1868		1707	1710	481		56	210	1992	2140	1851	1122	2040	2072	1539	200
Cu		2,9				3,0	4,1	3,3		2,2	20,5	57		37,4	39,6	2,9	0,6	15,0	12,3	1,4	7,6	9,7	47,7
Zn		41,8				43,9	42,0	40,8		46,3	43,0	34		47,7	88,2	39,7	44,3	81,0	74,9	43,6	41,5	91,3	93,6
Ga		1,14				0,76	1,19	0,93		1,92	1,75	6		13,34	18,38	0,72	0,69	2,72	2,30	0,86	0,95	1,72	19,55
Ge		0,85				0,88	0,91	0,82		0,93	0,92			1,35	1,21	0,83	0,90	0,95	0,64	0,89	0,83	0,96	1,20
Cs		0,09				0,01	0,13	0,02		0,03	0,05			0,14	2,06	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,05	0,56
Ba		4,32				2,47	1,29	2,31		9,48	13,13	<28		79,56	857,13	0,40	0,45	1,81	0,71	1,17	1,82	3,49	854,7
Rb		2,13				0,23	2,12	0,49		0,93	1,37	2		3,90	58,97	0,78	1,11	2,36	0,83	0,45	0,62	1,41	61,47
Sr		9,13				5,13	5,48	7,69		17,83	38,85	79		216,31	1038	1,81	8,15	8,53	5,26	3,11	2,10	7,14	815
Cd		0,02				0,02	0,02	0,02		0,02	0,03			0,23	0,38	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,42
B		1,53					3,50	0,14			0,65			0,03	2,95	5,12	2,24	3,63	2,52	1,88	2,64	3,89	1,28
Y		0,55				0,21	0,49	0,43		0,75	1,82	11		20,10	23,70	0,09	0,11	1,12	0,36	0,10	0,15	0,44	19,36
Sc		9,54				9,89	10,13	9,76		9,56	12,82			42,61	24,12	9,62	10,55	9,80	4,22	10,02	10,29	8,50	19,54
U		0,035				0,022	0,118	0,017		0,030	0,047			0,167	1,853	0,034	0,051	0,020	0,042	0,102	0,020	0,071	1,426
Th		0,065				0,015	0,075	0,028		0,054	0,051	0,6		0,372	4,948	0,026	0,018	0,044	0,056	0,029	0,021	0,091	5,627
Pb		0,591				0,056	0,668	0,114		0,164	0,401	0,7		0,699	6,968	0,149	0,160	0,050	0,144	0,042	0,020	0,279	3,470
Zr		2,93				1,27	2,80	1,83		3,36	5,12	18		73,33	204,3	0,77	0,64	5,52	2,49	1,58	0,99	3,10	221,55
Hf		0,084				0,034	0,066	0,044		0,080	0,169	3,3		2,745	4,605	0,016	0,013	0,149	0,065	0,031	0,024	0,072	5,030
Nb		0,271				0,147	0,137	0,155		0,425	0,787	<1		3,406	32,03	0,151	0,087	0,357	0,343	0,268	0,287	0,875	63,178
Ta		0,155				0,172	0,186	0,133		0,146	0,339			0,344	1,890	0,133	0,132	0,189	0,378	0,197	0,124	0,183	3,647
La		0,481				0,150	0,384	0,289		0,543	0,678			5,204	38,98	0,099	0,090	0,392	0,268	0,142	0,196	0,628	46,441
Ce		0,917				0,338	0,840	0,639		1,212	2,143			17,569	83,34	0,179	0,176	0,960	0,554	0,268	0,359	1,179	86,212
Pr		0,142				0,046	0,110	0,084		0,168	0,342			3,388	10,375	0,020	0,021	0,138	0,072	0,029	0,041	0,139	9,949
Nd		0,618				0,193	0,427	0,370		0,739	1,747			18,589	43,90	0,078	0,091	0,649	0,328	0,122	0,162	0,552	38,117
Gd		0,135				0,039	0,086	0,080		0,173	0,446			5,335	7,320	0,014	0,019	0,211	0,083	0,020	0,027	0,099	6,152
Tb		0,019				0,006	0,016	0,013		0,025	0,064			0,778	0,945	0,003	0,003	0,035	0,012	0,003	0,004	0,013	0,791
Dy		0,112				0,039	0,092	0,080		0,153	0,381			4,541	5,101	0,015	0,019	0,219	0,072	0,019	0,025	0,088	4,270
Ho		0,020				0,008	0,019	0,016		0,030	0,073			0,858	0,909	0,004	0,004	0,044	0,013	0,004	0,006	0,017	0,768
Er		0,054				0,023	0,055	0,048		0,082	0,201			2,265	2,328	0,010	0,012	0,123	0,040	0,012	0,019	0,049	1,955
Tm		0,008				0,004	0,008	0,007		0,012	0,026			0,297	0,306	0,002	0,002	0,019	0,006	0,002	0,003	0,007	0,252
Yb		0,055				0,028	0,060	0,052		0,077	0,171			1,791	1,857	0,017	0,017	0,116	0,043	0,018	0,026	0,054	1,477
Lu		0,009				0,005	0,010	0,009		0,012	0,026			0,253	0,263	0,003	0,004	0,018	0,007	0,003	0,005	0,009	0,210

Dun = dunito, Lherz = lherzolito, Harz = harzburgito, Cpxito = clinopiroxeno, Encaix. = rocha encaixante

podem ser responsáveis por estes enriquecimentos, mascarando a presença ou não de metassomatismo críptico anterior.

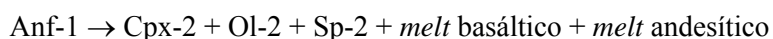
3.3.2 Origem de Reações

Bolsões de reação silicáticos em xenólitos mantélicos podem ser produto da fusão por decompressão de fases minerais hidratadas (especialmente anfibólio e flogopita) ou minerais não hidratados (especialmente ortopiroxênio e clinopiroxênio) durante o transporte até a superfície pelos magmas basálticos (*e.g.* Stosch & Seck 1980, Tracy 1980, Francis 1987). Além disso, a migração de *melts* ricos em voláteis no manto superior, causando alteração metassomática da paragênese primária pode induzir a formação destas reações (*e.g.* Dawson 1984, Ionov *et al.* 1993).

3.2.5.1 Bolsões de Reação ao Redor de Anfibólio

Reações similares às encontradas na amostra 4-C2 (descrita no Item 3.1.2.2) foram encontradas em xenólitos mantélicos ao redor do mundo (*e.g.* Shaw & Klügel, Bali *et al.* 2002). Estas reações podem ser resultado de: i) resíduos de *melts* responsáveis pela formação do anfibólio, ii) fusão do anfibólio induzida por um *melt* ou fluido exótico, iii) resíduo do quebramento do anfibólio e dos minerais adjacentes durante o transporte dos xenólitos até a superfície da Terra (Shaw & Klügel 2002).

Nenhuma evidência de inclusões e zonação nos anfibólios foi observada. Apesar de necessitarem mais estudos (*e.g.* balanços de massa, análises composicionais), as evidências petrográficas e de química mineral sugerem que estas reações tenham sido geradas por rápida decompressão e fusão do anfibólio e minerais ao redor destes. Os produtos dessa reação (*i.e.* composição da paragênese secundária) são, grosseiramente, compatíveis e similares àquelas obtidas por Shaw & Klügel 2002. A reação observada é:



3.2.5.2 Bolsões de Reação ao Redor de Espinélio

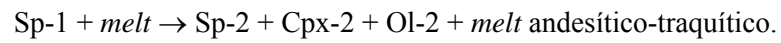
A reação observada ao redor dos cristais de Sp-1 nas amostras 4-B2 e 4-B8 (descritas no Item 3.1.2.1) são aparentemente resultados da desestabilização do espinélio conforme a seguinte reação observada no sistema CMAS (Green & Falloon 1998):



Esta reação é compatível com as observações petrográficas de desestabilização do espinélio e formação de olivina mais magnesiana e composições similares a plagioclásios.

Capítulo 3 - Petrografia, Mineralogia e Geoquímica

Esta reação parece ter ocorrido por interação com fluidos sob altas pressões seguida por descompressão, como evidenciado pelas altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na rocha total (Capítulo 4) e altas pressões em que a paragênese secundária foi gerada. A reação observada é:



Capítulo 4

ISÓTOPOS DE Sr e O

4. Isótopos de Sr e O

4.1 Fundamentos

4.1.1 Rb-Sr

O método Rb-Sr baseia-se no decaimento do isótopo radioativo ^{87}Rb para o radiogênico ^{87}Sr , cuja constante de desintegração é de $1,42 \times 10^{-11}$ anos (Steiger & Jager 1977). Desta forma pode-se estabelecer a seguinte relação:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{medido}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}} + [(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \times (e^{\lambda t} - 1)]$$

onde, (t) corresponde ao tempo decorrido e (λ) à constante de desintegração do ^{87}Rb .

Assim, em um sistema químico qualquer, a abundância do ^{87}Sr é determinada por quatro parâmetros: a) composição de ^{87}Sr inicial; b) quantidade de ^{87}Rb no sistema; c) constante de decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr ; d) tempo decorrido desde o tempo inicial. Portanto, a composição isotópica de Sr de uma amostra cuja história seja ou não conhecida deve ser o resultado da sua composição isotópica inicial e do tempo de residência da amostra em determinado reservatório. Uma vez que o Rb é altamente incompatível e o Sr moderadamente incompatível em relação ao manto terrestre, a razão Rb/Sr atual nos dará informações a respeito do fracionamento de elementos mais e menos incompatíveis no sistema. Logo, altas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostram, indiretamente, que o Rb esteve mais enriquecido na rocha no momento do fechamento do sistema. Estas informações são, sobretudo, importantes na determinação das fontes ou origens das rochas.

Atualmente, o manto terrestre é visto como heterogêneo em todas as escalas. Em grande escala, o manto parece ser consistente com uma série de reservatórios que tem histórias complexas (*cf.* Capítulo 1). Em xenólitos ultramáficos provenientes do manto litosférico subcontinental, a homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr é garantida por difusão entre os minerais, uma vez que estes estão sob altas temperaturas, acima de 850 °C.

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

Esta homogeneização pode levar milhares a milhões de anos para ser atingida, dependendo da temperatura local (Hofmann & Hart 1978). O fechamento do sistema Rb-Sr em rocha total ocorre, normalmente, a temperaturas da ordem de $750^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ (Dodson 1973), e portanto inferiores as temperaturas observadas para o manto litosférico subcontinental (850° a 1200°C). Contudo, pode-se assumir que o manto litosférico subcontinental é um sistema termodinamicamente fechado, devido ao seu tamanho, e tende a homogeneização isotópica devida a sua temperatura, desde que não haja processos de fusão parcial em grande escala, percolação de fluidos de composições variadas ou interação com reservatórios adjacentes.

Em xenólitos ultramáficos ou rochas derivadas do manto (*e.g.* basaltos tipo MORB, OIB e rochas alcalinas) os isótopos Rb-Sr nos fornecem informações relativas ao enriquecimento e empobrecimento de elementos altamente incompatíveis (Rb) e moderadamente incompatíveis (Sr). Dessa forma, é possível identificar composições mantélicas férteis, *i.e.* ricas em HFSE e ETR pesados, relacionadas a mantos mais primitivos que não sofreram importantes processos de fusão parcial (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altas); e depletadas, *i.e.* pobres em HFSE e ETR pesados, as quais são resíduos de processos de fusão parcial (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas). Hart & Zindler (1989) demonstram ainda que os isótopos de Rb-Sr, especialmente quando combinados com outros sistemas isotópicos como Sm-Nd, Lu-Hf, Pb-Pb, O, etc., são ferramentas poderosas na identificação de fontes de modificação da composição original do manto, *i.e.* metassomatismo (*cf.* Capítulo 1). Assim, a introdução de componentes ou contaminantes no manto (*e.g.* sedimentos marinhos, crosta oceânica, etc.) será refletida na composição isotópica de Rb-Sr na rocha, seja no resíduo (xenólito) ou no produto (basalto) da fusão parcial do manto. No caso de xenólitos mantélicos, onde os eventos metassomáticos gerarem novas mineralogias (*e.g.* flogopita e anfibólio), será possível ainda estimar idades de metassomatismo utilizando regressão através de diagramas isocrônicos na paragênese secundária (metassomática).

Rochas mantélicas ou derivados do manto de idade fanerozóica têm sido amplamente estudadas pelo método Rb-Sr. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam, em geral, de 0,7025 (manto depletado) a 0,7045 (manto fértil). Valores mais altos que estes têm sido tradicionalmente atribuídos à introdução de componentes contaminantes no manto, sejam derivados da placa oceânica ou continental (*cf.* Capítulo 1). A Tabela 4.1 apresenta as variações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para os diferentes reservatórios mantélicos comumente referidos na bibliografia.

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

Tabela 4.1: Variações das composições isotópicas de Sr e oxigênio para os principais reservatórios e componentes mantélicos terrestres (Dados de Zindler & Hart 1989).

	MORB	DM	PM-BSE	EM 1	EM 2	HIMU	BC
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7023	0,7023	0,7045	0,7040	0,7069	0,7025	0,7035
	0,7032	0,7032		0,7060	0,7236	0,7035	0,7139
Rb/Sr	Baixa	Baixa		Baixa	Alta	Baixa	
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	5,7 a 5,8	5,7 a 5,8	5,6 a 5,7		10 a 20		5 a 7

MORB - Basaltos de cordilheira meso-oceânica (*Mid Ocean Ridge Basalts*)

DM - Manto depletado (*Depleted Mantle*)

PM - Manto primitivo (*Primitive Mantle*) / BSE - Total de Silicatos na Terra (*Bulk Silicate Earth*)

EM 1 e EM 2 - Mantos enriquecidos (*Enriched Mantle*)

HIMU - Manto alto μ de Pb (*High- μ*)

BC - Basaltos continentais

4.1.2. Oxigênio

O oxigênio é um elemento composto de isótopos estáveis, *i.e.* não apresentam decaimento radioativo, que faz parte da quase totalidade dos materiais terrestres. A origem e condição de formação de minerais e rochas pode ser inferida através da composição isotópica de oxigênio em silicatos, óxidos, carbonatos ou rochas portadoras de SiO_2 ou CO_2 . Estes materiais registrarão uma relação entre os isótopos de oxigênio ^{16}O e ^{18}O que refletirá a temperatura final de equilíbrio do oxigênio no sistema. Esta relação fornece uma razão de oxigênio específica ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) para cada rocha ou mineral. A composição isotópica de oxigênio é expressa através de diferenças em partes por mil (‰) relativa a composição atual da água do oceano, SMOW (*Standard Modern Ocean Water*):

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}} \right] / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}} \times 10^3$$

Assim, valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ refletirão enriquecimento na amostra de ^{18}O em relação ao SMOW. Rochas silicáticas em geral apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +5 e +15. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de rochas ígneas tendem a aumentar com a concentração de SiO_2 . Rochas ultrabásicas, portanto, apresentam os mais baixos valores na natureza. O $\delta^{18}\text{O}$ em sistemas silicáticos depende, além da temperatura, da quantidade de oxigênio presente no magma, dos efeitos de cristalização fracionada, mistura e contaminação, re-equilíbrio da temperatura sub-solidus e da interação com soluções aquosas (Rosenbaun *et al.* 1994).

Rochas mantélicas ou derivadas do manto têm sido estudadas com base em isótopos de oxigênio em diferentes ambientes geotectônicos (*e.g.* Fourcade *et al.* 1994, Ionov *et al.* 1994, Matthey *et al.* 1994, Dobosi *et al.* 1998, Eiler *et al.* 2000, Skelton & Valley 2000, Früh-Green *et al.* 2001, Widon & Farquhar 2003). Os dados em xenólitos mantélicos sugerem um pequeno range de $\delta^{18}\text{O}$, com valores entre $+5,5 \pm 0,4$ ‰ para rocha total, $+5,18 \pm 0,3$ ‰ para olivinas, e variação máxima de 0,3 ‰ para granadas e piroxênios em relação as olivinas

(Mattey *et al.* 1994). As discrepâncias destes valores têm sido interpretadas como desequilíbrio intermineralógico, zonação mineral, interação metassomática ou mesmo participação de material crustal durante subducção (Rosenbaun *et al.* 1994, Eiler 2001). A Tabela 4.1 apresenta as variações de $\delta^{18}\text{O}$ obtidas para os diferentes reservatórios mantélicos (*cf.* Capítulo 1) comumente referidos na bibliografia.

4.2 Resultados

4.2.1 Rb-Sr

Foram realizadas 56 análises Rb-Sr em rocha total e minerais (Tabela 4.2). As análises em rocha total incluem xenólitos mantélicos, bolsões de reação com *melts* e basaltos encaixantes. Os minerais analisados foram clinopiroxênios, ortopiroxênios, olivinas e anfibólios, separados dos xenólitos mantélicos conforme metodologia descrita no Cap. 2.

4.2.1.1 Cerro del Mojon

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas e corrigidas para a presença do *spike* para os xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon variam de 0,70284 a 0,71258. Esta variação é considerada muito grande e os valores muito elevados para rochas mantélicas e basaltos derivados do manto de idade fanerozóica. Hart & Zindler (1989) sugerem valores da ordem de 0,7025 a 0,7045 para basaltos tipicamente mantélicos (Tabela 4.1). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para o basalto encaixante (amostras 4-A1 e 4-B4b) variam de 0,70407 a 0,70418, e são mais condizentes com os valores propostos para basaltos mantélicos (Tabela 4.1).

Grupo 1: Xenólitos Mantélicos Anidros Depletados

A maior parte das amostras do Grupo 1 (exceto 4-B2 e 4-B8, discutidas abaixo) apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70284 e 0,70519. As análises de rocha total apresentaram em geral os valores mais elevados de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas quando comparadas com os valores obtidos para os minerais separados da mesma rocha (Fig. 4.1). As razões Rb/Sr de rocha total variam de 0,0303 a 0,0988 e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0,08817 a 0,28747.

Para as amostras 4-B2 e 4-B8, caracterizadas como mantélicas com base no Mg# da olivina (*cf.* Capítulo 3), foram obtidas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anormalmente altas em rocha total (0,70957 a 0,71258). No entanto, os valores obtidos em minerais separados estão próximos

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

Tabela 4.2: Resultados isotópicos Rb-Sr e O obtidos para os xenólitos ultramáficos e basaltos estudados.

Amostra	Tipo Análise	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE %	$\delta^{18}\text{O}$	SD (2s)
Xenólitos Ultramáficos - Cerro del Mojon										
<i>Grupo 1</i>										
4-B1	RT	0,07	1,77	0,5646	0,0395	0,114909	0,704509	0,0014		
4-B2	RT	1,29	3,54	0,2823	0,3628	1,056157	0,709571	0,0016	6,779	0,028
4-B3	RT	0,34	5,47	0,1828	0,0613	0,178484	0,704289	0,0019		
4-B4	RT	0,08	2,79	0,3579	0,0303	0,088172	0,704433	0,0043		
4-B5	RT	0,34	3,48	0,2873	0,0988	0,287474	0,704474	0,0022		
4-B6	RT	0,09	1,84	0,5446	0,0501	0,145648	0,704314	0,0057		
4-B7	RT	0,21	5,03	0,1989	0,0420	0,122334	0,704056	0,0018		
4-B8	RT	1,29	2,26	0,4417	0,5702	1,660476	0,712585	0,0017	5,573	0,025
4-B9	RT	0,25	3,05	0,3278	0,0821	0,239011	0,705060	0,0024		
4-B1	Cpx	0,10	126,04	0,0079	0,0008	0,002419	0,703732	0,0014		
4-B2	Cpx	0,15	228,70	0,0044	0,0006	0,001871	0,703538	0,0020	5,332	0,031
4-B3	Cpx	0,29	201,93	0,0050	0,0014	0,004175	0,703550	0,0016		
4-B4	Cpx	0,11	221,33	0,0045	0,0005	0,001505	0,702839	0,0020		
4-B6	Cpx	0,10	140,37	0,0071	0,0007	0,002055	0,703001	0,0023		
4-B8	Cpx	0,07	171,90	0,0058	0,0004	0,001108	0,703517	0,0013		
4-B9	Cpx	0,13	142,72	0,0070	0,0009	0,002723	0,703497	0,0015		
4-B2	Opx	0,30	2,03	0,4917	0,1475	0,429350	0,706823	0,0015	5,670	0,021
4-B6	Opx	0,15	2,08	0,4799	0,0708	0,206006	0,705194	0,0014		
4-B8	Opx	0,07	0,91	1,1006	0,0795	0,231433	0,705026	0,0022	5,152	0,033
4-B9	Opx	0,16	3,14	0,3184	0,0508	0,147810	0,704791	0,0013		
4-B2	Ol	0,08	0,78	1,2884	0,1026	0,298646	0,705583	0,0016	5,482	0,043
4-B8	Ol								3,214	0,019
<i>Grupo 2a</i>										
4-C1	RT	0,47	6,86	0,1458	0,0684	0,199173	0,704546	0,0015		
4-C1	Cpx	0,47	185,01	0,0054	0,0025	0,007376	0,704296	0,0016		
4-C1	Opx	0,58	2,80	0,3566	0,2076	0,604119	0,704582	0,0014		
<i>Grupo 2b</i>										
4-C2	RT	0,85	20,38	0,0491	0,0419	0,121855	0,703676	0,0016	6,167	0,058
4-C2	Cpx	0,34	168,12	0,0059	0,0020	0,005927	0,703156	0,0015	5,653	0,027
4-C2	Opx	0,79	3,93	0,2547	0,2008	0,584184	0,703749	0,0013		
4-C2	Ol	0,14	1,46	0,6871	0,0972	0,282791	0,704072	0,0013	4,997	0,047
4-C2	Anf	7,37	461,75	0,0022	0,0160	0,046431	0,703433	0,0013		
4-C2	"Melt"	4,76	559,26	0,0018	0,0085	0,024747	0,703180	0,0013		
<i>Grupo 3</i>										
4-F1	RT	0,01	42,86	0,0233	0,0002	0,000663	0,704828	0,0014		
4-F2	RT	0,05	79,36	0,0126	0,0006	0,001821	0,705470	0,0013		
4-F3	RT	0,04	151,67	0,0066	0,0003	0,000771	0,704800	0,0015	6,707	0,026
4-F3	Cpx	0,13	92,56	0,0108	0,0014	0,003973	0,704815	0,0017	4,585	0,011

dos valores das demais amostras do mesmo grupo, o que sugere que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anômalas sejam decorrência da presença de bolsões de reação com *melts* ao redor de espinélio, encontradas nessas amostras e descritas no Capítulo 3. As razões Rb/Sr e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total das amostras 4-B2 e 4-B8 (0,3628 a 0,5702 e 1,05616 a 1,66048, respectivamente) são mais altas quando comparadas com as razões das outras amostras do mesmo grupo.

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

Tabela 4.2: Continuação.

Amostra	Tipo Análise	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/Sr	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	SE %	δ ¹⁸ O	SD (2s)
Xenólitos Ultramáficos - Estancia Alvarez										
<i>Grupo 1a</i>										
7-B2	RT	0,33	0,17	5,8383	1,9294	5,631409	0,729760	0,0030		
7-B3	RT	0,44	0,24	4,0895	1,8072	5,253505	0,729929	0,0163	6,046	0,068
7-B5	RT	0,71	2,07	0,4838	0,3412	0,992836	0,705614	0,0037		
7-B6	RT	1,16	1,91	0,5222	0,6032	1,756095	0,708750	0,0039		
7-B7	RT	0,12	0,52	1,9308	0,2336	0,679995	0,705238	0,0192	3,346	0,068
7-B8	RT	0,27	0,44	2,2846	0,6142	1,787792	0,705856	0,0247		
7-B2	Cpx	0,37	2,44	0,4102	0,1508	0,439099	0,707257	0,0029		
7-B3	Cpx	0,40	7,95	0,1258	0,0509	0,148237	0,706282	0,0014		
7-B4	Cpx	0,12	164,94	0,0061	0,0007	0,002146	0,702905	0,0021		
7-B6	Cpx	2,60	113,19	0,0088	0,0230	0,066877	0,704558	0,0013		
7-B7	Cpx	0,20	5,95	0,1681	0,0331	0,096251	0,705303	0,0069		
7-B8	Cpx	0,42	10,87	0,0920	0,0383	0,111360	0,704246	0,0059		
7-B3	Opx	0,28	0,36	2,8108	0,7820	2,276968	0,708937	0,0012	6,313	0,015
7-B7	Opx	0,13	0,28	3,5357	0,4621	1,345887	0,710504	0,0015		
7-B3	Oli	0,03	0,11	9,3440	0,2338	0,681383	0,713078	0,0025	7,884	0,041
7-B7	Oli	0,02	0,07	14,2082	0,2371	0,691378	0,714912	0,0061	7,711	0,069
<i>Grupo 1b</i>										
7-B1	RT	0,88	0,61	1,6434	1,4512	4,227088	0,713328	0,0013		
Basaltos Encaixantes e Alteração Supergênica										
4-A1	RT	12,92	843,69	0,0012	0,0153	0,044543	0,704180	0,0020		
4-B4b	RT	12,98	954,68	0,0010	0,0136	0,039574	0,704075	0,0019		
7-A1	RT	13,38	738,04	0,0014	0,0181	0,052751	0,704100	0,0019		
7-A2	RT	17,76	893,27	0,0011	0,0199	0,057854	0,704167	0,0021		
Alteração	RT	4,61	102,18	0,0098	0,0451	0,131332	0,705009	0,0023		

Dentre rocha total e minerais separados, os clinopiroxênios apresentam os valores mais baixos de razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, entre 0,70284 e 0,70373, com teores de Rb entre 0,07 e 0,27 ppm e Sr entre 126 e 228 ppm. As razões Rb/Sr e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr nos clinopiroxênios variam de 0,0004 a 0,0014 e 0,00111 a 0,00417, respectivamente. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtidas para os ortopiroxênios (0,70480-0,70682) são as que mais se aproximam das razões de rocha total, sendo em algumas amostras comparativamente mais altas (Fig. 4.1). Os teores de Rb para estes minerais variam de 0,07 a 0,30 ppm e Sr de 0,91 a 3,14 ppm, com razões Rb/Sr entre 0,0508 a 0,1475 e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr entre 0,23143 a 0,42935. A razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtida para olivinas da amostra 4-B2 foi de 0,70558, com teor de Rb de 0,08 ppm e Sr de 0,78 ppm. As razões Rb/Sr e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr para estas olivinas são de 0,1026 e 0,29865, respectivamente.

Grupo 2: Xenólitos Mantélicos Moderadamente Depletados

Duas amostras do Grupo 2 foram analisadas, sendo uma do Grupo 2a (4-C1), que corresponde a um lherzolito anidro, e uma do Grupo 2b (4-C2), que corresponde a um lherzolito hidratado (*cf.* Capítulo 3).

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para rocha total, clinopiroxênio e ortopiroxênio da amostra 4-C1 foram muito semelhantes (Fig. 4.1), e variam de 0,70430 a 0,70455. As razões Rb/Sr e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ aumentam progressivamente do clinopiroxênio para ortopiroxênio (Cpx < RT < Opx), variando de 0,0025 a 0,2076 e 0,00738 a 0,60412, respectivamente.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para a amostra 4-C2 variam de 0,70318 a 0,70407, estando entre as mais baixas obtidas em comparação com os outros xenólitos estudados. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentam com a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, exceto para o ortopiroxênio. As razões Rb/Sr foram de 0,0020 para o clinopiroxênio, 0,0419 para a rocha total, 0,0972 para a olivina e 0,2008 para o ortopiroxênio. Para a amostra 4-C2 foram analisados ainda anfibólios e bolsões de reação ao redor de anfibólios, caracterizados pela formação de Ol-2+Cpx-2+Sp-2+melt (cf. Capítulo 3). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas ficaram próximas das razões da rocha total (0,70343 e 0,70318). Os teores de Rb e Sr no anfibólio e bolsões de reação foram relativamente altos (Rb entre 7,37 e 4,76 ppm e Sr entre 461 e 559 ppm, respectivamente), o que confere razões Rb/Sr de 0,0160 e 0,0085 para os anfibólios e bolsões de reação, respectivamente.

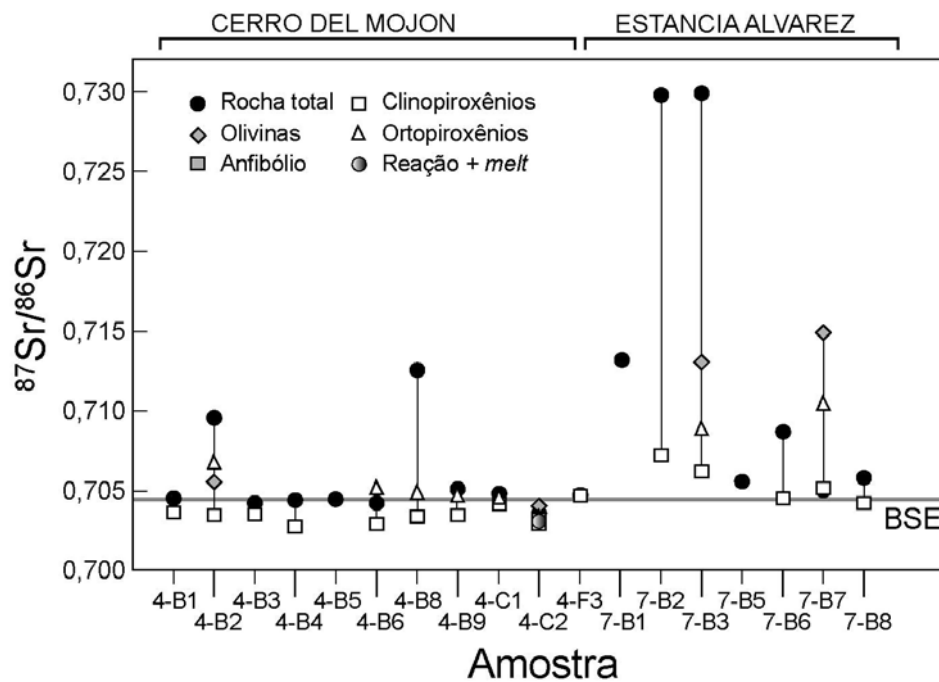


Figura 4.1: Variação das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre rocha total e minerais nos xenólitos ultramáficos estudados. Linha cinza horizontal indica a composição do BSE (*Bulk Silicate Earth*).

Grupo 3: Xenólitos Clinopiroxeníticos Anidros

As amostras desse grupo apresentam intenso processo de interação com a rocha encaixante (especialmente as amostras 4-F2 e 4-F3, cf. Capítulo 3). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

obtidas para rocha total e um clinopiroxênio separado da amostra 4-F3 foram muito similares (0,70480 a 0,70483). Para a amostra 4-F2, no entanto a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi de 0,70547. As razões Rb/Sr e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,0002 a 0,0014 e 0,00077 a 0,00397, respectivamente. O teor de Sr do clinopiroxênio da amostra 4-F3 foi significativamente inferior aos demais clinopiroxênios (92,6 ppm).

4.2.1.2 Estancia Alvarez

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas e corrigidas para a presença do *spike* para os xenólitos mantélicos de Estancia Alvarez variam em um amplo range de 0,70290 a 0,72993. Estas razões isotópicas são consideradas, da mesma forma que para o Cerro del Mojon, muito amplas e altas para rochas mantélicas ou basaltos derivados do manto de idade fanerozóica (Hart & Zindler 1989). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para o basalto encaixante (amostras 7-A1 e 7-A2) variam entre 0,70410 a 0,70416, sendo semelhantes aos resultados obtidos para o basalto do Cerro del Mojon.

Grupo 1a: Xenólitos Mantélicos Harzburgíticos Venulados

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em rocha total variam de 0,70524 a 0,72993, e foram significativamente mais altas que os valores obtidos nos minerais separados (exceto amostra 7-B7) (Fig. 4.1). As razões Rb/Sr e $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ em rocha total destas amostras foram significativamente mais altas do que todas as outras amostras estudadas (0,2336 a 1,9294 e 0,67999 a 5,63141), sendo que as amostras que apresentam mais altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são as que possuem mais altas razões Rb/Sr (Tabela 4.2).

As olivinas, quando analisadas, forneceram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inferiores as rochas totais, porém comparativamente mais altas que os demais minerais analisados (0,71308-0,71491). Os teores de Rb e Sr das olivinas dos xenólitos de Estancia Alvarez são comparativamente mais baixos que os das olivinas do Cerro del Mojon, porém as razões Rb/Sr e $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ são mais altas (Tabela 4.2). Os clinopiroxênios apresentam os valores mais baixos de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4.1), entre 0,70290 e 0,70726. Os teores de Rb e Sr nos clinopiroxênios apresentam valores anormalmente baixos, comparados com os demais piroxênios dos xenólitos do Cerro del Mojon (0,20-0,42 ppm Rb e 2,44-10,87 ppm Sr), exceto para as amostras 7-B4 e 7-B6 cujos valores se aproximam dos demais clinopiroxênios estudados. Nestas amostras as razões Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são comparativamente mais baixas que os demais clinopiroxênios (Tabela 4.2). O *trend* de aumento na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observado nas análises de rocha total é acompanhado pelas análises em clinopiroxênios (Fig. 4.1).

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

Análises realizadas em dois ortopiroxênios apresentaram valores intermediários entre clinopiroxênio e olivina de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70894 e 0,71050), com Rb/Sr entre 0,4621 a 0,7820 e $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ entre 1,34589 e 2,27697.

Grupo 1b: Xenólitos Duníticos Venulados

Para a amostra 7-B1 foi obtida uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,71333 para rocha total, com Rb/Sr de 1,4512 e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 4,2271. Esta amostra apresenta Mg# na olivina inferior a 89, e portanto parece ter experimentado processos crustais durante sua evolução (*cf.* Capítulo 3).

4.2.2 Oxigênio

Foram realizadas 17 análises de isótopos de oxigênio (Tabela 4.2), incluindo dados de rocha total, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivinas separados dos xenólitos mantélicos conforme procedimentos descritos no Capítulo 2.

4.2.2.1 Cerro del Mojon

Foram analisadas amostras do Grupo 1, 2b e 3. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em análises de rocha total foram mais altos do que os obtidos em minerais separados (Fig. 4.2). Estes valores variam de +5,57 a +6,78, estando na maior parte dentro da média de $\delta^{18}\text{O}$ em xenólitos mantélicos (Item 4.1.2), ou ligeiramente acima (até 10%) (Fig. 4.2). As análises de $\delta^{18}\text{O}$ em olivina variam de +3,21 a +5,48, em clinopiroxênios variam de +4,58 a +5,33 e em ortopiroxênios variam de +5,15 a +5,67.

Grupo 1: Xenólitos Mantélicos Anidros Depletados

As duas amostras do Grupo 1 analisadas (4-B2 e 4-B8) apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anormalmente altas (Tabela 4.2). Da mesma forma, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ obtido para a amostra 4-B2 é anômalo (+6,78). No entanto, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ obtido para a amostra 4-B8 encontra-se dentro da média de valores para xenólitos mantélicos (+5,6 a + 6,2) (Item 4.1.2). Os minerais separados destas amostras apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ inferiores aos valores típicos de minerais mantélicos (Item 4.1.2), especialmente a olivina da amostra 4-B8 (+3,21).

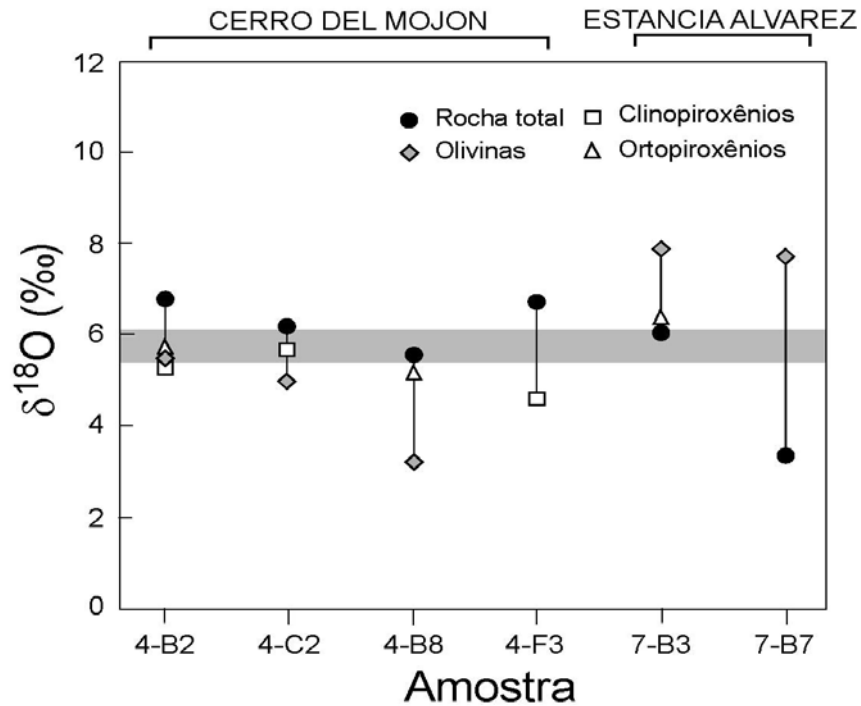


Figura 4.2: Variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre rocha total e minerais nos xenólitos ultramáficos estudados. Área cinza indica a faixa de variação para rochas e minerais mantélicos (Mattey *et al.* 1994).

Grupo 2: Xenólitos Mantélicos Moderadamente Depletados

A amostra 4-C2 (Grupo 2b) apresentou valores de $\delta^{18}\text{O}$ muito semelhantes para rocha total e minerais (olivina e clinopiroxênio), ambos muito próximos aos valores típicos de minerais e rochas mantélicos (Item 4.1.2). Para a rocha total foi obtido um valor de +6,17 de $\delta^{18}\text{O}$, e para olivina e clinopiroxênios valores de +5,00 e +5,65, respectivamente.

Grupo 3: Xenólitos Clinopiroxeníticos Anidros

Para a amostra 4-F3 foram analisadas rocha total e clinopiroxênio. O valor de $\delta^{18}\text{O}$ obtido para rocha total foi de +6,70, e está acima dos valores típicos observados em minerais mantélicos (Fig. 4.2 e Item 4.1.2). Já o valor de $\delta^{18}\text{O}$ obtido para o clinopiroxênio foi de +4,58.

4.2.2.2 Estancia Alvarez

Foram analisadas duas amostras de xenólitos de Estancia Alvarez, incluindo 2 análises de rocha total, 1 de ortopiroxênio e 2 de olivina. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em análises de olivina foram consideravelmente mais altos que os obtidos na rocha total e ortopiroxênio

(Fig. 4.2). Estes resultados variam de +7,71 a +7,88. Já os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em rocha total variaram de +3,35 a 6,05. Para a amostra 7-B3 ($\delta^{18}\text{O} = + 6,05$) o valor ficou dentro da média de rochas mantélicas (Item 4.1.2), inclusive para análise de ortopiroxênio cujo resultado de $\delta^{18}\text{O}$ foi de +6,31 (Fig. 4.2). No entanto, a análise de rocha total da amostra 7-B7 forneceu um resultado anormalmente baixo ($\delta^{18}\text{O} = +3,35$).

4.3 Discussão dos Resultados

4.3.1 Misturas de Dois Componentes e Testes da Influência da Encaixante na Composição Isotópica de Sr dos Xenólitos

Para testar a possibilidade de interação entre o magma encaixante e os xenólitos mantélicos, e conseqüentes modificações no sistema isotópico de Sr, foram gerados gráficos 1/Sr versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, conforme Faure 1986 (Fig. 4.3). Nestes gráficos foram plotadas as composições do basalto encaixante e xenólitos, e traçadas retas de alinhamento entre os membros finais, no caso basaltos encaixantes e xenólitos com maiores razões 1/Sr.

Os xenólitos e basaltos encaixantes do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez se alinham em dois *trends* distintos (Fig. 4.3), denominados de *Trend* Componente A e *Trend* Componente B. O *Trend* Componente A caracteriza-se por grande aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com a razão 1/Sr (reta com inclinação alta), e o *Trend* Componente B caracteriza-se por suave aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com a razão 1/Sr (reta praticamente sem inclinação).

Para as amostras que plotam alinhadas no *Trend* Componente B, nenhuma influência significativa na composição isotópica de Sr é observada, uma vez que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não modificam significativamente com o aumento da razão 1/Sr. As duas amostras que apresentam razões 1/Sr próximas do basalto (Grupo 2a-b), são lherzolitos mais ricos em Sr. Este enriquecimento é esperado devido a maior presença de clinopiroxênio modal, cujo coeficiente de partição de Sr (0,091) é muito mais elevado em comparação a olivina (0,0015) e ortopiroxênio (0,0007) (Green 1994). Além disso, estas amostras não se posicionam bem alinhadas na reta traçada, e portanto não aparentam nenhuma influência na composição por reação com o basalto encaixante. Este *trend* parece estar relacionado a introdução de outro componente modificante no manto, sem relação direta com o basalto.

As amostras que plotam alinhadas no *Trend* Componente A têm uma redução significativa da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com diminuição da razão 1/Sr em direção ao basalto

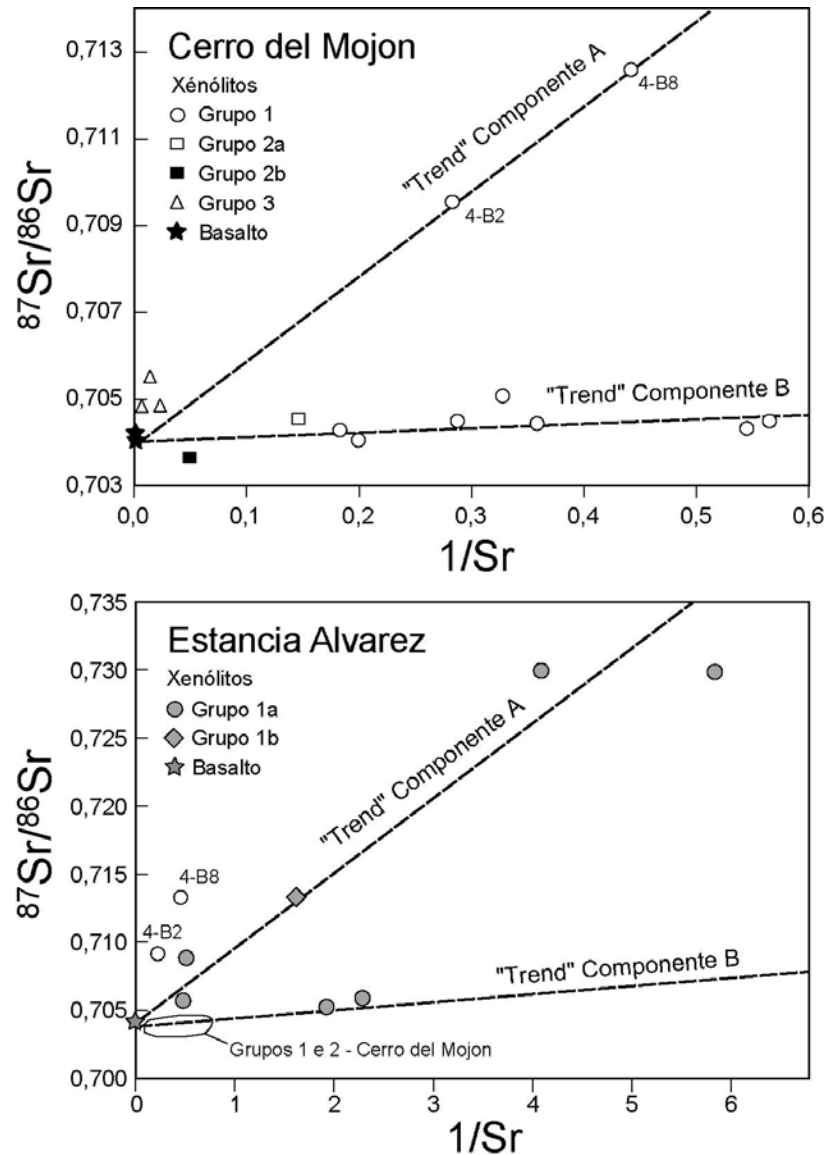


Figura 4.3: Gráficos de mistura de dois componentes conforme Faure (1986), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$ plotando as amostras estudadas. Retas traçadas entre os membros finais: basalto e xenólito com maior razão $1/\text{Sr}$.

encaixante. Dentre as amostras que plotam neste *trend*, apenas a 4-B2 e a 4-B8 apresentam evidências de reação ou desestabilização de fases minerais (*cf.* Capítulo 3). No entanto, se esta desestabilização fosse em consequência da interação com o basalto, seria esperado que estas amostras estivessem posicionadas próximas a ele. Isso não é observado na Figura 4.3. Assim, o *Trend* Componente A parece estar, da mesma forma que o *Trend* Componente B, relacionado a introdução de um outro componente no manto sem relação com o basalto encaixante. Este componente difere-se do Componente B pelo elevado enriquecimento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $1/\text{Sr}$.

Dentre as amostras estudadas, apenas aquelas do Grupo 3 do Cerro del Mojon

apresentam evidências petrográficas e geoquímicas de interação com o basalto encaixante (*cf.* Capítulo 3). Estas amostras plotam no diagrama da Figura 4.3 próximas da composição do basalto e, em um *trend* diferenciado dos demais. Baseado nestas informações, sugere-se que o sistema isotópico de Sr para estas amostras esteja perturbado por interação com o basalto.

Em suma, com exceção das amostras do Grupo 3 do Cerro del Mojon, as demais amostras de xenólitos estudados não tem evidências de interação com o basalto encaixante. Os dois *trends* identificados parecem estar relacionados a introdução de componentes modificadores no manto, sem relação com o basalto.

4.3.2 Equilíbrio e Desequilíbrio Isotópico

4.3.2.1 Rb-Sr

Para testar o equilíbrio isotópico no sistema Rb-Sr das amostras de xenólitos ultramáficos estudadas os resultados de análises Rb-Sr em rocha total e minerais foram plotados em digramas isocrônicos Rb-Sr (Fig. 4.4, 4.5 e 4.6). Os diagramas foram gerados através do programa Isoplot EX v.2 (Ludwig 1998) utilizando erro para determinação de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0,01% (1 σ SD).

Cerro Del Mojon

Quatro amostras do Grupo 1 (4-B2, 4-B6, 4-B8 e 4-B9) do Cerro del Mojon com análises em rocha total e minerais foram plotadas em diagrama isocrônico Rb-Sr (Fig. 4.4). Dentre estas amostras, apenas a 4-B8 (P = 16 kbar, T = 993 °C) apresenta um bom alinhamento, sugerindo que o equilíbrio isotópico foi atingido. As demais amostras apresentam uma leve dispersão entre os pontos analíticos e, conseqüentemente, alinhamentos relativamente ruins, indicando um possível desequilíbrio no sistema isotópico (especialmente para a amostra 4-B9).

Duas amostras do Grupo 2 (4-C1 e 4-C2) do Cerro del Mojon com análises de rocha total e minerais foram plotadas no diagrama isocrônico Rb-Sr (Fig. 4.5). A amostra 4-C1 (Grupo 2a, P = 15 kbar, T = 942 °C) mostra uma dispersão acentuada dos pontos analíticos, indicando desequilíbrio isotópico. A amostra 4-C2 (Grupo 2b, P = 14 kbar, T = 936 °C) apresenta uma relativa dispersão dos pontos analíticos, especialmente para o ortopiroxênio. Esta amostra tem como característica especial metassomatismo modal com cristalização de

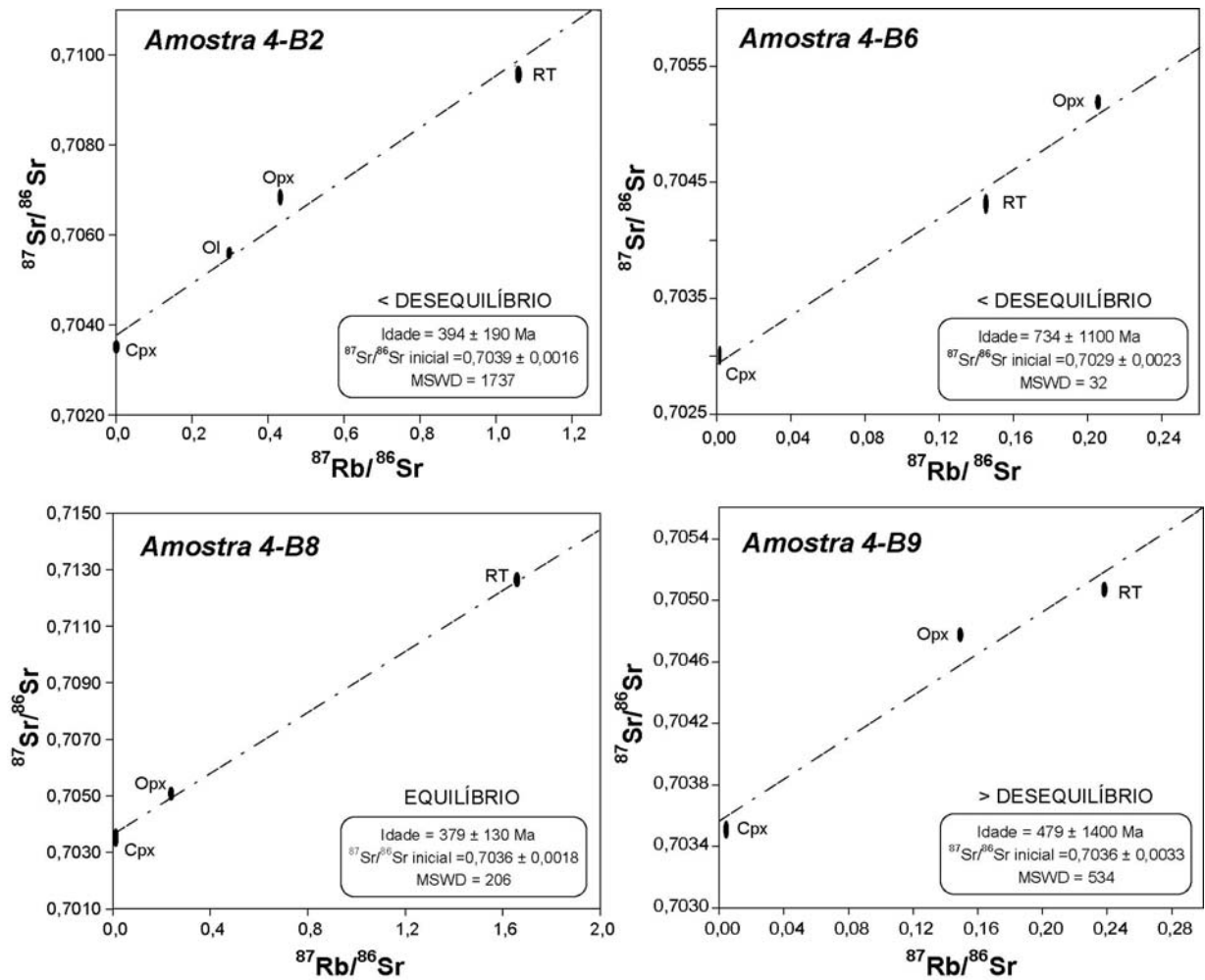


Figura 4.4: Diagramas isocrônicos Rb-Sr para as amostras do Grupo 1 do Cerro del Mojon. Dados plotados no Isoplot EX v.2 (Ludwig 1998) utilizando erro para determinação de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0,01% (1σ SD).

anfíbólio, cujo alinhamento é concordante com os demais pontos analíticos. Assim, interpretamos o alinhamento obtido como resultado do re-equilíbrio isotópico após o evento metassomático, apesar deste equilíbrio parecer não ter sido atingido por completo.

Estancia Alvarez

Duas amostras do Grupo 1a (7-B3 e 7-B7) com análises de rocha total e minerais foram plotadas no digrama isocrônico Rb-Sr (Fig. 4.6). A amostra 7-B7 apresenta a menor pressão (11 kbar) e temperatura (877 °C) dentre os xenólitos mantélicos estudados. Além disso, as amostras dessa suíte têm veios de serpentina (*cf.* Capítulo 3). Ambas apresentam uma grande dispersão dos pontos analíticos, indicando desequilíbrio no sistema isotópico.

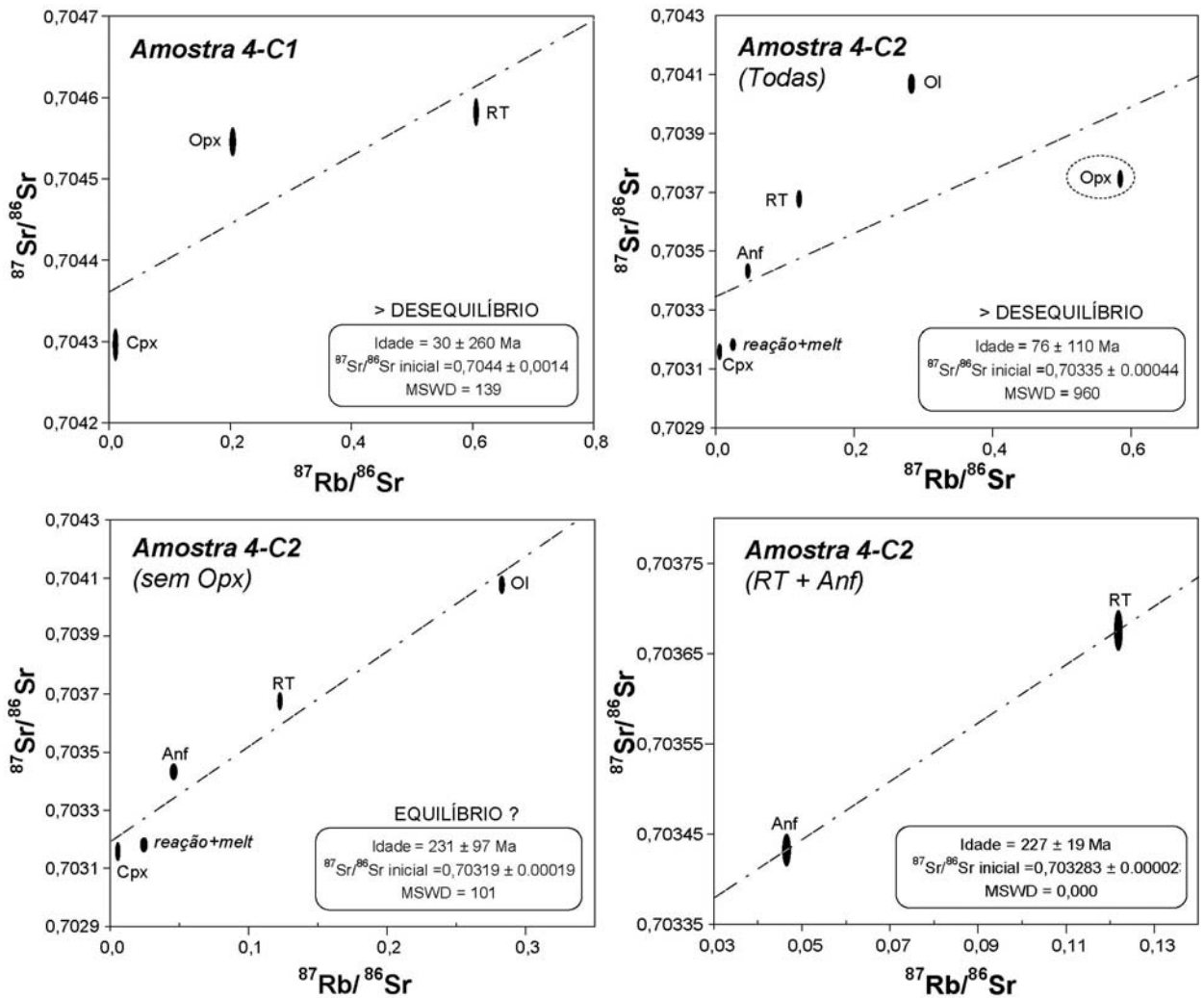


Figura 4.5: Diagramas isocrônicos Rb-Sr para as amostras do Grupo 2 do Cerro del Mojon. Dados plotados no Isoplot EX v.2 (Ludwig 1998) utilizando erro para determinação de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0,01% (1σ SD).

4.3.2.2. Oxigênio

O equilíbrio isotópico de oxigênio foi testado pela comparação dos resultados obtidos em rocha total e minerais (Fig. 4.7).

Dentre os xenólitos estudados do Cerro del Mojon, as amostras 4-B2 e 4-C2 apresentam variações de $\delta^{18}\text{O}$ para minerais e rocha total próximas da variação comumente observada em xenólitos mantélicos (1 % relativo à composição média, Item 4.1.2, Fig. 4.7). Para a amostra 4-B8, apesar do ortopiroxênio apresentar valores dentro da faixa de variação, a olivina tem valores extremamente baixos de $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo desequilíbrio isotópico. As amostras de xenólitos de Estancia Alvarez apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ em minerais anormalmente altos, indicando também desequilíbrio no sistema (Fig. 4.7).

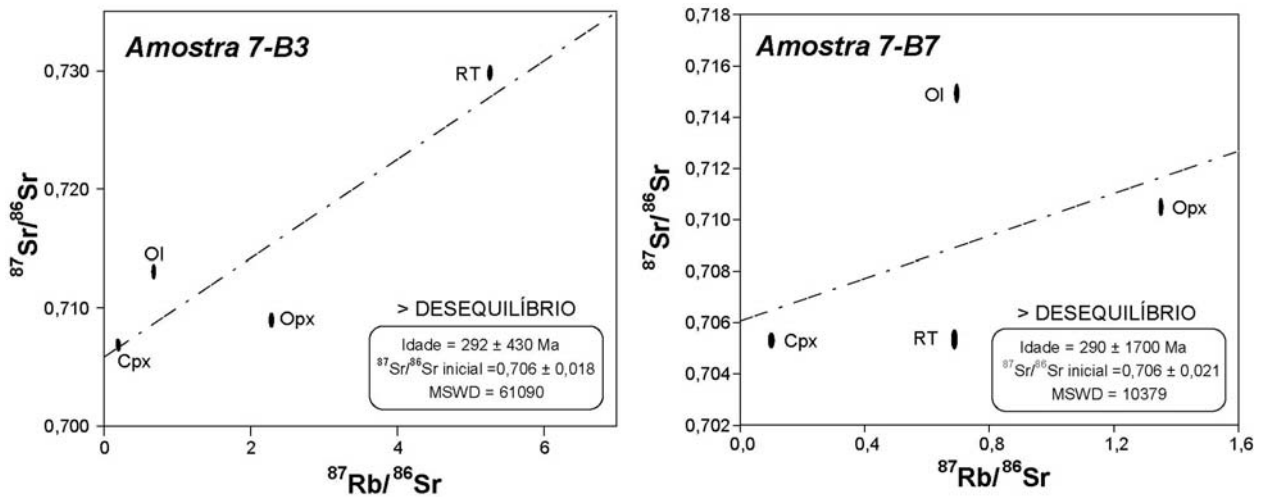


Figura 4.6: Diagramas isocrônicos Rb-Sr para as amostras do Grupo 1a de Estancia Alvarez. Dados plotados no Isoplot EX v.2 (Ludwig 1998) utilizando erro para determinação de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0,01% (1σ SD).

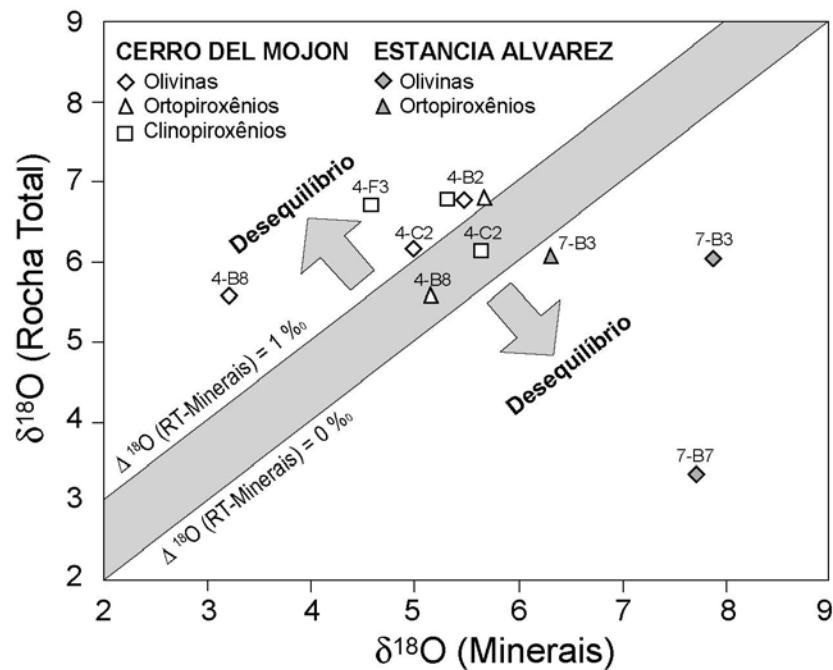


Figura 4.7: Diagrama de comparação entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em rocha total e minerais para as amostras de xenólitos mantélicos estudados. Faixa cinza marca o limite de variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para paragéneses em equilíbrio. O desequilíbrio isotópico é marcado por setas perpendiculares a faixa (Rosenbaun *et al.* 1994).

4.3.3 Isócronas Rb-Sr: Idades de Metassomatismo ou Fusão Parcial?

Os diagramas isocrônicos calculados para as amostras de xenólitos mantélicos estudados encontram-se nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6. Ali são apresentados os resultados dos cálculos efetuados para cada xenólito mantélico individualmente, plotando as composições

isotópicas de minerais e rocha total.

Dentre as amostras do Grupo 1 do Cerro del Mojon, apenas a 4-B8 parece ter atingido o equilíbrio (*cf.* Item 4.3.2.1). Para esta amostra foi obtida uma idade de 379 ± 130 Ma (MSDW = 206) (Fig. 4.4). Apesar do alto erro e MSDW obtidos para esta isócrona, a idade tem uma certa sustentação, pois em outra amostra (4-B2) onde o equilíbrio foi parcialmente atingido (ou o desequilíbrio não é acentuado) uma idade similar (dentro do erro) é observada (394 ± 190 Ma) (Fig. 4.4). Estas duas amostras são depletadas, *i.e.* já sofreram fusão parcial, apresentam bolsões de reação com formação de *melts* ao redor de espinélio, e altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total (0,70957 a 0,71258), que sugere percolação de fluidos metassomáticos (*cf.* Capítulo 3). As análises Rb-Sr obtidas nestas amostras referem-se, no entanto, a paragênese primária (*cf.* Capítulo 3), que não mostra nenhuma evidência de metassomatismo nos isótopos Rb-Sr (*cf.* Tabela 4.2 e Itens anteriores). Assim, estas idades poderiam indicar um evento de fusão parcial. No entanto, para este período (Devoniano) não há nenhum importante evento magmático de origem mantélica na região. Além disso, os resultados de minerais separados podem representar misturas de paragêneses primárias e metassomáticas.

A outra amostra estudada que aparenta um certo grau de equilíbrio no sistema isotópico Rb-Sr é a 4-C2 (Grupo 2b) do Cerro del Mojon (Item 4.3.2.1, Fig. 4.5). Esta amostra possui anfibólio modal, desestabilizado e gerando bolsões de reação com *melts*, e evidências de metassomatismo modal (*cf.* Capítulo 3). A idade isocrônica obtida através de todos os pontos analíticos (exceto ortopiroxênio) é de 231 ± 97 (MSDW = 101) (Fig. 4.5). Com a finalidade de estimar a idade do evento metassomático, foi forçada uma isócrona plotando rocha total e anfibólio. O resultado obtido é similar (227 ± 19 Ma) ao anterior. Assim, sugere-se que as idades obtidas para a amostra 4-C2 podem representar uma estimativa do período de metassomatismo responsável pela formação da paragênese da rocha, mesmo que o equilíbrio isotópico não tenha sido totalmente atingido.

4.3.4 Assinaturas Isotópicas e Componentes Mantélicos

4.3.4.1 Cerro Del Mojon

Grupo 1

Os xenólitos mantélicos do Grupo 1 são depletados na maioria dos óxidos (Al_2O_3 , CaO, TiO_2 e P_2O_5), ETR (especialmente os médios e pesados) e HFSE em relação às composições do manto primitivo e condritos (Fig. 3.11 e 3.12). No entanto, apresentam enriquecimento em K_2O , Na_2O , ETR leves e LILE, sugerindo re-enriquecimento ou

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

metassomatismo mantélico (*cf.* Capítulo 3). A assinatura geoquímica depletada destes xenólitos está bem caracterizada isotopicamente pelas baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em clinopiroxênios, as quais variam de 0,70284 a 0,70373.

As razões isotópicas de Sr obtidas nos clinopiroxênios são as que mais se aproximam dos valores de razão inicial da rocha (Figs. 4.4), uma vez que o coeficiente de partição do Rb no clinopiroxênio (0,0004) é extremamente baixo, e do Sr no clinopiroxênio (0,091) relativamente elevado (Green 1994), conferindo razões $K_d^{\text{Rb/Cpx}}/K_d^{\text{Sr/Cpx}}$ da ordem de 0,0044. Assim, mesmo que estas amostras tenham experimentado durante sua evolução eventos de re-enriquecimento de Rb (como evidenciado pela geoquímica, Capítulo 3), as razões isotópicas de Sr no clinopiroxênio não foram modificadas significativamente com o tempo. Ao contrário, a composição isotópica de Sr da rocha total reflete a mistura da composição original e dos componentes modificadores introduzidos durante a evolução das amostras. Para ortopiroxênios e olivinas os coeficientes de partição são mais elevados para Rb (0,0002 para ortopiroxênio e 0,0003 para olivina) e baixo para Sr (0,0007 para ortopiroxênio e 0,0015 para olivina) comparados com clinopiroxênios (Green 1994). Isso confere razões $K_d^{\text{Rb/Opx}}/K_d^{\text{Sr/Opx}}$ e $K_d^{\text{Rb/Ol}}/K_d^{\text{Sr/Ol}}$ muito próximas (0,28 e 0,20 respectivamente), como pode ser atestado nos resultados similares entre olivinas e ortopiroxênios (Tabela 4.2).

O registro dos processos de re-enriquecimento nas amostras do Grupo 1 pode ser, portanto, observado nos resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total, que são comparativamente elevadas (0,70406 e 0,70506) em relação aos clinopiroxênios. Para as amostras 4-B2 e 4-B8, cujo agente metassomatizante está preservado na forma de *melts* nos bolsões de reação (*cf.* Capítulo 3), estas razões foram extremamente anômalas (0,70957 e 0,71258). Quando observados os resultados dos isótopos de Sr em relação aos isótopos de O (Fig. 4.8) observa-se uma tendência de enriquecimento para os dois isótopos conjuntamente. Valores de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anômalas como estas podem ser encontradas nos sedimentos oceânicos do Atlântico e Pacífico, e a interação de componentes desse tipo com o manto definido de EM 2 (*cf.* Capítulo 1 e Tabela 4.1).

Em suma, os xenólitos mantélicos do Grupo 1 do Cerro del Mojon são depletados e experimentaram um importante evento metassomático, como evidenciado pelos dados geoquímicos. O fluido metassomatizante foi provavelmente responsável pela desestabilização do espinélio primário nos xenólitos que estavam sob condições de alta pressão (16-19 kbar, amostras 4-B8 e 4-B2). Estes xenólitos preservaram a composição isotópica do agente metassomatizante nos bolsões de reação. Os resultados isotópicos de Rb-Sr e O em rocha total sugerem que este agente metassomatizante tenha elevadas razões Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4.8 e Tabela 4.2). Componentes com estas

Capítulo 4 - Isótopos de Sr e O

características são encontrados em sedimentos oceânicos (Tabela 4.1) e denominados de EM 2 (Zindler & Hart 1989). Por se encontrar próxima de uma zona de subducção (Fig. 1.1), este componente parece ter derivado da placa de Nazca.

Grupo 2

Os xenólitos do Grupo 2 são moderadamente depletados na maioria dos óxidos (Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e P_2O_5) e apresentam enriquecimento em ETR leves, Na, K, Ti, Sr, Ti e Hf em relação às composições do manto primitivo e condritos (Fig. 3.11 e 3.12). A amostra do 4-C2 (Grupo 2b) possui ainda evidências geoquímicas e modais (presença de anfibólio) de metassomatismo (*cf.* Capítulo 3).

As composições isotópicas de rocha total e minerais separados destas duas amostras são muito próximas. Para a amostra 4-C1 (Grupo 2a) as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,70430 a 0,70458. Estes resultados são similares aos obtidos para as amostras do Grupo 1 que não apresentam bolsões de reação. Os diagramas de ETR e *spidergrams* do Capítulo 3 (Fig. 3.12) indicam uma característica geoquímica similar dessa amostra em relação ao Grupo 1. Assim, essa poderia estar relacionada, ou ter sofrido, um evento metassomático similar ao das amostras do Grupo 1, porém de menor intensidade.

A amostra 4-C2 (Grupo 2b) apresenta da mesma forma uma composição isotópica de rocha total e minerais muito similar, tanto para Sr quanto para O ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70316 e 0,70407 e $\delta^{18}\text{O}$ entre 5 e 6,17). Estes valores são comparativamente baixos em relação aos valores obtidos para as demais amostras. O agente metassomatizante responsável pela formação de anfibólio nessa amostra não tem, portanto, relação com o agente responsável pelo metassomatismo das amostras do Grupo 1 (e talvez Grupo 2a). Mais estudos são necessários para indicar uma fonte para este agente, mas provavelmente tenha uma origem mantélica profunda (astenosférica?).

4.3.4.2 Estancia Alvarez

Os xenólitos mantélicos de Estancia Alvarez são depletados na maioria dos óxidos (CaO , Al_2O_3 , P_2O_5 , Na_2O), ETR (especialmente médios e pesados), Ba e HFSE em relação às composições do manto primitivo e condritos (Fig. 3.11 e 3.12). Apresentam também enriquecimento em ETR leves, B, Rb e K (Fig. 3.12), e veios de serpentina, sugerindo eventos metassomáticos (*cf.* Capítulo 3).

As composições isotópicas de Sr de O desse extremamente variadas tanto em rocha total quanto em minerais. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocha total variam em um espectro amplo de

0,70524 a 0,72993. Os valores de ortopiroxênios e olivinas também apresentam razões elevadas (0,70894 a 0,71491). Os clinopiroxênios variam de 0,70290 a 0,70726. Esta variação é observada também nos isótopos de oxigênio (Tabela 4.2). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anômalas são sempre acompanhadas por altas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (até 5,6314) e Rb/Sr (até 1,92), indicando um forte enriquecimento em Rb. Estas características em conjunto com a presença de veios de serpentina, sugerem que o metassomatismo observado nestes xenólitos seja causado pela percolação de soluções de H_2O enriquecidas com os componentes presentes em sedimentos oceânicos. Esta sugestão esta baseada na desestabilização de minerais hidratados (micas) que ocorre a pressões e temperaturas maiores que 30 kbar e 950 °C e são responsáveis pela liberação de H_2O e LILE (Hermann & Green 2001). Interpretamos este metassomatismo mantélico é derivado da placa oceânica subductada, como demonstrado por Hyndman & Peacock 2003.

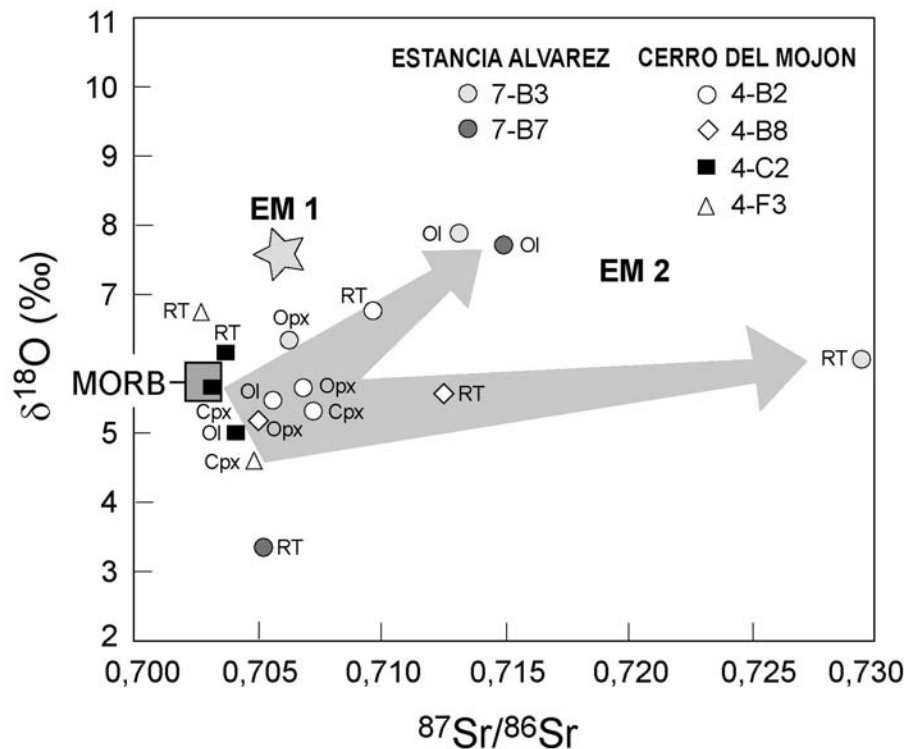


Figura 4.8: Diagrama isotópico Sr-O para as amostras analisadas com MORB e componentes EM1 e EM2 para comparação.

Capítulo 5

CONCLUSÕES

5. Conclusões

Através da petrografia, química mineral, geoquímica de elementos maiores e traços e isótopos de Sr e O, foi possível caracterizar os xenólitos ultramáficos, encaixados em basaltos alcalinos Mioceno-Holocenos, do Cerro del Mojon e Estancia Alvarez no Norte da Patagônia (Argentina). Estas duas suítes de xenólitos ultramáficos contêm espinélio dunitos e espinélio clinopiroxenitos crustais e espinélio dunitos, harzburgitos e lherzolitos mantélicos. As seguintes conclusões foram obtidas:

- Os basaltos encaixantes das duas suítes de xenólitos ultramáficos estudados são intrusivos ou contemporâneos às rochas da seqüência Pós-Platô (Mioceno) do Platô de Somuncura, e apresentam características geoquímicas e isotópicas similares a estas rochas. Assim, os basaltos têm idade estimada no Mioceno-Holoceno.
- A suíte de xenólitos ultramáficos do Cerro del Mojon consiste de espinélio dunitos e harzburgitos anidros mantélicos (Grupo 1), espinélio lherzolitos anidros (Grupo 2a) e hidratados (Grupo 2b) mantélicos e espinélio clinopiroxenitos crustais (Grupo 3). Todos os xenólitos são livres de veios, exceto àqueles derivados de pequenas infiltrações do basalto encaixante. Apenas as amostras do Grupo 3 apresentam evidências de interação com o magma basáltico, caracterizada por modificações petrográficas, geoquímicas e isotópicas.
- Os xenólitos mantélicos do Grupo 1 (espinélio dunitos e lherzolitos) do Cerro del Mojon são os mais profundos dentre os estudados (P entre 16 e 19 kbar) e apresentam as mais altas temperaturas (T entre 950 e 1078 °C). Eles são anidros, depletados (empobrecimento na maioria dos óxidos, ETR médios-pesados e HFSE e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em clinopiroxênios entre 0,70284 e 0,70373) e têm evidências de metassomatismo críptico (enriquecimento em K, Na, ETR leves e LILE e aumento

Capítulo 5 - Conclusões

de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total). Duas amostras apresentam bolsões de reação gerados pela interação de *melts* com espinélio sob altas pressões seguida por descompressão ($\text{Sp}+\text{melt}\rightarrow\text{Cpx}+\text{Ol}+\text{Sp}+\text{melt}$ andesítico-traquítico). As razões isotópicas anormalmente altas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70957 a 0,71258) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (1,05 a 1,66) e os altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (5,57 a 6,78) indicam um componente EM 2 (sedimentos oceânicos) como agente metassomatizante.

- Os xenólitos mantélicos do Grupo 2 (espinélio lherzolitos) do Cerro del Mojon são mais rasos que os do Grupo 1 (P entre 14 e 15 kbar) e de mais baixa temperatura de equilíbrio (T entre 936 e 942 °C). Os lherzolitos do Grupo 2a (anidros) apresentam características geoquímicas e isotópicas similares aos xenólitos do Grupo 1. Estes são moderadamente depletados e apresentam evidências de metassomatismo críptico, possivelmente com agente metassomatizante similar ao do Grupo 1. Já os lherzolitos do Grupo 2b (hidratados) são moderadamente depletados (empobrecimento em alguns óxidos e HFSE) e têm evidências de metassomatismo modal (presença de anfibólio, enriquecimento em ETR leves, Na, K, Ti, Sr, Ti e Hf). No entanto, as baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70316 a 0,70507) e baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (5,0 a 6,2) indicam um agente metassomatizante diferente de EM 2. Este agente possivelmente tenha uma origem mantélica profunda. Ao redor dos anfibólitos são observados bolsões de reação interpretados como resultado da desestabilização desse mineral em função de descompressão ($\text{Anf}\rightarrow\text{Cpx}+\text{Ol}+\text{Sp}+\text{melt}$ basático+melt andesítico).
- A suíte de xenólitos ultramáficos de Estancia Alvarez consistem espinélio harzburgitos anidros mantélicos (Grupo 1a) e espinélio dunitos crustais (Grupo 1b). Todos os xenólitos apresentam vênulas de serpentina amplamente difundidas, e não há evidências de interação com o magma basáltico encaixante.
- Os xenólitos mantélicos do Grupo 1a (espinélio harzburgitos) de Estancia Alvarez são provenientes de profundidades variadas (P entre 11 e 18 kbar) e apresentam mais baixas temperaturas em comparação com os outros xenólitos mantélicos estudados (877 a 961 °C). Estes xenólitos são depletados (empobrecimento na maioria dos óxidos, ETR médios-pesados e HFSE) porém, com enriquecimento em ETR leves, B, Rb e K e altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{18}\text{O}$. A grande variação e os elevados valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70290 a 0,72993) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,002 a 5,63), além dos altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (até 7,8) e presença de vênulas de serpentina, indicam um

Capítulo 5 - Conclusões

componente EM 2 como responsável por estas modificações. Este componente parece ter derivado da desidratação de micas provenientes da placa oceânica subductada com aumento de P-T, que libera H₂O e LILE.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referências Bibliográficas

- Albarede E. 1998. Time-dependent models of U-Th-He and K-Ar evolution and the layering of mantle convection. *Chemical Geology* 145: 413-429.
- Allègre C., Turcotte D. L. 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323: 123-127.
- Anderson D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications, 366p.
- Aray S. 1987. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch Mineral. Mh.* 8: 347-354.
- Baker M.B., Wyllie P.J. 1992. High-pressure apatite solubility in carbonate rich liquids: implications for mantle metasomatism: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 3409-3422.
- Bali E., Szabó C., Vaselli O., Török K. 2002. Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. *Lithos* 61: 79-102.
- Barbieri M.A. 1997. *Caratteristiche petrologiche e geochimiche del mantello litosferico in Sud America*. PhD Thesis, Università degli Studi di Modena, Italy, 203p.
- Barbieri M.A., Rivalenti G., Cingolani C.A., Vannucci R., Kempton P.D. 1999. Geochemical and isotope constraints on the composition of the mantle lithosphere in Patagonia (Argentina, Chile). *II South American Symposium on Isotope Geology*, pp. 163-166.
- Becker T.W., Kellogg J.B., O'Connell R.J. 1999. Thermal constraints on the survival of primitive blobs in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 351-365.
- Bercovici D., Karato S.I. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature* 425: 39-44.
- Bertotto G.W. 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista da Asociación Geológica Argentina* 55(1-2): 59-71.
- Bertotto G.W. 2002. Xenolitos ultramáficos em el cerro De la Laguna, volcanismo basáltico de retroarco em el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 445-450.

Referências Bibliográficas

- Bjerg E.A., Labudia C.H., Varela M.E., Cesaretti N.N. 1995. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somuncura Massif. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 257-261.
- Brey G.P., Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Christensen U.R., Hofmann A.W. 1994. Segregation of subducted oceanic crust in the convection mantle. *Journal of Geophysical Research* 99: 19867-19884.
- Cingolani C.A., Dalla Salda L., Hervé F., Munizaga F., Pankhurst R.J., Parada M.A., Rapela C.W. 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia: new impressions of pre-Andean tectonics. In: Harmon R.S., Rapela C.W. (eds). *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society Special Paper 265: 29-44.
- Ciuffi S., Rivalenti G., Vannucci R., Zanetti A., Mazzucchelli M., Cingolani C.A. 2002. Geochemical variations in the host basalt-derived glasses infiltrating mantle xenoliths. *XV Congreso Geológico Argentino*, CD-ROM.
- Clayton R.N., Mayeda T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27: 43-52.
- Coira B., Kay S.M., Viramonte J. 1994. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna – a model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35: 677-720.
- Coltice N., Richard Y. 1999. Geochemical observations and one layer mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 174: 125-137.
- Conceição R.V., Koester E., Mallmann G., Kawashita K., Chemale Jr. F., Cingolani C.A., Hervé F., Bertotto G.W., Schilling M., Rodrigues A., Weber M.B.I. 2003. New insights on the Andean-related subcontinental lithospheric mantle and evidence of Sr-Nd decoupling. *IV South American Symposium Isotope Geology*, pp. 528-531.
- Corbella H. 1989. The extrandean Patagonian volcanic plateau of Somuncura, Argentina. *XXVIII International Geological Congress*, v. 1, pp. 326.
- D'Orásio M., Agostini S., Mazzarini F., Innocenti F., Manetti P., Haller M.J., Lahsen A. 2000. The Pali Aike volcanic field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321: 407-427.
- 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* 57: 67-89.
- Davaille A. 1999. Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle. *Nature* 402: 756-760.
- Davidson J.P., Harmon R.S., Wörner G. 1993. The source of central Andean magmas: some considerations. In: Harmon R.S., Rapela C.W. (Eds.). *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society America Special Paper 265: 233-243.
- Dawson J.B. 1984. In: Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites II: The Mantle and Crust–Mantle Relationships*. Elsevier, Holland, pp. 289-294.
- Dickin A.P. 1995. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, 490 p.

Referências Bibliográficas

- Dobosi G., Downes H., Matthey D., Embey-Isztin A. 1998. Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian basin: Evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area. *Lithos* 42: 213-223
- Dodson M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40: 259-274.
- Eiler, J.M. 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle. *In: Reviews in Mineralogy and Geochemistry – Stable Isotope Geochemistry*. J.W. Valley and D.R. Cole.
- Eiler J.M., Crawford A., Elliott T., Farley K.A., Valley J.W., Stolper E.M. 2000. Oxygen isotope geochemistry of oceanic arc lavas. *Journal of Petrology* 41: 229-256.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed. John Wiley & Sons, 589 p.
- Fourcade S., Maury R.C., Defant M.J., McDermott F. 1994. Mantle metasomatic enrichment versus arc crust contamination in the Philippines: Oxygen isotope study of Batan ultramafic nodules and northern Luzon arc lavas. *Chemical Geology* 114: 199-215.
- Francis D. 1987. Mantle-melt interaction recorded in spinel lherzolite xenoliths from the Alligator Lake volcanic complex, Yukon, Canada. *Journal of Petrology* 28: 569-597.
- Früh-Green G., Scambelluri M., Vallis F. 2001. O-H isotope ratios of high pressure ultramafic rocks: implications for fluid sources and mobility in the subducted hydrous mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 145-159.
- Gansser A. 1973. Fact and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129: 93-131.
- Gelos E.M., Hayase K. 1978. Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la region de Comallo y de otras localidades de las provincias de Rio Negro y Chubut. *VI Congreso Geológico Argentino*, pp. 69-82
- Gorring M.L., Kay S.M. 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from the southern Patagonia: Implications for the lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions Mineralogy and Petrology* 140: 55-72.
- Gorring M.L., Kay S.M. 2001. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1067-1094.
- Gorring M.L., Kay S.M., Zeitler P.K., Ramos V.A., Panza J.L., Rubiolo D., Fernandez M.I. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16: 1-17.
- Gorring M., Singer B., Gowers J., Kay S.M. 2003. Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology* 193: 215-235
- Green D.H., Falloon T.J. 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. *In: Jackson I (ed.). The Earth's mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge University Press, pp. 311-378.
- Green T.H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. *Chemical Geology* 117: 1-36.
- Hall M.L. Beate B. 1991. El volcanismo plio-cuaternario en los Andes de Ecuador. *Boletín del Colegio de Geógrafos del Ecuador* 4: 5-17.
- Harmon R.S., Barreiro B., Moorbath S., Hoefs J., Francis P.W., Thorpe R.S., Deruelle B., McHugh J., Viglino J.A. 1984. Regional O-, Sr- and Pb-isotope relationships in the late

Referências Bibliográficas

- Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society* 141: 803-822.
- Hart S., Zindler A. 1989. Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. *In: Peltier WR (ed.) Mantle convection: plate tectonics and global dynamics*, pp. 261-387.
- Harte B. 1987. Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. *In: Nixon PH (Ed.) Mantle xenoliths*, John Wiley & Sons, pp. 625-640.
- Hauri E.H. 1996. Major element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature* 382: 415-419.
- Hawkesworth C., Clarke C. 1994. Partial melting in the Lower crust: new constraints on crustal contamination process in the Central Andes. *In: Reuter 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, pp. 93-101.
- Helffrich G.R., Wood B.J. 2001. The Earth's mantle. *Nature* 412: 501-507.
- Hermann J., Green D.H. 2001. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 149-168.
- 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 O.J. (Ed.) Tectonics of the southern central Andes, structure and evolution of an active continental margin*. Berlin, Springer Verlag, pp. 93-101.
- Hildreth W., Moobath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of the Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Hofmann A. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219-228.
- Hofmann A.W., Hart S.R. 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth Planet Science Letters* 38: 44-62.
- Hyndman R.D., Peacock S.M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 417-432.
- 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* 13: 117-121
- Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S., Kopylova M.G., Genshaft Y.S. 1993. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 119: 283-294.
- Ionov D.A., Harmon R.S., France-Lanord C., Greenwood P.B., Ashchepkov I.V. 1994. Oxygen isotope composition of garnet and spinel peridotites in the continental mantle: Evidence from the Vitim xenolith suite, southern Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 1463-1470.
- Ishii M., Tromp J. 1999. Normal-mode and free-air gravity constraints on lateral variations in velocity and density of Earth's mantle. *Science* 285: 1231-1236.
- Jackson I. 1998. *The Earth's mantle: composition, structure, and evolution*. Cambridge University Press. 566p.

Referências Bibliográficas

- Kay S.M., Coira B., Viramonte J. 1994. Young mafic back arc volcanics as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99: 24323-24339.
- Kay S.M., Ardolino A.A., Franchi M., Ramos V.A. 1992. The Somuncura plateau: an Oligo-Miocene “baby-hotspot” in extra-Andean Patagonia (40.5° to 43.5° latitude). *Eos Transactions AGU* 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 América? *Geology* 17: 324-328.
- 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 maficas. *XII Congreso Geológico Argentino*, n. 4, pp. 236-248.
- Kay S.M., Mpodozis C., Coira B. 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude. In: Skinner, B. (ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology Special Publication (SEG) No. 7, 27-59.
- Kellogg L.H., Hager B.H., van der Hilst R.D. 1999. Compositional stratification in the deep mantle. *Science* 283: 1881-1884.
- Kennett G.L.N., England E.R., Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysics Journal International* 122: 108-124.
- Kilian R., Stern C.R. 2002. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy* 14: 25-36.
- Kilian R., Stern C., Koch M., Franzen C. 2002. Arc to back arc variations in the metasomatic history of the lithospheric mantle below southernmost South America. *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, CD-ROM.
- 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. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 54: 2375-2388.
- Konzett J., Sweeney R.J., Thompson A.B., Ulmer P. 1997. Potassium amphibole stability in the upper mantle: an experimental study in a peralkaline KNCMASH system to 8.5 Gpa. *Journal of Petrology* 38: 537-568.
- Kosigo T., Hirshmann M.M., Reiners P.W. 2004 Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 345-360.
- Labudía C.H., Bjerg E.A., Gregori D.A. 1984. Nodulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, Provincia de Río Negro. *IX Congreso Geológico Argentino* 2: 547-553.
- Labudía C.H., Bjerg E.A., Cesaretti N. 1989. Nodulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del bajo de Lenzaniyeu, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLIV: 217-223
- Laurora A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannucci R., Zanetti A., Barbieri M.A., Cingolani C.A. 2001. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the Gobernador Gregores case (southern Patagonia). *Journal of Petrology* 42(1): 69-87.

Referências Bibliográficas

- Lay T., Williams Q., Garnero E.J. 1998. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics. *Nature* 392: 461-468.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Le Bas M.J.L., Sabine P.A., Schmid R., Sorenses H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackweel, Oxford.
- 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: 219-234.
- Ludwig K.L. 1998. Using Isoplot/EX version 1.00b, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 43p.
- Mattey D., Lowry D., MacPherson C. 1994. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 128: 231-24
- McDonough W.F., Sun S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Meibom A., Anderson D.L. 2003. The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters* 217: 123-139.
- Méndez Fajury R.A. 1989. *Catálogo de volcanes activos de Colombia*. Boletín Geológico del Ingeominas 30(3), pp. 1-75.
- Menzies M.A., Hawkesworth C.J. 1987. Upper mantle processes and composition. In: Nixon PH (Ed.) *Mantle xenoliths*, John Wiley & Sons, pp. 725-738.
- Mercier J.C. Nicolas A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology* 16(2): 454-487.
- Morgan J. P., Morgan W. J. 1999, *Earth and Planetary Science Letters* 170: 215-239.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogists* 16: 501-520.
- Muñoz J.B. 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta Las Viscachas, Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 13-14: 63-78.
- Niemeyer H. 1978. Nodulos maficos y ultramaficos en basaltos alcalinos de la Meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, Provincia de Aysen, Chile. *Revista de la Associação Geológica Argentina* 33: 63-75.
- Ntaflou T.H., Bjerg E.A., Labudia C.H. 2002. High temperature, low pressure garnet-peridotites from Praguaniyeu: evidence for plume activity in the Northern Patagonia. *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, CD-ROM.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Djomani Y.H.P., Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time. *GSA Today* 11(4): 4-10.
- Palme H., Nickel K.G. 1985. Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 49: 2123-2132.
- Pankhurst R.J., Rapela C.R. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Patchett P.J. and Ruiz J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96: 523-528.
- Ramos V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-190.

Referências Bibliográficas

- Ramos V.A., Kay S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony o ridge collision: *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Ramos V.A. Aguirre-Urreta M.B. 2000. Patagonia. In: Cordani U.G, Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, pp. 369-380.
- Ramos V.A., Niemeyer H., Skarmeta J., Muñoz J. 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth-Science Reviews* 18: 411-443.
- Ringwood A.E. 1979. *Origin of the Earth and Moon*. Springer Verlag, New York.
- Ringwood A.E., Major A. 1966. High-pressure transformations in pyroxenes. *Earth and Planetary Science Letters* 1: 241-245.
- Robin C., Hall M., Jimenez M., Monzier M., Escobar P. 1997. Mojanda volcanic examples (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 345-359.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Rosenbaum J.M., Walker D., Kyser T.K. 1994. Oxygen isotope fractionation in the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 4767-4777.
- Schilling M., Mallmann G., Koester E., Conceição R.V., Kawashita K. 2003. Sr-Nd-Pb isotopic modifications in mantle xenoliths from Cerro Redondo, Patagonia Argentina: Mantle metasomatism versus host basalt infiltrations. *IV South American Symposium of Isotope Geology*, pp. 679-682.
- Shaw C.S.J., Klügel A. 2002. The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from Baarley, West Eifel, Germany: the case for amphibole breakdown, lava infiltration and mineral-melt reaction. *Mineralogy and Petrology* 74: 163-187.
- Skelton A.D.L., Valley J.W. 2000 The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean-continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 327-338.
- Skewes M.A., Stern C. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6: 3-25.
- Steiger R.H., Jager E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 359-362.
- 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 of Mineralogy and Petrology* 123: 263-281.
- Stern C., Futa K., Saul S., Skewes A. 1985. Ultramafic xenoliths found in the Pali-Aike alkali basalts: Their implications for the nature of the mantle below southern South America. *IV Congreso Geológico Chileno*, v. 4, pp. 531-547.
- 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.

Referências Bibliográficas

- Stern C.R., Saul S., Skewes M.A., Futa K. 1989. Garnet peridotite xenoliths from the Pali-Aike basalts of southernmost South América. *In: Ross J. (ed.) Kimberlites and related rocks*, v. 2, Proc IV Intern Kimb Conf, Geol Soc Aust Spec Pub 14, pp. 735-744.
- Stern C.R., Kilian R., Olker B., Hauri E.H., Kyser T.K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (< 100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos* 48: 217-235.
- Stosch H.G., Seck H.A. 1980. Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. *Geochemical et Cosmochemica Acta* 44: 457-470.
- Tackley P.J. 2000. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory. *Science* 288: 2002-2007.
- Thorpe R.S. 1984. The tectonic setting of active volcanism. *In: Harmon R.S., Barreiro B.A, (Eds.). Andean Magmatism*, pp. 4-8.
- Thorpe R.S., Francis P.W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics* 57: 53-70.
- Tracy R.J. 1980. Petrology and genetic significance of an ultramafic xenoliths suite from Tahiti. *Earth and Planetary Science Letters* 48: 80-96.
- Van der Hilst R.D, Kárason H. 1999. Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: toward an ibrid convection model. *Science* 283: 1885-1888.
- Varela M.E., Bjerg E.A., Clocchiatti R., Labudia C.H., Kurat G. 1997. Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from Northern Patagonia, Argentina: evidence for an upper mantle diapir. *Mineralogy and Petrology* 60: 145-164.
- Varela M.E., Clocchiatti R., Massare D., Schiano P. 1998. Metasomatism in subcontinental mantle beneath Northern Patagonia (Rio Negro Province), Argentina: evidence from silica-rich melt inclusions. *Mineralogy and Petrology* 62: 103-121.
- Widon E., Farquhar J. 2003. Oxygen isotope signatures in olivines from São Miguel (Azores) basalts: implications for crustal and mantle processes. *Chemical Geology* 193: 237-255
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic Approach*. Unwin Hyman, London-UK., 466p.
- Wörmer G., Moorbath S., Horn S., Entenmann J., Harmon R.S., Davidson J.P., López Escobar L. 1994. Large- and fine-scale geochemical variations along the Andean Arc of northern Chile (17.5° - 22°S). *In: Reuter 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, pp. 77-91.
- Wyllie P., Carroll M.R., Johnston A.D., Rutter M.J., Sekine T. Van Der Laan S. 1989. Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: experimental studies from slab to mantle to crust. *European Journal of Mineralogy* 1:165-179.
- Zindler A., Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of the Earth and Planetary Science* 14: 493-571.