OS PADRÕES DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) E A AFINIDADE GEOQUÍMICA KOMATIÍTICA DOS XISTOS MAGNESIANOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO COMPLEXO CAMBAIZINHO, SÃO GABRIEL/RS

MARCUS V. D. REMUS*, LÉO A. HARTMANN* e MILTON L.L. FORMOSO*

ABSTRACT THE RARE-EARTH ELEMENT (REE) PATTERNS AND THE KOMATIITIC GEOCHEMISTRY AFFINITY OF THE MAGNESIAN SCHISTS AND ASSOCIATED ROCKS FROM THE CAMBAINHO COMPLEX, SÃO GABRIEL/RS. The largest part of the mafic-ultramafic rocks from the Sul-Riograndense Shield are localized in its western region. In the Arroio Cambaizinho, São Gabriel, these lithologies occur intercalated with metasedimentary rocks, the whole sequence metamorphosed in the amphibolite facies of regional metamorphism. The mafic-ultramafic sequence is constituted by serpentinites, magnesian schists, metabasalts, amphibolites and metagabbros; these correspond to basic-ultrabasic flows and/or hypabissal intrusions. Chemical analysis of trace elements on 43 samples, including rare-earth elements on 22 samples, indicate derivation of the magnesian schists from komatiites; the mantle of the area was rather enriched in incompatible elements. The associated amphibolites correspond to light rare-earth element enriched magnesian tholeiites. The serpentinites correspond mostly to komatiitic cumulates extensively transformed and/or a residual metasomatic rock, the parental magmas of this sequence were extrated from an incompatible-element enriched mantle and extruded on an early continental crust.

Keywords: Ultramafic rocks, magnesian schists, komatiites, rare earth element geochemistry.

RESUMO No setor oeste do Escudo do Rio Grande do Sul, localiza-se a maior parte das rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas de idade pré-cambriana do Rio Grande do Sul. Na região do Arroio Cambaizinho, São Gabriel, essas rochas ocorrem na forma de intercalações, no interior de seqüências metassedimentares, em equilíbrio na fácies anfibolito do metamorfismo regional. A seqüência máfico-ultramáfica, constituída por serpentinitos, xistos magnesianos variados, metabasaltos, anfibolitos e metagabbros, representam derrames básico/ultrabásicos e/ou intrusões ígneas de pequena profundidade. Análises químicas para elementos traços (Cr, Ni, V, Co, Zn, Cu, Zr, Rb, Sr, Ba, Y, Ga e Nb), em cerca de 43 amostras, e elementos terras raras (ETR), em 22 amostras da seqüência máfico-ultramáfica, indicam a derivação dos xistos magnesianos a partir de komatiitos enriquecidos em elementos incompatíveis. Os anfibolitos associados apresentam afinidades com suítes toleíticas magnesianas e possuem também enriquecimento em elementos terras raras leves. Os serpentinitos correspondem, em sua maioria, a cumulos de derrames komatiíticos intensamente transformados e/ou a resíduos de metassomatismo. As lavas que deram origem às rochas desta seqüência foram extraídas de um manto enriquecido em elementos incompatíveis e extravasaram numa crosta continental pré-existente.

Palavras-chave: Rochas ultramáficas, xistos magnesianos, komatiitos, geoquímica dos elementos terras raras.

INTRODUÇÃO Desde a descoberta da existência de lavas ultrabásicas no Rio Komatii, na região de Barberton (África do Sul), pelos irmãos Viljoen (1969a, b), muito esforço tem sido empreendido em quase todas as áreas de escudos antigos, no sentido de identificar litologias semelhantes.

O grande interesse revelado pelos estudiosos dessas rochas não reside somente no seu significado petrogenético e geoquímico, mas igualmente na importância econômica e tectônica dos cinturões metamórficos que as contêm (Viljoen & Viljoen 1982). Embora o reconhecimento dessas litologias, a partir de presença de texturas e/ou estruturas vulcânicas/vulcanoclásticas, esteja firmemente estabelecido em várias ocorrências estudadas (Viljoen & Viljoen 1969a, b, Nesbitt 1971, Pyke *et al* 1973, Arndt *et al* 1977, Sabóia & Teixeira 1980, Montalvão *et al* 1981, Donaldson 1982, Padilha *et al* 1985, Schrank 1986, entre outros), um dos grandes problemas enfrentados, ainda hoje, recai na identificação dessas rochas ultrabásicas extrusivas em terrenos metamórficos-polideformados.

Em algumas situações favoráveis, essas litologias podem ser identificadas. Exemplo disso, são os cinturões metamórficos, nos quais as transformações de trama e mineralogia dos derrames podem ser acompanhadas progressivamente, desde as rochas preservadas, quase inalteradas

(zonas de baixa intensidade de deformação), até áreas com intensa reorganização textural e mineralógica. Nestas últimas zonas, onde, de modo geral, o metamorfismo já é de grau médio e a deformação mais intensa, os komatiitos são transformados em anfibolitos, xistos magnesianos variados e serpentinitos (Peredery 1979, Viljoen *et al* 1982, Jolly 1982, entre outros).

No Escudo do Rio Grande do Sul, especialmente em sua fração oeste, rochas ultramáficas metamorfizadas, pertencentes à série magnesiana, foram originalmente descritas e interpretadas num contexto metassomático, na década de 60, e denominadas de Formação Cerro Mantiqueira e Formação Cerro do Ouro (Göni 1962).

A origem dessas rochas foi também relacionada às associações ofiolíticas (Jost 1966, Szubert *et al* 1977, Ribeiro & Fantinel 1978, Ribeiro & Lichtenberg 1978, Wildner 1990, entre outros).

Posteriormente, alguns desses autores reinterpretam tais associações rochosas e reconhecem certas similaridades entre estes terrenos e os *greentones belts* encontrados no Brasil e em outros continentes (Nardi & Hartmann 1979, Hartmann & Nardi 1983, Fragozo César 1980, Ribeiro 1981, Jost & Hartmann 1984, Remus & Hartmann 1986, Koppe *et al* 1985, Koppe & Hartmann 1988, entre outros).

* Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, CEP 90650-001, Porto Alegre, RS, Brasil

A afinidade geoquímica das rochas ultrabásicas, especialmente dos elementos maiores encontrados nas ocorrências de Palmas (Garcia & Hartmann 1981, Chemale Jr. 1982), Ibaré (Naumann 1985), Caçapava do Sul (Bittencourt & Hartmann 1984), permitiu associá-las a magmas de composição komatiítica. Entretanto, texturas e/ou estruturas indicativas de origem extrusiva para as mesmas foram descritas somente nas regiões de Pinheiro Machado (Ribeiro 1981) e São Sepé (Zarpelon 1986).

Na região do Arroio Cambaizinho, município de São Gabriel, RS, as rochas máficas e ultramáficas, até então interpretadas como sendo parte de uma associação ofiolítica parcial constituída pelos complexos ultramáficos e gabróico, eram consideradas de origem intrusivas (Szubert *et al.* 1977). A reinterpretação da geologia desta região permitiu atribuir origem extrusiva e afinidade geoquímica komatiítica para partes dessas litologias (Remus 1990). Nesse sentido, mapeamentos geológicos, realizados pelo autor sênior, resultaram na definição do Complexo Cambaizinho, que representa a continuidade norte de um cinturão supracrustal polideformado, de forma geométrica aproximadamente linear, com orientação NNE, que se estende desde a região do Passo do Ivo, localizado mais a sul do complexo, até a região objeto deste trabalho. Na região do Arroio Cambaizinho, esse cinturão está representado pelas sequências metassedimentares e máfico-ultramáfica. O mapa geológico, bem como a estratigrafia da área, estão sintetizados na figura 1.

A sequência metassedimentar, referida preteritamente à Formação Vacacaí, do Grupo Porongos (Göni *et al.* 1962, Jost & Villwock 1966), consiste em xistos e gnaisses quartzo-feldspáticos dominantes, anfíbolitos bandados e quartzitos e metapelitos subordinados, derivados de sedimentos elásticos.

As rochas da sequência máfico-ultramáfica, consideradas como pertencentes à Formação Cerro Mantiqueira (Göni *et al.* 1962, Jost & Villwock 1966, Ribeiro *et al.* 1966), são constituídas por serpentinitos, xistos magnesianos variados, metabasaltos anfíbolitos e metagabros, intercalados na sequência metassedimentar, na forma de horizontes concordantes com a foliação principal. Essas litologias representam derrames máfico-ultramáficos e/ou intrusões ígneas de pequena profundidade, derivados de magmas básicos e ultrabásicos. Intercalações de sedimentitos químicos, representados por *meta-cherts*, formações feríferas e rochas com turmalina e grafita, são de ocorrência restrita.

Duas foliações metamórficas principais (S_1 e S_2) foram identificadas para a área, estando as mesmas associadas aos eventos metamórficos regionais M_1 (Fácies Anfíbolito) e M_2 (Fácies Xistos Verdes), respectivamente. O primeiro metamorfismo (M_1) observado nos anfíbolitos de rochas metabásicas registra dois episódios de recristalização (sin e pós-tectônica), onde as bordas e núcleos deste mineral se reequilibraram na Fácies Anfíbolito. Em consequência, as rochas da sequência máfico-ultramáfica sofreram intensa reorganização mineralógica e textural. Apenas algumas texturas e estruturas reliquias dos tipos amigdaloidal, porfírica e subofítica (metabasaltos), fragmentos de grão finíssimo (resfriamento rápido) de possíveis bordas de derrames e/ou explosões freato-magmáticas (xistos magnesianos) foram preservadas.

Intrusões graníticas, na forma de lâminas (corpos tabulares), durante a D_2 , datadas pelo método Rb/Sr em aproximadamente 660 Ma e agrupadas sob a denominação de Granitóides Sanga do Jobim (Remus 1990), fornecem idades mínimas para o referido complexo. Detalhes sobre a geologia, petrografia e geoquímica dos elementos maiores do Complexo Cambaizinho são tratados num trabalho em separado (Remus & Hartmann, no prelo).

Neste estudo, são abordados assuntos relacionados à geoquímica dos elementos traços e de terras raras das rochas máficas e ultramáficas. O principal enfoque refere-se à: (a) determinação da afinidade magmática dessas litologias por meio da comparação com sequências máficas e ultramáficas bem preservadas; (b) identificação dos processos predominantes na geração dessas rochas; (c) avaliação da mobilidade relativa dos elementos-traço e terras raras durante os processos de alteração secundária; (d) avaliação dos graus de fusão da fonte (manto) necessários à geração dessas litologias; (e) estimativa da composição do manto (fonte), na região, a partir dos conteúdos de ETR e elementos-traço encontrados nessas rochas; (f) formulação de uma hipótese de origem para essas rochas em relação ao ambiente tectônico.

ELEMENTOS-TRAÇO E RAZÕES ENTRE ELEMENTOS A partir de critérios petrográficos e da geoquímica dos elementos maiores, especialmente MgO , CaO , Al_2O_3 e SiO_2 , as rochas da sequência máfico-ultramáfica foram subdivididas nos seguintes grupos: a. rochas portadoras de olivina e/ou serpentina, incluindo serpentinitos e olivina-talco ultramafitos; b. xistos magnesianos com talco; c. clorita e anfíbólio xistos, incluindo tremolita-clorita xistos e clorita-anfíbólio (tremolita actinolita, hornblenda e antofilita) xistos; d. clorita-hornblenda xistos; e. anfíbolitos (metabasaltos); f. metagabros (Remus 1990).

Os serpentinitos e olivina-talco ultramafitos, juntamente com os xistos magnesianos (xistos magnesianos com talco, clorita e anfíbólio xistos, clorita-hornblenda xistos), sob o ponto de vista petroquímico podem ser atribuídos à série komatiítica, com base nos conteúdos de MgO , dentre outros aspectos. As rochas com olivina e/ou serpentina são de origem cumulática ou residual de metassomatismo. Os anfíbolitos, metabasaltos e os metagabros estão relacionados às suítes toleíticas com alto MgO .

Os resultados das análises químicas para elementos-traço Cr, Ni, V, Co, Cu, Zr, Rb, Sr, Ba, Y, Ga e Nb, bem como as razões entre os elementos mais significativos para essas rochas, estão listados nas tabelas 1 a 4.

O conteúdo dos elementos menores das amostras foram determinados no Laboratório de Análises Químicas de Minerais e Rochas do Instituto de Geociências da UFRGS, sob a responsabilidade da Profª Dione A. Pintaude e do autor sênior. Os teores dos elementos Cr, Ni, V, Co, Y e Zr foram obtidos por Espectrografia Óptica de Emissão com chapas espectrográficas Kodak S A-1, com limites de detecção de 50 ppm para o Zr e 10 ppm para os demais elementos. A determinação do Zn e Cu foi efetuada por Espectrometria de Absorção Atômica, modelo Perkin Elmer 703, com limites de detecção de 1 ppm. Os teores de Rb, Sr e Ba foram determinados por Espectrometria de Fluorescência de Raios X (Geiger Flex Rigaku), com limites de detecção de 5, 30 e 50 ppm, respectivamente.

Os dados referentes aos elementos-traços (Cr, Ni, V, Zn, Cu, Zr, Rb, Sr, Ba, Y, Ga e Nb) foram obtidos nos laboratórios da Southampton University, Inglaterra, para as amostras assinaladas com asteriscos nas tabelas respectivas. Estes valores foram determinados pelo segundo autor, utilizando um aparelho Phillips P W -1400 XRF (amostras em pó), com os limites de detecção (em ppm): Cr, V e Cu = 5; Ba = 15; Zn, Ni, Ga, Rb, Sr, Zr, Y e Nb = 2.

Rochas portadoras de olivina e/ou serpentina

O controle predominante da olivina no fracionamento dessas rochas está mascarado pelos processos de alteração secundária que mobilizaram o Ni dessas amostras (Fig. 2a). O Cr não mostra correlação aceitável com o MgO (Fig. 2b). Entretanto, se considerados todos os grupos de rochas, nota-se fraca correlação entre Cr e o MgO (coeficiente de correla-

SÚMULA ESTRATIGRÁFICA			
IDADE	UNIDADE	SIMBOLOGIA	LITOLOGIA
FANEROZÓICO	—		ALUVIÕES E ELUVIÕES
	FORMAÇÃO RIO BONITO		SEDIMENTITOS ARENOSOS
PRÉ-CAMBRIANO	GRANITÓIDES SANGA DO JOBIM		GRANITOS A GRANODIORITOS
	COMPLEXO CAMBAIZINHO		METAGABROS E METADIABÁSIOS
			SERPENTINITOS E OLIVINA-TALCO ULTRAMAFITOS
			XISTOS MAGNESIANOS (XISTOS MAGNESIANOS A TALCO ANFIBOLITO-CLORITA XISTOS, CLORITA-ANFIBOLITO XISTOS), ANFIBOLITOS FINOS (METABASALTOS) E METACHERTS.
			ANFIBOLITOS BANDADOS
			XISTOS E GNAISSES QUARTZO - FELDSPÁTICOS ; METAPELITOS E QUARTZITOS SUBORDINADOS.
COMPLEXO CAMBAÍ		ORTOGNAISSES	
CONVENÇÕES			NORTE
CONTATO LITOLOGICO APROXIMADO E INFERIDO			
ZONA DE FALHA			
ATITUDE DA FOLIAÇÃO (S2/S1)			
ANTIFORME COM CAIMENTO			
LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO			
ESTRADA FEDERAL (E PRINCIPAIS)			
DRENAGEM			

Figura 1 – Mapa geológico simplificado e coluna estratigráfica da região do Arroio Cambaizinho, modificados a partir de Remus (1990)

Figure 1 – Simplified geologic map and stratigraphic column of the Cambaizinho region, modified from Remus (1990)

Tabela 1 - Elementos-traço (ppm), razões entre óxidos e elementos dos serpentinitos e olivina-talco ultramafitos da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS

Table 1 - Trace elements (ppm), inter-oxides and element ratios of the serpentinites and olivine-talc ultramafites of the Mafic Ultramafic Sequence of Cambaizinho Complex, São Gabriel - RS

AMOSTRAS (MR)	SERPENTINITOS								OLIVINA-TALCO ULTRAMAFITO		
	27D	73	74E	99E	99K	99N	134	25	990	101	104H
Cr	1950	2900	2800	2900	2600	1800	3100	3000	2091*	1370*	1800
Ni	1800	1500	1000	2000	1800	2500	1500	1800	1481*	1415*	1200
V	40	40	80	60	50	40	40	80	50*	22*	40
Co	80	170	100	180	110	130	130	250	130	120	80
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	43*	39*	-
Cu	5	5	10	5	10	10	10	45	5*	0*	10
Zr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	2*	3*	<50
Rb	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	3*	2*	<5
Sr	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	11*	40*	<30
Ba	117	<50	62	<50	<50	<50	<50	78	7*	8*	<50
Y	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	6*	5*	<10
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	3*	2*	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	3*	2*	-

RAZÕES

Ca/Al ₂ O ₃	1,07	1,63	0,36	0,55	0,43	0,45	0,61	0,83	0,51	2,09	0,46
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	15,5	13,7	22,6	21,8	18,2	20,1	18,9	10,4	43,2	16,7	17,5
CaO/TiO ₂	16,7	22,3	8,13	12,0	7,83	9,00	11,4	8,6	22,2	34,9	8,00
TiO ₂ /P ₂ O ₅	1,3	0,75	1,00	0,56	0,75	1,00	0,90	1,54	0,83	0,78	1,00
FeO*/FeO*+MgO	0,15	0,16	0,17	0,18	0,16	0,17	0,16	0,26	0,18	0,18	0,16
FeO*/MgO	0,17	0,19	0,20	0,21	0,18	0,20	0,19	0,36	0,22	0,22	0,19
FeO/Fe ₂ O ₃	0,43	0,10	0,29	0,09	0,11	0,36	0,62	0,29	2,07	0,74	1,82
Si/Ti	288	589	467	719	646	449	421	178	865	614	518
Al/Ti	13,7	12,1	20	19,3	16,1	17,8	16,7	9,18	38,1	14,8	15,5
Fe/Ti	67	177	130	231	158	135	111	82	186	132	116
Mg/Ti	305	717	508	838	669	526	443	180	666	474	463
Ca/Ti	19,9	26,6	9,69	14,3	9,34	10,7	13,6	10,3	26,5	41,6	9,54
Ti/Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	100	210	-
Ti/Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	150	140	-
Ti/Y	-	-	-	-	-	-	-	-	50	84	-
Zr/Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	0,66	1,5	-
Zr/Y	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33	0,6	-

(*) Dados obtidos na Southampton University - Inglaterra

ção = 0,72), indicando que no fracionamento houve participação de uma fase rica em Cr (cromita, piroxênio), além de olivina. Da mesma forma, para o V (Fig. 2c), quando considerado todo o conjunto de amostras, existe um *trend* de correlação negativa (coeficiente de correlação = 0,73) que intercepta o eixo x a cerca de 40-45% de MgO, o que está de acordo com as observações precedentes; ou seja, o fracionamento da olivina é um dos controladores da composição dessas rochas.

A suposta natureza cumulática e/ou residual metasomática dessas rochas é também demonstrada pela tendência de as amostras desse tipo litológico se locarem em grupos composicionais restritos e isolados do restante da sequência máfico-ultramáfica, como pode ser observa-

do nos diagramas Al₂O₃/TiO₂, TiO₂/CaO, TiO₂/P₂O₅ (Fig. 3a, b, c).

A abundância e as razões dos elementos incompatíveis e refratários dessas rochas (Tab. 1) foram substancialmente modificadas pelos processos de fracionamento/acumulação e de alteração secundária (metassomática). Desta forma, não registram mais aqueles níveis existentes no líquido primário que lhes deu origem. As características geoquímicas ainda preservadas indicam que os serpentinitos e os olivina-talco ultramafitos se assemelham a cumulos komatiíticos e a cumulos de ofiolitos. As ocorrências de campo, na forma de lentes alongadas, e a associação com xistos magnesianos de afinidade komatiítica indicam que esse grupo litológico pode corresponder a cumulos de base de derrames ou de

Figura 2 - Diagrama de variação dos elementos (ppm) em relação ao MgO (% em peso): (a) Ni x MgO e (b) Cr x MgO, com fraca correlação positiva e pequena dispersão de pontos, (c) V x MgO exibindo correlação negativa e (d) Co x MgO com distribuição de pontos menos regulares. Simbologia para as figuras 2, 3 e 4: Serpentinitos e olivina-talco ultramafitos (cruzes); xistos magnesianos com talco (triângulo); clorita e anfibólio (tremolita, actinolita, hornblenda ou antofilita) xistos (círculo fechado); clorita-hornblenda xistos (círculo aberto); anfibolitos (vê); meta-gabros (asterisco) e cloritito (x)

Figure 2 - Variation diagrams of trace elements (ppm) versus MgO (weight percent): (a) Ni x MgO and (b) Cr x MgO, displaying positive correlation and small dispersion of points; (c) V x MgO showing negative correlation and (d) Co x MgO with less regular distribution of points. Simbology, for figures 2, 3 and 4: Serpentinites and olivine-talc ultramafites (crosses); magnesian schists with tale (triangles), chlorite and amphibole (tremolite, actinolite, hornblende and anthophyllite) schists (closed circle); chlorite-hornblende schists (open circle); amphibolites (v); metagabbro (*) and chloritite (x)

sills komatiíticos ou estão relacionados, ainda, a intrusões ígneas rasas de composição komatiítica, transformadas por processos metamórficos/metassomáticos relacionados anteriormente.

Xistos magnesianos com talco Do mesmo modo que para os outros grupos mineralógicos individuais, nota-se uma tendência de ocorrerem variações significativas nos teores de Ni, Cr e Co com pequenas variações nos teores de

Tabela 2 — Elementos-traço (ppm), razões entre óxidos e elementos dos xistos magnesianos com talco da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS

Table 2 - Trace elements (ppm) inter-oxides and element ratios of the magnesian schists with talc of the Mafic-Ultramafic Sequence of Cambaizinho Complex, São Gabriel - RS

Amostras (MR)	Xistos Magnesianos Talco							
	60	22	84F	105	106	102	104E	104J
Cr	1800	2500	1600	1650	2500	999*	1650	1900
Ni	1000	800	1000	680	1800	971*	700	600
V	100	30	40	140	40	80*	160	240
Co	150	110	130	140	130	130	120	120
Zn	-	-	-	-	-	66*	-	-
Cu	10	5	5	5	5	0*	5	5
Zr	<50	<50	<50	<50	<50	45*	<50	<50
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	3*	<5	<5
Sr	61	59	<30	38	<30	21*	<30	<30
Ba	130	63	<50	<50	99	10*	<50	<50
Y	<10	<10	<10	<10	<10	17*	<10	40
Ga	-	-	-	-	-	6*	-	-
Nb	-	-	-	-	-	8*	-	-
RAZÕES								
Ca/Al ₂ O ₃	0,63	1,99	0,35	2,93	0,35	1,30	3,51	2,12
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11,7	31,8	25,9	4,94	22,2	9,24	10,9	6,58
CaO/TiO ₂	7,39	63,5	9,00	14,5	7,79	12,1	38,2	13,9
TiO ₂ /P ₂ O ₅	2,93	0,60	0,73	4,13	2,38	4,21	1,45	4,75
FeO*/FeO*+MgO	0,21	0,18	0,17	0,21	0,18	0,25	0,23	0,26
FeO*/MgO	0,26	0,22	0,20	0,26	0,21	0,22	0,30	0,35
FeO/Fe ₂ O ₃	3,40	3,90	4,96	5,23	3,81	5,82	5,25	14,68
Si/Ti	105	780	601	71	241	71	149	56
Al/Ti	10,3	28	23	4,4	19,6	8,2	9,6	5,8
Fe/Ti	23,6	132	93	12,9	41,5	17,3	29,7	12,5
Mg/Ti	69	457	366	38,1	151	41	77	28
Ca/Ti	8,8	75,7	11	17,2	9,3	14,4	46	16,6
Ti/Nb	-	-	-	-	-	442	-	-
Ti/Zr	-	-	-	-	-	78	-	-
Ti/Y	-	-	-	-	-	208	-	114
Zr/Nb	-	-	-	-	-	5,6	-	-
Zr/Y	-	-	-	-	-	2,6	-	-

(*) Dados obtidos na Southampton University - Inglaterra

MgO (Figs. 2a, b e d). O vanádio desses xistos apresenta discreta correlação negativa, com este último óxido no diagrama respectivo (Fig. 2c). Essas relações, especialmente V x MgO e Cr x MgO, acompanham os *trends* de fracionamento ígneo dos demais ultramafitos, quando se considera todo o conjunto de grupos mineralógicos.

As características geoquímicas primárias dos xistos magnesianos com talco apresentam sensíveis modificações nos conteúdos dos elementos maiores e traços por sua origem estar relacionada a processos metamórficos-metassomáticos, que ocasionaram a redistribuição dos vários elementos químicos (SiO₂, álcalis, TiO₂). Em consequência, as razões dos elementos maiores CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂, CaO/TiO₂, TiO₂/P₂O₅ e dos vários elementos-traço listados na tabela 2 são bastante variáveis e inconsistentes, tornando-se pouco con-

fiáveis para serem utilizadas como indicadoras dos processos petrogenéticos geradores deste grupo de rochas.

Mesmo assim, algumas relações originais preservadas, como FeO*/FeO* + MgO, FeO*/MgO, entre outras, e as boas correlações para V x MgO permitem identificar o piroxênio e, subordinadamente, a olivina como as supostas fases minerais responsáveis pelas suas variações composicionais. Além disso, algumas amostras (MR-60 e MR-102) possuem determinadas relações CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂ e CaO/TiO₂ parcialmente preservadas e com valores próximos aos encontrados em rochas komatiíticas (Nesbitt & Sun 1976, Smith & Erlank 1982).

Clorita e anfibólio xistos Neste agrupamento de rochas, não existe correlação aceitável para o Ni, Cr, V e Co.

Tabela 3 — Elementos-traço (ppm), razões entre óxidos e elementos dos clorita e anfibólio xistos e cloritito (MR-125A) da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS

Table 3 - Trace elements (ppm) inter-oxides and elements ratios of the chlorite and amphibole schists and chloritites (MR-125A) of the Mafic-Ultramafic Sequence of Cambaizinho Complex, São Gabriel - RS

Amostras (MR)	CLORITA-ANFIBÓLIO XISTOS										TREMOLITA-CLORITA XISTOS		
	145	147	148	149	62b	63I	63N	630	62H	62J	63J	63K	125A
Cr	1300	1350	1750	2100	237*	2100	976*	902*	142*	1700	520	630	700
Ni	1000	920	1500	1200	482*	1800	934*	606*	513*	2500	2500	1000	500
V	130	160	170	170	116*	230	108*	115*	255*	360	230	200	640
Co	70	50	100	80	70	140	70	50	60	90	70	80	90
Zn	-	-	-	-	63*	-	90*	67*	101*	-	-	-	-
Cu	15	25	25	35*	0*	55	1*	19*	0*	80	5	15	115
Zr	55	<50	<50	<50	91*	<50	93*	50*	188*	65	60	75	170
Rb	<5	<5	<5	<5	3*	<5	2*	2*	3*	<5	<5	<5	<5
Sr	<30	34	<30	<30	24	32	12*	13*	15*	<30	<30	<30	97
Ba	<50	-	<50	<50	19*	<50	16*	7*	21*	<50	<50	<50	270
Y	20	20	20	20	22*	30	22*	22*	31*	40	40	30	70
Ga	-	-	-	-	10*	-	12*	11*	18*	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	10*	-	8*	6*	21*	-	-	-	-

RAZÕES

Ca/Al ₂ O ₃	0,81	1,07	0,86	0,93	1,05	1,26	1,00	1,12	0,37	0,68	0,57	0,66	0,05
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9,64	11,1	11,2	10,5	8,59	5,93	10,8	14,8	4,58	5,92	13,0	11,0	2,75
CaO/TiO ₂	7,81	11,9	9,57	9,70	9,00	7,46	10,8	16,6	1,71	4,02	7,36	7,26	0,12
TiO ₂ /P ₂ O ₅	8,75	5,62	7,33	7,17	3,25	5,77	2,86	3,53	8,30	6,79	3,67	5,16	14,4
FeO*/FeO*+MgO	0,31	0,3	0,35	0,31	0,27	0,36	0,26	0,28	0,34	0,37	0,30	0,29	0,38
FeO*/MgO	0,46	0,44	0,53	0,46	0,33	0,57	0,35	0,39	0,51	0,59	0,42	0,40	0,62
FeO/Fe ₂ O ₃	5,34	6,83	6,34	9,31	2,85	2,50	3,77	2,61	3,61	2,53	2,75	2,95	1,58
Si/Ti	34,5	52,1	44,5	45,3	41,0	30,0	48,5	63,3	10,5	17,1	38,1	36,1	3,41
Al/Ti	8,51	9,78	9,85	9,24	7,59	5,23	9,50	13,1	4,04	5,22	11,5	9,72	2,43
Fe/Ti	13	17,0	15,0	14,4	11,7	11,6	12,9	18,3	4,97	8,94	16,0	13,0	3,28
Mg/Ti	21,3	31,1	22,0	24,6	27,9	15,9	28,4	36,2	7,53	11,9	29,4	25,4	4,11
Ca/Ti	9,31	14,2	11,4	11,6	10,7	8,9	12,9	19,8	2,03	4,79	8,78	8,65	0,15
Ti/Nb	-	-	-	-	545	-	600	600	876	-	-	-	-
Ti/Zr	114	-	-	-	60	-	88	78	52	175	88	78	233
Ti/Y	314	219	263	258	248	253	218	164	594	285	132	196	566
Zr/Nb	-	-	-	-	9,1	-	11,6	8,3	9,0	-	-	-	-
Zr/Y	2,75	-	-	-	4,14	-	4,2	2,3	6,1	1,63	1,5	2,5	2,43

(*) Dados obtidos na Southampton University - Inglaterra

Contudo, ao considerar-se todo o conjunto de amostras, nota-se *trends*, segundo faixas aproximadamente lineares, definindo correlações fracas para o Ni e o Cr (Figs. 2a e b). Para o V (Fig. 2c), o conjunto de pontos posiciona-se segundo uma faixa encurvada, sugerindo correlação exponencial. Nessas rochas, algumas amostras apresentam razões entre elementos maiores e traços (Tab. 2) consistentes e, em alguns casos, aproximam-se dos valores existentes em suítes arqueanas (Nesbitt & Sun 1976, Smith & Erlank 1982) e, mais raramente, daqueles dos condritos (Wänke *et al* 1974). Eliminando-se as amostras com valores extremos, foram selecionados os dados referentes às amostras de uma cama-

da (derrame?) de clorita-tremolita xisto denominada de camada A (amostra MR-145, MR-147, MR-148 e MR-149), utilizadas como indicadores dos processos petrogenéticos maiores que participaram na geração dessas rochas.

Estes xistos apresentam razões entre óxidos e elementos (CaO/Al₂O₃; Al₂O₃/TiO₂; CaO/TiO₂; TiO₂/P₂O₅; Si/Ti; Mg/Ti; Ti/Y), listados na tabela 3, dentro de um campo relativamente restrito de valores e que se aproximam aos encontrados em komatiitos, basaltos komatiíticos arqueanos e a MORBs, relativamente enriquecidos em elementos incompatíveis (Sun & Nesbitt 1978, Nesbitt *et al* 1979, Sun *et al* 1979, Sun 1984).

Tabela 4 - Elementos-traço (ppm), razões entre óxidos e elementos dos clorita-hornblenda xistos, anfíbolitos e metagabro da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS

Table 4 - Trace elements (ppm) inter-oxides and element ratios of the chlorite-hornblende schists, amphibolite and metagabbro of the Mafic-Ultramafic Sequence of Cambaizinho Complex, São Gabriel - RS

Amostras (MR)	CLORITA-HORNBLENDA XISTOS							ANFIBOLITOS		METAGABRO	
	155*	156*	157*	158*	62K	82*	62E	111*	79A	151	83C*
Cr	991	1324	1947	1016	1100	1900	500	116	1200	560	437
Ni	577	805	820	750	2500	1000	840	83	280	100	183
V	211	206	212	202	230	270	600	201	560	270	153
Co	80	90	100	110	110	140	70	50	100	70	70
Zn	88	89	96	82	-	-	-	85	-	-	55
Cu	84	33	54	56	10	10	45	51	65	50	44
Zr	80	79	96	79	<50	<50	110	171	75	75	65
Rb	1	2	2	2	<5	<5	<5	10	10	20	17
Sr	28	26	30	29	40	54	265	484	175	185	273
Ba	42	22	100	9	<50	<50	80	109	<50	270	119
Y	21	20	25	20	30	40	50	29	50	40	18
Ga	15	14	15	12	-	-	-	20	-	-	14
Nb	10	10	12	11	-	-	-	6	-	-	3
RAZÕES											
Ca/Al ₂ O ₃	0,95	1,04	0,84	1,11	1,51	1,10	0,74	0,55	0,77	0,90	0,68
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6,81	6,45	7,19	6,18	9,96	7,14	6,42	10,6	7,64	15,3	21,3
CaO/TiO ₂	6,48	6,72	6,01	6,86	15,1	7,88	4,75	5,87	5,91	13,7	14,7
TiO ₂ /P ₂ O ₅	10	9,50	9,69	10,9	4,17	6,32	7,52	5,56	8,46	4,67	4,69
FeO*/FeO*+MgO	0,41	0,40	0,40	0,34	0,34	0,35	0,55	0,55	0,55	0,58	0,42
FeO*/MgO	0,70	0,67	0,67	0,51	0,51	0,53	1,20	1,23	1,21	1,42	0,72
FeO/Fe ₂ O ₃	3,23	2,98	3,25	38,25	2,71	7,83	3,18	3,27	8,72	3,42	4,11
Si/Ti	24,8	24,6	23,1	25,3	52,7	32,8	19,8	27,9	20,8	37,5	51,5
Al/Ti	6,01	5,69	6,35	5,45	8,79	6,31	5,67	9,34	6,75	13,5	18,8
Fe/Ti	10,3	9,93	10,1	8,01	16,1	10,9	6,67	7,43	7,31	14,4	13,7
Mg/Ti	11,5	11,5	11,7	12,2	24,5	15,7	4,30	4,67	4,70	7,88	14,7
Ca/Ti	7,73	8,01	7,17	8,18	17,9	9,40	5,67	6,99	7,04	16,3	17,5
Ti/Nb	899	911	774	828	-	-	-	1499	-	-	1499
Ti/Zr	112	115	97	115	-	-	111	53	149	78	69
Ti/Y	428	456	372	456	150	180	243	310	223	147	250
Zr/Nb	8	7,9	8	7,2	-	-	-	28,5	-	-	21,7
Zr/Y	3,8	3,95	3,84	3,95	-	-	2,2	5,9	1,5	1,9	3,6

(*) Dados obtidos na Southampton University - Inglaterra

No gráfico Al₂O₃/TiO₂ da figura 3a, essas rochas apresentam correlação positiva razoável com *trena* aproximadamente linear, sendo possível definir razões em torno de 11 para tais óxidos. Suprimindo as amostras mais alteradas (MR-62H e MR-62J), observa-se um fraco *trena* de correlação positiva no diagrama CaO/TiO₂ (Fig. 3b), definindo razões próximas a 10 ou menores para estes óxidos. Valores similares para razões Al₂O₃/TiO₂ (~10) são encontrados nos komatiitos e basaltos komatiíticos do Barberton (Smith & Erlank 1982) e em basaltos magnesianos do arqueano de Minnesota (Schulz 1982). Além disso, komatiitos com elevados teores de TiO₂ ocorrem no *greenstone belt* de Karasjok, na Noruega (Barnes & Often 1990).

Os condritos possuem relações Al₂O₃/TiO₂ = 20,4 e CaO/TiO₂ = 17 (Wänke *et al.* 1974). Assim, os valores inferiores encontrados nas amostras da camada A indicam que, provavelmente, o Al e o Ca foram menos incompatíveis que o Ti nestes níveis de fusão (Nesbitt & Sun 1976). Os valores elevados de TiO₂ se originaram pelo enriquecimento relativo nos primeiros líquidos, gerados durante a fusão sequencial (Nesbitt *et al.* 1979) ou refletem a abundância encontrada num manto enriquecido (Ludden & Gelinas 1982, Sun 1984).

As razões CaO/TiO₂ e Al₂O₃/TiO₂ definem um *trena* de correlação positiva no gráfico CaO/TiO₂: Al₂O₃/TiO₂ (Fig. 3d). As amostras se posicionam na região de baixos valores (similarmente aos MORBs estudados por Sun *et al.* 1979),

Figura 3 - Diagramas de variação dos óxidos (% em peso) Al₂O₃, CaO e P₂O₅ em relação ao TiO₂. Em (a), as amostras da sequência ultramáfica distribuem-se segundo uma faixa de pontos aproximadamente linear, definindo um discreto trend de correlação positiva. Os pontos referentes às camadas A e B definem alinhamentos que aproximam-se de retas Al₂O₃/TiO₂, com valores em torno de 11 e 6,5, respectivamente. Nos gráficos (b) e (c), as amostras da sequência máfico-ultramáfica distribuem-se segundo uma faixa de pontos regular definindo um fraco trend de correlação positiva. Em (b), as amostras das camadas A e B locam-se proximamente a linhas de referência CaO/TiO₂, com valores ao redor de 10 e 7, respectivamente. As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina plotam junto ao eixo x, próximo à origem, em todos os diagramas, indicando a sua derivação de cumulos e/ou residual metassomática. Em (d), o conjunto das amostras das camadas A e B e dos anfíbolitos definem um bom trend de correlação positiva. As amostras locam-se na região de baixos valores, definindo uma reta de inclinação similar a de uma série de líquidos com razões CaO/Al₂O₃ (0,82) condriticos

Figure 3 - Variation diagrams of the oxides (weight percent) Al₂O₃, CaO and P₂O₅ against TiO₂. In (a) the samples of the ultramafic sequence are distributed along an approximately linear belt, defining a discrete positive correlation trend. The points relative to the beds A and B define alignments close to the Al₂O₃/TiO₂ line with value about 11 and 6,5, respectively. In the graph (b) and (c) the samples of the mafic-ultramafic sequence are distributed along a regular belt, defining a subtle trend of positive correlation. In (b) the samples of the beds A and B plot close to the CaO/TiO₂ reference lines with values about 10 and 7, respectively. The olivine and/or serpentine rocks plot close to the x axis, close to the origin, in all diagrams, indicating their derivation from cumulates and/or metasomatic residua. In (d) the set of samples of beds A and B and of amphibolites define a good positive correlation trend. The samples plot in the region of low values (below the cross), defining an inclination trace similar to the liquid series with ratio CaO/Al₂O₃ (0,82) about chondritic

definindo uma reta de inclinação que se aproxima de uma série de líquidos, com razões CaO/Al₂O₃ (0,82) condriticas (Wänke *et al.* 1974), indicando que os padrões encontrados nos clorita-tremolita xistos são ainda de natureza ígnea (primária) e que, provavelmente, refletem pequenas frações de fusão do manto (Sun *et al.* 1979). De modo similar, o número de Mg (Mg x 100/Mg + Fe²⁺) elevado com valores entre 63 e 67 indica que a maior parte das amostras não experimentou fracionamento extensivo de cristais durante a diferenciação, representando composições próximas àquelas do líquido primário que lhes deu origem (Green 1971).

Adicionalmente, os valores das relações Ti/Y (264) para quatro amostras, Ti/Zr (114) e Zr/Y (2,75) obtidas em apenas uma das amostras da camada A, são próximos àqueles dos condritos com razões Ti/Y = 256; Ti/Zr = 102 e Zr/Y = 2,5 (Wänke *et al.* 1974) e muito semelhantes aos encontrados em *greenstones* arqueanos com Ti/Y = 190; Ti/Zr = 110 (Nesbitt *et al.* 1979).

No entanto, observa-se que a abundância dos elementos incompatíveis, TiO₂ e P₂O₅ principalmente, e do Al₂O₃ de modo subordinado, é maior neste grupo de rochas do que nas suítes komatiíticas arqueanas (Nesbitt & Sun 1976,

Smith & Erlank 1982), diminuindo, em consequência, os valores das razões CaO/TiO_2 ; $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$; Si/Ti ; Fe/Ti ; Mg/Ti nestas amostras.

Por outro lado, verifica-se que as variações nas razões entre os elementos para as amostras da camada A são sistemáticas e possuem estreitas correlações com o MgO, de maneira que o aumento gradativo, embora localizadamente errático nas razões $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$, CaO/TiO_2 , Si/Ti e Mg/Ti , são acompanhadas pelo incremento de MgO; a diminuição nas relações $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ti}$ é acompanhada pelo incremento de MgO, e a diminuição nas relações $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, Fe/Ti e Ti/Y ocorre de modo aproximadamente regular com o aumento de MgO. Isto demonstra que o campo de variações nas razões de elementos das amostras de camada A está relacionado diretamente aos processos de fracionamento magmático.

As relações Zr/Nb e Ti/Zr das amostras analisadas no restante do agrupamento dos clorita e anfibólio xistos (Tab. 3) não possuem correlação aparente com o MgO. As suas distribuições são aproximadamente regulares dentro do grupo analisado, indicando que as pequenas variações encontradas, para estas e outras razões, estão possivelmente relacionadas a processos de fracionamentos distintos nas diferentes amostras. É possível que as razões discrepantes refutam os efeitos dos diferentes graus de fusão parcial, fracionamento de cristais ou alterações metassomáticas (MR-125A, MR-62J, MR-62H), superpostas nas diversas amostras.

Assim, as relações Ti/Zr , Ti/Y , Zr/Y e $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ condriticas, e o número de Mg, juntamente com os conteúdos de Cr e Ni elevados para a camada A, demonstram que a composição atual se aproxima do líquido primário ígneo do protólito (Nesbitt & Sun 1976, Sun *et al* 1979).

Clorita-hornblenda xistos Devido ao campo de variação dos teores de MgO destas rochas ser pequeno, os metais de transição (Ni, Cr, V e Co) não apresentam correlação significativa com este óxido (Figs. 2a, b, c, d). As amostras deste grupo mineralógico apresentam variações importantes nos teores desses metais, enquanto o MgO mantém-se quase constante. Entretanto, os *trenas* da distribuição das amostras deste grupo mineralógico acompanham os padrões de fracionamento magmático definidos pelo outros agrupamentos de ultramafitos. Uma das amostras possui teores de Ni superiores aos da média, anomalia atribuída possivelmente à presença do espinélio.

Nesse agrupamento de rochas, foram igualmente selecionados os dados referentes às amostras de uma banda de clorita-hornblenda xisto, denominada de camada B (MR-155, MR-156, MR-157 e MR-158), para serem utilizados como traçadores petrogenéticos na identificação dos processos maiores que originaram essas litologias.

As amostras da camada B apresentam razões entre os óxidos e elementos dentro de um campo restrito de valores (Tab. 4), com variações consistentes e compatíveis com aquelas encontradas em basaltos komatiíticos de suítes komatiíticas arqueanas e MORBs enriquecidos (Nesbitt & Sun, Nesbitt *et al* 1979, Smith & Erlank 1982).

Essas rochas, com exceção de uma amostra (MR-62K), apresentam discretas correlações positivas com *trenas* de distribuição aproximadamente linear nos gráficos $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e TiO_2/CaO , das figuras 3a e b, sendo possível definir razões em torno de sete para estes óxidos. Os valores das razões encontradas representam menos da metade das relações exibidas por condritos (Wänke *et al* 1974), indicando que o Ti foi mais incompatível que o Ca e o Al nestes níveis de fusão, tornando-se enriquecido no líquido pelas baixas porcentagens de fusão ocorridas (Nesbitt *et al* 1979, Sun *et al* 1979, Barnes & O'Brien 1990). Essas razões possivelmente refletem padrões de natureza ígnea primária, de modo simi-

lar aos basaltos magnesianos do arqueano de Minnesota (Schulz 1982), basaltos komatiíticos de Barberton (Smith & Erlank 1982) e os MORBs enriquecidos (Sun *et al* 1979). Os elementos Ti, P, Zr, Y - nos gráficos $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (Fig. 3c), Zr/V (Fig. 4) - distribuem-se segundo faixas aproximadamente lineares com o espalhamento de pontos das amostras, sendo relacionados ou à alteração metassomática (MR-62J, MR-62H e MR-125A) ou, no caso do P e do Nb, à imprecisão analítica (Nesbitt & Sun 1976, Sun *et al* 1979, Smith & Erlank 1982).

Figura 4 — Diagrama Zr/Y (ppm) onde observa-se distribuição irregular de algumas amostras da sequência máfico-ultramáfica. Nota-se alinhamento de amostras de xistos magnesianos definindo um discreto *trena* de correlação positiva, segundo a linha de referência $\text{Zr/Y} = 2,5$.
Figure 4 - Diagram Zr/Y (ppm) showing an irregular distribution of some samples of the mafic-ultramafic sequence. An alignment of magnesian schists is noted, defining a discrete positive correlation trend, according to the reference line $\text{Zr/Y} = 2,5$.

Observa-se que as razões Ti/Zr (110) e $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (10) dessas rochas são similares às encontradas em condritos (Wänke *et al* 1974) e em *greenstones* arqueanos (Nesbitt *et al* 1979). No entanto, as abundâncias dos elementos incompatíveis, principalmente TiO_2 , Zr, Y, Nb, e do P_2O_5 (Tab. 5), de modo subordinado, são maiores nos clorita-hornblenda xistos que nas rochas das suítes komatiíticas arqueanas. Em consequência, os valores das razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$; CaO/TiO_2 ; Si/Ti ; Fe/Ti ; Mg/Ti ; Ti/Nb e Zr/Nb são mais baixos que a dos *greenstones* antigos.

As variações nas razões destes elementos estão também relacionadas aos processos de fracionamento magmático, nos quais as razões $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$, Ca/TiO_2 , $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, Mg/Ti , Ti/Zr aumentam de modo gradativo, localizadamente erráticas, com o incremento dos valores de MgO; já, as razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, Si/Ti , Fe/Ti e Zr/Nb apresentam correlações negativas com o MgO. As relações dos elementos incompatíveis Ti/Nb , Ti/Y , embora apresentem consistência nos valores, não possuem correlação com o MgO, indicando possivelmente um não-fracionamento durante a diferenciação magmática.

Finalmente, as relações $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$, Ti/Zr e $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ condriticas e os valores elevados para o número de Mg e os teores de Cr e Ni sugerem que a composição das amostras da camada B correspondem aproximadamente àquela do líquido primário que lhes deu origem (Nesbitt & Sun 1976, Sun *et al* 1979).

Verifica-se, ainda, que os padrões de distribuição dos elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo (Wood *et al* 1981) dos xistos magnesianos (Fig. 5) são

bastante similares ao dos MORB do tipo P, onde são típicas as anomalias negativas de K e positivas as anomalias de Nb e La (Sun *et al.* 1979).

Figura 5 — Distribuição dos elementos incompatíveis de amostras de xistos magnesianos normalizados ao manto primitivo. As curvas das diferentes amostras possuem anomalias negativas de Sr e K, e positivas de Nb e La. Os padrões das curvas são semelhantes aos dos MORB do tipo P (Sun *et al.* 1979)

Figure 5 - Distribution of the incompatible elements of samples from the magnesian schists normalized to primitive mantle. The curves of the different samples have negative anomalies of Sr and K, and positive for Nb and La. The patterns of curves are similar to the P-MORB type (Sun *et al.* 1979)

Anfibolitos Os metais de transição (Cr, Ni e Co) ocorrem em teores compatíveis com aqueles encontrados em suítes toleíticas antigas (Nesbitt & Sun 1976). Tais elementos se localizam próximo aos vértices nos gráficos Cr/MgO, Ni/MgO e Co/MgO das figuras 2a, b, d - e, embora haja ausência de correlação aceitável, acompanham o *trend* de fracionamento do restante da sequência. O vanádio, no gráfico V/MgO da figura 2c, é o elemento que apresenta a maior dispersão, com três amostras próximas ao vértice (abaixo do *trend* principal) e outras duas com teores anômalos, posicionados acima do *trend* de diferenciação dos demais ultramafitos.

Os anfibolitos, com exceção de uma amostra (MR-151), possuem razões entre os óxidos e elementos (CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂, CaO/TiO₂, TiO₂/P₂O₅, FeO/Fe₂O₃, MgO/FeO, Zr/Y e Ti/Y (Tab. 4), próximas aos valores encontrados em toleitos arqueanos do tipo TH₂ (Condie 1981). Alguns valores discrepantes dessas amostras são assinalados pelas anomalias positivas de Cr e Ni, e razões elevadas de FeO/Fe₂O₃.

A média das razões Ti/Zr (104) é mais elevada do que aquelas dos TH₂, porém, aproxima-se dos valores encontra-

dos em condritos com relações Ti/Zr = 102 (Wänke *et al.* 1974), indicando que a composição destes anfibolitos corresponde ainda àquela dos líquidos primitivos, gerados por fusão parcial do manto (Nesbitt & Sun 1978, Sun *et al.* 1979), muito embora os valores relativamente baixos dos números de Mg (42-45) demonstrem o elevado grau de fracionamento dessas amostras.

As variações nos valores das razões CaO/Al₂O₃, TiO₂/P₂O₅, Ti/Zr e das razões Ti/Y, Zr/Y dessas amostras relacionam-se ao fracionamento magmático, onde os primeiros valores possuem correlação positiva com o MgO e os últimos co-variações negativas com este óxido.

ELEMENTOS TERRAS RARAS As concentrações dos elementos terras raras (ETR), obtidas em 22 amostras da sequência máfico-ultramáfica, bem como os valores das relações (La/Yb)_N, (La/Sm)_N e (Yb/Gd)_N são apresentados nas tabelas 5 e 6. As amostras assinaladas com asterisco (*) foram analisadas no laboratório do King's College - Inglaterra, pelo segundo autor, e o restante no laboratório da GEOSOL, Belo Horizonte - MG, pelo método descrito por Dutra (1984). As curvas de abundância dos ETR da rocha total foram construídas a partir da normalização ao condrito Cl (Evensen *et al.* 1978) e, juntamente com os teores de MgO (em base anidra) das amostras, podem ser vistas nas figuras 6 a 9.

Os xistos magnesianos possuem conteúdos de ETR relativamente baixos, com ETR total entre 30,41 e 70,13 ppm e razões (La/Yb)_N entre 1,36 e 8,37 (excluindo as amostras MR-62J, MR-84F das tabelas citadas). Tais valores são semelhantes e ligeiramente superiores àqueles encontrados em rochas komatiíticas, aproximando-se mais dos

Figura 6 — Curvas de abundância dos elementos terras raras (ETR) de clorita-anfibólio xistos e xistos magnesianos com talco da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, normalizados aos condritos, e envelope de distribuição dos ETR de komatiitos de Crixás - GO (amostra nº1) (Figueiredo & Kronberg 1988) e o limite inferior pelos komatiitos da região de Piumhi (amostra A 24C) (Jahn & Schrank 1983) e Crixás (NPA - 2) (Arndt *et al.* 1989)

Figure 6 - Rare earth element (REE) abundance curves of the chlorite-amphibole schists and magnesian schists with talc of Complexo Cambaizinho Mafic-Ultramafic Sequence, normalized to chondrites and distribution envelope of REE of Brazilian komatiites. The upper limit is demarcated by komatiites from Crixás - GO (samples nº 1) (Figueiredo & Kronberg 1988) and a lower limit by the komatiites from Piumhi (samples A24C) (Jahn & Schrank 1983) and Crixás (NPA-2) (Arndt *et al.* 1989)

Tabela 5 — Elementos terras raras (ppm) dos xistos magnesianos, olivina-talco ultramafitos e serpentinitos da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS

Table 5 - Rare earth elements (ppm) of the magnesian schists, olivine-talc ultramafites and serpentinites of the Mafic-Ultramafic Sequence of Cambaizinho Complex, São Gabriel - RS

Amostras (MR)	Clorita-Anfibólio Xistos				Clorita-Talco Tremolita Xistos		Clorita Antofilita-Talco Xisto	Olivina-Talco-Ultramafito	Serpentinito
	63N	62J	630*	62H*	60	102*	84F	101	134
La	6,60	14,00	5,39	11,20	6,00	14,12	1,60	1,10	0,80
Ce	8,00	24,00	8,95	19,55	9,30	20,62	1,70	1,80	1,60
Pr	-	-	1,63	3,21	-	2,74	-	-	-
Nd	10,60	19,10	8,09	15,49	7,80	11,35	1,40	1,00	0,80
Sm	3,00	4,20	2,40	4,12	1,40	2,64	0,24	0,22	0,15
Eu	0,73	1,40	0,87	0,91	0,62	0,64	0,13	0,20	0,10
Gd	3,40	4,90	2,95	2,79	1,50	2,81	<0,20	0,22	0,20
Dy	2,90	4,30	2,90	4,92	1,60	2,26	0,19	0,22	0,13
Ho	0,55	0,74	0,61	0,99	0,33	0,60	0,03	0,03	0,02
Er	1,40	1,90	1,79	2,87	0,90	1,79	0,11	0,08	0,10
Yb	1,10	1,70	1,52	2,56	0,83	1,14	0,18	0,11	0,17
Lu	0,15	0,24	0,25	0,39	0,13	0,23	0,04	0,02	0,03
Total	38,43	76,48	35,35	71,00	30,41	60,94	5,82	5,00	4,10
(La/Yb)N	4,05	5,56	2,39	2,95	4,88	8,37	6,00	6,72	3,17
(La/Sm)N	1,39	2,10	1,41	1,71	2,70	3,37	4,19	3,15	3,37
(Yb/Gd)N	0,40	0,43	0,64	0,66	0,69	0,50	1,11	0,62	1,05

(*) Dados obtidos na Southampton University - Inglaterra

Tabela 6 - Elementos terras raras (ppm) dos xistos magnesianos, anfibolitos e metagabros da Sequência Máfico-Ultramáfica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS

Table 6 - Rare earth elements (ppm) of the magnesian schists, amphibolite and metagabbros of the Mafic-Ultramafic Sequence of Cambaizinho Complex, São Gabriel - RS

Amostras (MR)	Clorita-Tremolita Xistos				Clorita-Hornblenda Xistos				Anfibolitos			Metagabros	
	145	147	148	149	155	156	157*	158	62R	111*	79A	83C*	89*
La	9,10	14,80	9,90	7,80	8,60	9,80	10,41	3,60	6,90	17,39	11,10	3,59	2,17
Ce	13,80	17,40	15,20	13,70	15,50	18,40	19,36	11,60	15,80	39,66	24,00	8,74	5,57
Pr	-	-	-	-	-	-	3,51	-	-	4,66	-	1,24	0,85
Nd	13,10	15,90	13,50	10,90	12,30	13,90	17,01	12,70	14,50	21,55	16,30	6,99	5,18
Sm	3,40	3,50	3,00	2,70	3,10	3,40	4,44	3,00	3,60	5,05	4,10	2,23	1,79
Eu	0,97	1,10	1,00	0,87	1,10	1,10	1,32	1,10	1,30	1,71	1,40	0,95	0,83
Gd	3,30	3,30	3,10	2,70	3,10	3,30	4,75	3,00	3,90	5,17	4,10	2,71	2,21
Dy	3,10	2,90	2,80	2,50	2,80	2,80	4,15	2,70	3,60	4,87	3,40	2,82	2,28
Ho	0,54	0,49	0,60	0,42	0,52	0,44	0,82	0,45	0,58	1,02	0,55	0,62	0,50
Er	1,70	1,40	1,60	1,20	1,40	1,30	2,25	1,40	1,60	2,72	1,60	1,72	1,43
Yb	1,20	1,00	1,20	1,00	1,10	1,00	1,81	1,10	1,20	2,49	1,30	1,53	1,26
Lu	0,17	0,15	0,16	1,40	0,14	0,12	0,30	0,14	0,15	0,38	0,15	0,24	0,20
Total	50,38	61,94	52,06	45,19	49,66	55,56	70,14	40,79	53,13	106,67	68,00	33,38	24,27
(La/Yb)N	5,12	9,99	5,57	5,26	5,28	6,61	3,88	2,21	3,88	4,71	5,77	1,58	1,16
(La/Sm)N	1,68	2,66	2,08	1,82	1,75	1,81	1,48	0,76	1,21	2,17	1,70	1,01	0,76
(Yb/Gd)N	0,45	0,38	0,48	0,46	0,44	0,38	0,47	0,45	0,38	0,60	0,39	0,70	0,71

(*) Dados obtidos na Southampton University - Inglaterra

basaltos komatiíticos; porém, bastante inferiores aos das suítes toleíticas de outros ambientes geotectônicos (Culler & Graf 1984). Os anfíbolitos, metabasaltos e metagabros associados possuem um conteúdo de ETR total variável, entre 24,27 e 106,68 ppm, concentrações essas compatíveis com aquelas obtidas nos toleitos associados às suítes komatiíticas, e razões (La/Yb)N entre 1,16 e 5,77 semelhantes e pouco superiores às destes toleitos (Culler & Graf 1984).

As rochas portadoras de olivina e/ou serpentina, juntamente com a amostra de talco xisto (MR-84F), apresentam abundâncias globais de ETR entre 4,10 e 5,82 ppm, com padrões de distribuição semelhantes àqueles encontrados nos peridotitos (dunitos) de Shikoku-Japão e Twin Sister Washington (Frey *et al.* 1971 *apud* Culler & Graf 1984) e da Noruega (Garmann *et al.* 1975).

Considerando a sequência máfico-ultramáfica como um todo, verifica-se que o conteúdo de ETR total aumenta em ordem gradativa, quase regular, desde as rochas portadoras de olivina e/ou serpentina, xistos magnesianos com talco, clorita anfibólio xistos, até anfíbolitos, tendendo a acompanhar a diminuição do MgO. A única exceção a essas variações é apresentada por duas amostras de metagabros que apresentam concentrações relativamente baixas de ETR total (Tab. 6). Entretanto, no interior dos agrupamentos de xistos magnesianos, ocorrem relações inversas, onde o conteúdo de ETR total das amostras aumenta com o incremento de MgO, exceto para o grupo de xistos magnesianos com talco, em que a correlação entre a concentração de ETR total e o MgO é negativa. De forma contrária, a razão (La/Yb)N apresenta, de modo genérico, correlação positiva com o MgO para o grupo dos xistos magnesianos com talco e correlação negativa com este óxido para o restante dos grupos de xistos magnesianos.

As fases minerais metamórficas das rochas ultramáficas que concentram os ETR são os anfibólios, cloritas, talco, esfeno, ilmenita, rutilo, apatita e espinélio. Nos xistos magnesianos com talco e nos clorita-anfibólio xistos, existe correlação positiva entre a porcentagem de clorita e o teor de ETR total. Isto significa que a clorita é o mineral de alteração secundária (metamórfica) que estabiliza os ETR em maior quantidade nessas rochas. Observações semelhantes foram feitas por Ludden & Thompson (1979), em basaltos submarinos, e comprovadas por experimentos de Menzies *et al.* (1979). O talco é o mineral que concentra os menores teores de ETR total nas rochas da sequência. As fases minerais primárias principais que foram destruídas durante a deformação, o metamorfismo (alteração secundária) e a consequente geração dos xistos magnesianos supõem uma paragenese à base de clonopiroxênio especialmente, olivina e vidro (?), em proporções menores.

A avaliação da mobilidade relativa dos ETR nas rochas máficas e ultramáficas metamorizadas e alteradas é um assunto ainda em aberto e bastante controverso (Frey 1984, Sun & Nesbitt 1978, Beswick 1982, Humphris 1984 entre outros). Os estudos feitos indicam que não existe uma relação simples entre a baixa mobilidade relativa dos ETR e o grau metamórfico, ou o tipo de alteração intempérica ocorrida (Humphris 1984). De maneira genérica, considera-se que a alteração secundária modifica os padrões de ETR e, especialmente, as abundâncias de Ce e Eu.

Os padrões irregulares nas curvas de concentração de ETR das amostras de clorita-anfibólio xistos (MR-62J e MR-62H) são atribuídos aos processos de alteração secundários, observados na petrografia e na química dos elementos maiores e traços. De outro modo, a amostra de clorita-anfibólio-talco xistos (MR-84F) apresenta teores de ETR muito baixos e compatíveis com os encontrados em cumulados de olivina e/ou ortopiroxênios. Assim, essas três amostras não foram levadas em consideração no estabeleci-

mento dos valores referentes aos limites superiores e inferiores do conteúdo de ETR dos xistos magnesianos dessa região, para efeitos de comparação.

As curvas de abundância dos ETR das amostras de xistos magnesianos com talco e clorita-anfibólio xistos, mostradas na figura 6, apresentam padrões com distribuição irregulares, com anomalias negativas de Ce e variáveis de Eu. As razões entre os elementos Ti/Zr e Ti/Y indicam que estes padrões são oriundos da alteração secundária (Nesbitt & Sun 1976, Sun & Nesbitt 1978). Entretanto, as razões entre os óxidos (CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂ e CaO/TiO₂), listados nas tabelas 2 e 3, com valores próximos aos obtidos em suítes komatiíticas arqueanas (Nesbitt & Sun 1976), demonstram que os padrões (primários) dominantes, de enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, apesar das modificações, foram ainda parcialmente preservados nessas rochas. O envelope de distribuição dos ETR em rochas komatiíticas do Brasil, construídos com base nos dados de Jahn & Schrank (1983), Figueiredo & Kronberg (1988) e Arndt *et al.* (1989), foram plotados na figura 6 para comparação. Observa-se que o enriquecimento em ETRL é comum às sequências em comparação.

As camadas A e B foram novamente selecionadas para estudar os principais processos petrogenéticos geradores destas rochas, tendo em vista que as suas amostras apresentam regularidade nos perfis de abundância de ETR (Figs. 7a, b).

Os perfis de concentração de ETR, das amostras de clorita-tremolita xistos da camada A, são fortemente fracionados, com razões (La/Yb)N entre 5,12 e 9,99 e curvas inclinadas, com formas levemente convexas para cima, para os ETRL, e suavemente côncavas para cima, para os ETRP. Dessa forma, o padrão de fracionamento dos ETRP, com razão (Yb/Gd)N = 0,38 a 0,48, é maior que o padrão de fracionamento dos ETRL, com razão (La/Sm)_N = 1,68 - 2,66.

As curvas de abundância dos ETR normalizados aos condritos dos clorita-hornblenda xistos da camada B são igualmente fracionadas, com razões (La/Yb)N entre 2,21 e 0,61, e padrões de fracionamento com curvas menos inclinadas, de forma levemente côncava para cima (quase planas) para os ETRP, com razões (Yb/Gd)N = 0,38 a 0,47.

Trabalhos realizados em pares de amostras vizinhas de rochas máficas e ultramáficas de várias regiões, visando avaliar a mobilidade dos ETR, demonstram que as amostras inalteradas (consideradas normais) são as que apresentam padrões mais enriquecidos em ETRL (Sun & Nesbitt 1978), significando que, de modo geral, durante a alteração secundária, as rochas máficas e ultramáficas perdem ETRL. Neste sentido, o grau de enriquecimento de ETRL das camadas A e B não deve representar padrões de alteração secundárias atribuídos ao metamorfismo e/ou intemperismo. Assim, na medida em que essas amostras, em cada camada, apresentam regularidade nas curvas de concentração de ETR normalizadas ao condrito e possuem, ainda, razões Ti/Zr, Ti/Y, TiO₂/P₂O₅ e CaO/Al₂O₃ próximas àquelas dos valores condriticos (Wänke *et al.* 1974), acredita-se que estes padrões de ETR não sofreram modificações globais substanciais, correspondendo ainda aos valores existentes no líquido primário que lhes deu origem.

As modificações ocorridas resumem-se a anomalias negativas de Ce (especialmente), nas amostras das duas camadas, as quais indicam que estas rochas foram alteradas em ambientes submarinos e contaminados pela água do mar. Anomalias negativas de Ce ocorrem em ambiente marinho (Frey 1977), visto que este elemento é empobrecido nesse ambiente, devido a sua oxidação para Ce⁴⁺ e ao seu fracionamento, durante a formação de nódulos de Mn e de sedimentos metalíferos (Piper 1974, Ludden & Thompson 1979). As ocorrências de anomalias positivas e negativas de Eu para as amostras de uma mesma camada (B) indicam que

Figura 7 — Perfis de concentração dos elementos terras raras em amostras de clorita-tremolita xistos da camada A (a) e de clorita hornblenda xistos da camada B (b), normalizados aos condritos. Nota-se regularidade na distribuição dos ETR nas diferentes amostras e seu enriquecimento relativo em terras raras leves

Figure 7 - Rare earth element (REE) abundance curves for the chlorite-tremolite schist samples of bed A (a) and for the chlorite-hornblende schists of bed B (b) normalized to chondrites. Note a REE regular distribution in different samples and their relative enrichment in light rare earth elements

estes padrões estão mais relacionados à alteração que aos processos petrogenéticos primários (Hawkesworth & O'Nions 1977, Sun & Nesbitt 1978), envolvendo a separação ou a presença de plagioclásio, como resíduo de fusões de líquidos com alto MgO (Green & Ringwood 1967). No entanto, a ocorrência de anomalias negativas de Sr, sistemática em gráficos de abundâncias de elementos incompatíveis, normalizados ao manto primitivo (Fig. 5), indica que parte das anomalias negativas de Eu, discutidas acima, podem estar relacionadas ao fracionamento do plagioclásio em condições crustais. A amostra mais alterada dessa camada (MR-158) possui anomalia positiva de Eu e anomalias negativas de La e Ce, simultaneamente (Fig. 7).

O clinopiroxênio representa, provavelmente, uma das fases precursoras dominantes nas camadas A e B, porque os perfis de abundância de ETR, nessas amostras, são similares às concentrações de ETR neste mineral, com valores de 20 a 50 vezes o do padrão condritico que, em determinadas situações, possuem preferência pelos ETRL (Haskin 1984). Durante o metamorfismo e deformação, os clinopiroxênios transformam-se em anfibólio cálcico (hornblenda, tremolita, actinolita). A olivina transforma-se em serpentina e/ou, juntamente com o vidro da matriz (?), em clorita, dando origem a esses xistos. Assim, o controle de conteúdo dos ETRL está relacionado à quantidade de anfibólio e clorita, principalmente, e, de modo subordinado, à quantidade de acessórios (esfeno, apatita e opacos), tornando-se difícil, com o número de amostras aqui estudadas, determinar com exatidão qual o mineral que comanda a distribuição de ETR neste grupo de rochas.

Os padrões de abundância, com curvas aproximadamente paralelas para as amostras das camadas A e B, com poucas modificações na inclinação dos ETRL (La/Sm)N, favorecem o modelo de cristalização fracionada no interior de cada camada (Whitford & Arndt 1979, Arndt & Jenner 1986). Adicionalmente, as relações TiO_2/P_2O_5 , nas amostras das camadas A e B, diminuem com o aumento do grau de enriquecimento em ETRL (La/Sm)N, de modo aproximadamente regular. Além disso, as razões Zr/Nb, nas amostras da camada A, possuem correlações negativas com os valores de

(La/Sm)N. Estas variações nas razões são comuns em processos petrogenéticos, geradores de MORB (Sun *et al* 1979), constituindo-se, portanto, em bons indicadores de fracionamento primário nestes xistos magnesianos.

As relações Ti/Zr (camadas A e B), Ti/Y e TiO_2/P_2O_5 (camadas A e B, respectivamente) condriticas, além dos números de Mg elevados, e os valores de Ni e Cr para estes materiais, indicam que sua composição atual corresponde aproximadamente ao do líquido primário que lhes deu origem (Nesbitt *et al* 1979, Sun 1984). Assim, o enriquecimento em elementos incompatíveis (ETRL, Zr, Y, Nb, TiO_2 e P_2O_5), juntamente com os valores das relações (Al_2O_3/TiO_2 , Ti/Y, Zr/Nb), demonstra que estes xistos magnesianos podem ter sido derivados de: (I) contaminação crustal; (II) fracionamento de granada e clinopiroxênio; (III) alteração secundária; (IV) características herdadas da fonte (manto); ou (V) fusão seletiva do manto, representando líquidos extraídos precocemente.

Padrões de enriquecimento em ETRL (La/Sm)N, semelhantes aos desses xistos magnesianos, são encontrados em basaltos komatiíticos de Kambalda (*Hanging-wall Basalts*), do oeste da Austrália, sendo atribuídos à contaminação crustal (Arndt & Jenner 1986). Entretanto, este processo não explicaria adequadamente os elevados teores de TiO_2 e nem os padrões empobrecidos de ETRP desses xistos. De qualquer modo, a hipótese de contaminação crustal (I) é de difícil avaliação, pela inexistência de dados de isótopos de Nd nessas rochas.

A presença de granada e clinopiroxênio, como resíduos da fusão parcial na fonte (hipótese II), poderia reduzir as razões (Yb/Gd)N (granada e clinopiroxênio) e elevar as razões (La/Sm)N (clinopiroxênio) dos líquidos gerados (Sun & Nesbitt 1978). No entanto, é difícil supor que grandes quantidades de clinopiroxênio e granada permaneçam no resíduo de líquidos com estes teores de MgO (17 a 22,5%). De modo alternativo, o fracionamento de cristais de granada em grandes profundidades poderia explicar os padrões (Yb/Gd)N desses xistos (Sun & Nesbitt 1978, Barnès & O'Brien 1990), permanecendo, contudo, inexplicável, neste caso, os valores elevados para (La/Sm)N.

A alteração secundária (III) poderia mudar drasticamente os padrões de ETR dos protolitos dessas rochas. No entanto, a regularidade e consistência das curvas de abundância dos ETR normalizados ao condrito e os valores das razões Ti/Zr e Ti/Y das camadas A e B, conforme discutido anteriormente, eliminam tal hipótese.

A hipótese (IV) de que as características químicas das camadas A e B correspondem à composição do manto primitivo (enriquecido) é mais atrativa, porque o padrão de ETRL de líquidos altamente magnesianos não pode ser significativamente diferente do de sua fonte (Sun & Nesbitt 1978). Além disso, o enriquecimento de ETRL em basaltos komatiíticos e komatiitos ocorre em várias regiões de muitos continentes. Na América do Sul, são conhecidos exemplos em Piumhi - MG (Jahn & Schrank 1983, Schrank 1986), Seringa - PA (Huhn *et al.* 1986, Choudhuri 1989), Crixás - GO (Figueiredo & Kronberg 1988, Arndt *et al.* 1989) e Alpinópolis - MG (Szabó *apud* Schrank & Choudhuri 1989). Na Austrália, ocorrem nas localidades de Negri, Menzies e Mt. Monger (Sun & Nesbitt 1978) no Zimbábue, na região de Shabani-Belingwe (Nisbet *et al.* 1977, Sun & Nesbitt 1978), nas supracrustais Isua-Groenlândia (Sun & Nesbitt 1978) e nos Estados Unidos, na região de Minnesota (Schulz 1982) e na Noruega, no *Greenstone Belt* de Karasjok (Barnes & Often 1990).

Na maior parte dessas áreas, o enriquecimento em ETRL das amostras é atribuído ao enriquecimento da fonte (Nesbitt & Sun 1976, Nesbitt *et al.* 1979, Sun & Nesbitt 1978, Jahn & Schrank 1983, Figueiredo & Kronberg 1988, Schrank & Choudhuri 1989 entre outros) ou a pequenas frações de fusão seletiva do manto normal (hipótese V), onde são extraídas grandes quantidades de elementos incompatíveis, gerando líquidos precoces, com baixas razões Al_2O_3/TiO_2 e CaO/TiO_2 (Sun & Nesbitt 1978, Nesbitt *et al.* 1979, Nesbitt & Sun 1976, Barnes & Often 1990).

A partir desses modelos, pode-se concluir que as camadas A e B foram derivadas de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis, através de pequenas porcentagens de fusão parcial, embora suficientes para produzirem líquidos com os conteúdos de MgO komatiíticos (17 a 22,5%), encontrados nessas rochas. Os diferentes valores médios para as razões ((La/Sm)N = 2,06 e 1,45); (TiO_2/P_2O_5) = 7,22 e 10,02); (Al_2O_3/TiO_2) = 10,5 e 6,7) e (CaO/TiO_2) = 9,7 e 6,5) para as camadas A e B, respectivamente; por outro lado, indicam que os graus de fusão foram suavemente diferenciados para cada camada.

Todas as rochas máficas analisadas possuem anomalias positivas de Eu, sendo que, nas amostras de metagabros, estas anomalias (Eu/Eu* = 1,19 a 1,28) se acentuam. Isto indica que o fracionamento do plagioclásio representou um processo importante na geração dessas litologias e que, nos metagabros, o plagioclásio é uma fase mineral cumulática (Cullers & Graf 1984).

Os anfíbolitos (metabasaltos) exibem padrões de ETR enriquecidos com (La/Sm)N = 1,21 a 2,1 e fracionamento de ETRP com (Yb/Gd)N = 0,38 a 0,60. Esses padrões são similares aos dos toleitos enriquecidos - TH_Z (Condie 1981). As curvas de abundância normalizadas ao condrito (Fig. 8) são aproximadamente paralelas nas três amostras, demonstrando que os anfíbolitos foram gerados por cristalização fracionada de um mesmo magma (Whitford & Arndt 1979).

Os metagabros exibem curvas de abundância normalizadas, com valores de 10 vezes os condritos, de forma convexa para cima, e pouco fracionamento de ETR com razões (La/Yb)N = 1,16 a 1,58, e padrões de ETRL quase planos, pouco empobrecidos (La/Sm)N = 0,76 a 1,01, além de pouco fracionamento de ETRP com (Yb/Gd)N = 0,20 a 0,71. Com exceção das anomalias positivas de Eu, estes padrões assemelham-se aos TH₁ de Condie (1981).

Figura 8 - Curvas de abundância dos ETR de amostras de anfíbolitos e metagabros, normalizadas aos condritos. Nota-se enriquecimento em terras raras leves nos anfíbolitos e anomalias positivas de Eu nos metagabros, derivados da natureza cumulática dos últimos

Figure 8 - REE abundance curves of amphibolite and metagabbro samples, normalized to chondrites. Note a light rare earth element enrichment in amphibolites and Eu positive anomalies for metagabbros, the latter due to their cummulative nature

A hipótese de origem cogenética para os metagabros e anfíbolitos encontra restrições, porque não define claramente as diferenças nos padrões de ETRL, os quais são bem mais enriquecidos nos anfíbolitos. Existe a possibilidade de que os anfíbolitos tenham se originado de uma fonte distinta daquela dos metagabros. Estes primeiros são provenientes de um manto enriquecido em ETRL, da mesma forma que os xistos magnesianos discutidos anteriormente. Os metagabros, por outro lado, podem ter sido originados em eventos mais jovens, a partir da fusão de uma fonte já empobrecida em ETRL e outros incompatíveis (extraídos previamente pelos anfíbolitos e xistos magnesianos). De qualquer modo, a origem do magma precursor dessas rochas máficas estaria ligada provavelmente a baixas porcentagens de fusão parcial do manto (Green & Ringwood 1967).

Por outro lado, o *gap* composicional (11 a 17% de MgO) entre os anfíbolitos e metagabros (toleitos) e os xistos magnesianos (komatiitos e basaltos komatiíticos), da sequência máfico-ultramáfica, leva a crer que esse espectro de composição está mais relacionado a diferentes quantidades de fusão parcial do que a processos de cristalização fracionada.

Os padrões de ETR, normalizados ao condrito, das rochas portadoras de olivina e/ou serpentina (MR-101 e MR-134) e do talco xisto (MR-84F) possuem formas em "U", côncavas para cima (Fig. 9), similares aos dos dunitos e harzburgitos encontrados em peridotitos alpinos (Frey 1984); porém, com concentrações mais elevadas de ETR e anomalias positivas de Eu, que os diferenciam daqueles.

Os mínimos para estas amostras são definidos pelo Ho (MR-134 e MR-101). As anomalias negativas de Ce, Ho e Er estão ligadas à alteração secundária, oriundas da serpentinização e esteatização (Sun & Nesbitt 1978, Humphris 1984). Os padrões dos perfis de abundância dos ETR, com formas de "U", e as anomalias positivas sistemáticas de Eu, para todas as amostras com valores Eu/Eu* entre 1,76 e 2,76, podem indicar que houve fracionamento do ortopiroxênio nessas litologias. Alternativamente, os padrões de

Figura 9 - Curvas de abundância dos ETR em amostras de serpentinito, olivina-talco ultramafito e clorita -antofilita-talco xisto, normalizados aos condritos. As curvas dos ETR com formas de "U" e as anomalias positivas de Eu sugerem fracionamento de ortopiroxênio nestas rochas

Figure 9 - REE abundance curves of serpentinites, olivine-talc ultramafites and chlorite-anthophyllite-talc schist samples, normalized to chondrites. The REE curves with "U" form and the Eu positive anomalies suggest orthopyroxene fractionation

ETRL enriquecidos e as anomalias de Eu podem ter sido produzidos pelos processos de serpentinização e esteatização (Humphris 1984, Schrank & Choudhuri 1989).

De qualquer modo, as abundâncias de ETR dessas rochas são próximas aos valores encontrados em olivinas, as quais contêm pequenas abundâncias de ETR total, da ordem de cinco vezes o padrão condrito (Haskin 1984), indicando que essas amostras se originaram pelo fracionamento de olivina e ortopiroxênio, através de processos cumuláticos.

AMBIENTE TECTÔNICO As unidades litológicas da sequência máfico-ultramáfica ocorrem na forma de jazimentos, acamados no interior dos metassedimentos, em várias escalas, indicando que estas litologias representam, ao menos em parte, derrames básico-ultrabásicos derivados de magmas de afinidade komatiítico-toleítica, conforme discutido nas seções precedentes. As intercalações de sedimentos químicos, representados por *cherts* e formações ferríferas, marcam períodos de quiescência e de recorrência do vulcanismo e de sedimentação. A ausência de lavas em almofada e a ocorrência de quartzitos faz supor que as lavas extravasaram em ambientes subaquosos relativamente rasos. As espessuras das sequências de derrames, nesta região, parecem não ter sido significativas. A quantidade dos supostos derrames de basaltos komatiíticos (clorita-hornblenda xistos) é aparentemente maior que a dos komatiitos. Essas relações estratigráficas são características de *greenstones belts* de terrenos mais jovens, da ordem de 2,7 Ga (Nisbet 1982).

O magma básico-ultrabásico (precursor dessas litologias) proveniente do manto ascendeu através de extensas e profundas fraturas, ligadas possivelmente ao fendilhamento da crosta siálica, resultante de esforços distensionais em épocas Pré-Brasilianas. É provável que as lavas tenham sido geradas em grandes profundidades, possibilitando inicialmente o fracionamento da granada, responsáveis pelos padrões empobrecidos em ETRP. Já, o fracionamento do

plagioclásio em baixa pressão na crosta é responsável pelas anomalias negativas de Eu e Sr. Existem evidências claras que algumas suítes komatiíticas de terrenos mais jovens extravasaram numa crosta continental pré-existente, em regimes tectônicos extensionais (Nisbet 1982).

CONCLUSÕES Os serpentinitos e/ou olivina-talco ultramafitos, em sua maioria, correspondem a cumulos ultramáficos (komatiíticos) transformados por processos de alteração secundária. Em algumas ocorrências, os processos metassomáticos foram intensos e produziram enriquecimento residual em MgO.

Os xistos magnesianos com talco correspondem a komatiitos intensamente transformados por processos de metamorfismo aloquímico. As variações composicionais principais, neste grupo de rochas, são controladas pelo fracionamento de piroxênio (e subordinadamente olivina) e pelo metassomatismo superposto.

Os clorita e anfíbólio xistos e clorita-hornblenda xistos são comparáveis a komatiitos e basaltos komatiíticos, respectivamente, deformados e metamorfizados, sem vestígio de sua mineralogia ou textura originais. Suas variações composicionais são controladas, principalmente, pelo fracionamento do clinopiroxênio.

Os padrões e abundâncias dos elementos terras raras e razões de elementos-traço indicam que os xistos magnesianos das camadas A e B foram originados a partir de pequenas porcentagens de fusão parcial, levemente diferentes, mas de uma mesma fonte (manto) enriquecida em elementos incompatíveis. As variações composicionais no interior das camadas estão relacionadas à cristalização fracionada.

Os anfíbólios (metabasaltos) exibem padrões de fracionamento de ETR similares aos toleitos-TH₂ encontrados em *greenstones* antigos. As curvas de abundância das amostras analisadas demonstram que os metabasaltos foram gerados por cristalização fracionada de um mesmo magma.

Os padrões de enriquecimento em ETRL dos xistos magnesianos (em geral) e nos metabasaltos estão relacionado a processos de fusão seletiva, onde os primeiros líquidos extraídos do manto são ricos em elementos incompatíveis. Os metagabros, por sua vez, podem representar fusões mais jovens de um manto já empobrecido em ETRL, devido a extração prévia pelos xistos magnesianos e metabasaltos.

As amostras de xistos magnesianos, com padrões pouco enriquecidos em ETRL, perderam esses elementos durante os processos de alteração secundária. As anomalias negativas de Ce e Eu, na maior parte das rochas da sequência máfico-ultramáfica, indicam que os derrames estiveram em contato com a água do mar e sofreram alteração submarina heterogênea antes do metamorfismo e deformação regionais.

As possíveis correlações entre as anomalias de Eu e a participação de plagioclásio no fracionamento dos líquidos precursores dos xistos magnesianos foram mascaradas pelos efeitos de alteração secundária que produziram anomalias negativas (predominantes) e positivas de Eu, em quase todas as amostras estudadas. Entretanto, as anomalias negativas de Sr, em diagramas de abundâncias dos elementos incompatíveis, normalizados ao manto primitivo, constituem-se em argumentos favoráveis à hipótese da extração do plagioclásio dos líquidos precursores desses xistos.

Os teores elevados de ETRL e o enriquecimento em outros elementos incompatíveis sugerem que essas rochas foram extraídas do manto, em regimes tectônicos extensionais, através do rifteamento da crosta continental pré-existente. O magma precursor foi provavelmente gerado em grandes profundidades crustais, com a participação de material da astenosfera.

Agradecimentos Os autores agradecem à Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul

(FAPERGS) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (Processo n° 202453/83), pelo apoio ao desenvolvimento de pesquisas em petrologia e geoquímica no Estado Sul-Riograndense. Agradecemos, igualmente, aos geólogos Marcos A. Tedesco (UFRGS), Edu L. Santos (DNPM) e Lineu Sabóia, pelas discussões no campo, extremamente proveitosas. As sugestões e críticas

realizadas pelos Prof. Dr. Alfonso Schrank (Unicamp) e Aripilino A. Nilson (UnB), por ocasião da avaliação da dissertação de mestrado, tornaram mais qualificado o presente trabalho. Da mesma forma, os autores agradecem a Profª. Maria do Carmo Lima e Cunha (UFRGS) e aos relatores da RBG pela revisão dos originais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNDT, N.T. & JENNER, G.A. 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Austrália. *Chem. Geol.*, **56**:229-255.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. 1977. Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol.*, **18**:319-369.
- ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from Crixás Greenstone Belt, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**(2):187-197.
- BARNES, S.J. & OFTEN, M. 1990. Ti-rich komatiites from northern Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**:42-54.
- BESWICK, A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiites suites. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. eds. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 283-308.
- BITENCOURT, M.F. & HARTMANN, L.A. 1984. Reconhecimento geoquímico dos xistos magnesianos da região do Passo Feio, Caçapava do Sul - RS. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2607-2614.
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier. 434 p.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 237-274.
- CHEMALLE, F., Jr. 1982. *Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. 136 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- DONALDSON, C.H. 1982. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral compositions and layering. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. eds. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 312-244.
- DUTRA, C.V. 1984. Método para determinação de traços e sub-traços de terras raras em rochas por espectrometria de plasma (ICP). Aplicação em petrogênese. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 10, p. 4792-4805.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1199-1212.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & KRONBERG, B.I. 1988. LREE-enriched komatiites from Crixás, Central Brazil. In: INTERN. CONFERENCE GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST. Poços de Caldas, 1988. *Abstracts...* Poços de Caldas, IUGS. p. 209-216.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Estado Sul-Riograndense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú, SBG. v. 5, p. 2879-2890.
- FREY, F.A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 153-203.
- FREY, F.A.; HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A. 1971. Rare Earth abundances in some ultramafic rocks. *J. Geophys. Res.*, **75**:2057-2070.
- FRYER, B.J. 1977. Rare earth evidence in iron formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**:361-367.
- GARCIA, M.A.M. & HARTMANN, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma - RS. *Acta Geol. Leopold.*, **5**(9):51-119.
- GARMANN, L.B.; BRUNFELT, A.O.; FINSTAD, K.G.; HEIER, K.S. 1975. Rare earth element geochemistry distribution in basic and ultrabasic rocks from West Norway. *Chem. Geol.*, **15**:103-116.
- GÔNI, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et minéralisations. *Esc. Geol. UFRGS*, **12**:7-91.
- GÔNI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. 1962. *Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense*. Porto Alegre, UFRGS. p. 1-105. (Avulso Esc. Geol. 3).
- GREEN, D.H. 1971. Composition of basaltic magma as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. R. Soc. London, Serie A*, **268**:707-725.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**:103-190.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. 1983. Contribuição à geologia da região oeste do Estado Sul-Riograndense. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 1. Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre, SBG. p. 9-18.
- HASKIN, L. 1984. Petrogenetic modelling - use of rare earth elements. In: HENDERSON, P. Ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p.115-152.
- HAWKESWORTH, C.J. & O'NIONS, R.K. 1977. The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from southern Africa. *J. Petrol.*, **18**(3):487-520.
- HUHN, S.R.B.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G. 1986. Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais de fluxos máfico-ultramáficos do *Greenstone Belt* de Seringa, Sul do Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 2, p. 648-662.
- HUMPHRIS, S.E. 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 317-342.
- JAHN, B.M. & SCHRANK, A. 1983. REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, southeastern Brazil. *Precambrian Res.*, **21**:1-20.
- JOLLY, W.T. 1982. Progressive metamorphism of komatiites and related Archean lavas of the Abitibi area, Canada. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. ed. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 245-265.
- JOST, H. 1966. Complexos básico-ultrabásicos do Alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas e Estudos, Esc. Geol. UFRGS*, **1**:2:55-61.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. 1984. Província Mantiqueira Setor Meridional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coord. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher. p. 345-367.
- JOST, H. & VILLWOCK, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos, Esc. Geol. UFRGS*, **1**(1):13-26.
- KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C.; MONTEIRO, R.N. 1985. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, Rio Grande do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2. Florianópolis, 1985. *Anais...* Porto Alegre, SBG. p. 32-36.
- KOPPE, J.C. & HARTMANN, L.A. 1988. Geochemistry of the Bossoroca greenstone belt, southernmost Brazil. *Geochim. Brasil.*, **2**(2):167-174.
- LUDDEN, J.N. & GÉLINAS, L. 1982. Trace element characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic belt of Quebec. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. ed. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 331-346.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. 1979. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**:85-92.
- MENZIES, M.; SEYFRIED, W.; BLANCHARD, D. 1979. Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. *Nature*, **282**:398-399.
- MONTALVAO, R.M.G.; LOPES, L.M.; PEREIRA, L.G.M. 1981. *Petrologia dos Komatiitos de Crixás, Goiás*. Goiânia, SBG/NC-O. p. 89-127. (Bol. Inf. 10).
- NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Estado Sul-Riograndense. *Acta Geol. Leopold.*, **3**(6):45-74.
- NAUMANN, M. 1985. *O Complexo Vulcano-Sedimentar-Ultramáfico e Granitóides da Região de Ibaré/RS*. Porto Alegre. 161 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- NESBITT, R.W. 1971. Skeletal crystal forms in the ultrabasic rocks of the Yilgarn Block, Western Austrália: evidence for an Archean ultramafic liquid. *Geol. Soc. Austr. J., Sp. Publ.*, **3**:331-347.
- NESBITT, R.W. & SUN, S. 1976. Geochemistry of Archean "Spinifex" textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**:443-453.
- NESBITT, R.W.; SUN, S.; PURVIS, A.C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Mineral.*, **17**:165-186.
- NISBET, E.G. 1982. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p.501-520.
- NISBET, E.G.; BICKLE, M.J.; MARTIN, A. 1977. The mafic and ultramafic lavas of Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. *J. Petrol.*, **18**:521-563.
- PADILHA, A.V.; SILVA, J.C., Jr.; OLIVEIRA, S.B. 1985. A unidade metavulcânica do Grupo Nova Lima no Córrego dos Boiadeiros: uma sequência ultramáfica-máfica na base do Supergrupo Rio das Velhas. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**(11):74-84.

- PEREDERY, W.Y. 1979. Relationship of ultramafic amphibolites to metavolcanic rocks and serpentinites in the Thompson Belt, Manitoba. *Cem. Mineral*, **17**:187-200.
- PIPER, D.Z. 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. *Chem. Geol.*, **14**(4):285-304.
- PYKE, D.R.; NALDRETT, A.J.; ECKSTRAND, O.R. 1973. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**:955-978.
- REMUS, M.V.D. 1990. *Geologia e Geoquímica do Complexo Cambaizinho São Gabriel - RS*. Porto Alegre. 267 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- REMUS, M.V.D. & HARTMANN, L.A. 1986. Geoquímica de terras raras e evolução metamórfica de xistos magnesianos e associados do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Resumos e Breves Comunicações...* Goiânia, SBG. Bol. 1, p. 252-253.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO, P.M.; F. TESSARI, R.J. 1966. *Geologia da Quadricula de Caçapava do Sul*, RS. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 232 p. (Bol. 127).
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. 1978. Associações petroectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I - tabulação e distribuição das associações petroectônicas do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Ser. Geol.*, **5**:19-54.
- RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. 1978. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v. 6, p. 2451-2463.
- SABOIA, L. & TEIXEIRA, N.A. 1980. Lavas ultrabásicas da unidade basal do *Greenstone Belt* de Crixás - GO: uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **10**(1):28-42.
- SCHULZ, K.J. 1982. Magnesian basalts from Archaen terrains of Minnesota. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. eds. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 171-186.
- SCHRANK, A. 1986. Gênese e evolução de derrames komatiíticos a clinopiroxênio-spinifex de Piumhi - MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v. 2, p. 695-709.
- SCHRANK, A. & CHOUDHURI, A. 1989. Elementos terras raras em rochas ultramáficas do Brasil. In: FORMOSO, M.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. eds. *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Rio de Janeiro, CPRM-DNPM/SBG, p. 63-68.
- SMITH, H.S. & ERLANK, A.J. 1982. Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton Greenstone Belts, South Africa. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. eds. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 347-393.
- SUN, S.S. 1984. Geochemical characteristics of Archaen ultramafic and mafic volcanic rocks: implications for mantle composition and evolution. In: KRÖNER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. eds. *Archaen Geochemistry*. Berlin, Springer. p. 99-114.
- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archaen ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**:301-325.
- SUN, S.S.; NESBITT, R.W.; SHARASKIN, A. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**:119-138.
- SZUBERT, C.C.; KIRCHNER, C.A.; GARCIA, C.A.; ANDREOTTI, J.L.S.; SHINTAKU, I. 1977. *Projeto Cobre nos Corpos Básico-Ultrabásicos e Efusivos do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM/DNPM, v. 2, 113 p. (Relatório Inédito).
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. 1969a. The effects of metamorphism and serpentinization of the volcanic and associated rocks of the Barberton region. *Geol. Soc. S. Afr. Trans., Sp. Publ.*, **2**:29-55. (Upper Mantle Project).
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. 1969b. The geology and geochemistry of the ultrabasic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. *Geol. Soc. S. Afr. Trans., Sp. Publ.*, **2**:56-85. (Upper Mantle Project).
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. 1982. Komatiites an historical review. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. eds. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 5-27.
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N. 1982. The nature and distribution of Archaen komatiite volcanics in South Africa. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. eds. *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. p. 53-79.
- WÄNKE, H.; BADDENHAUSEN, H.; PALME, H.; SPETTEL, B. 1974. On the chemistry of the Allende inclusions and their origin as high-temperature condensates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **23**:1-17.
- WHITFORD, D.J. & ARNDT, N.T. 1979. Rare earth element abundances in a thick, layered komatiite lava flow from Ontario, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**:188-196.
- WILDNER, W. 1990. *Caracterização Geológica e Geoquímica das Sequências Ultramáfica e Vulcano-Sedimentares da Região da Bosoroca - RS*. Porto Alegre. 170 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- WOOD, D.A.; TARNEY, J.; WAVER, B.L. 1981. Trace element variation in Atlantic Ocean basalts and Proterozoic dykes from northwest Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle. *Tectonophysics*, **75**:91-112.
- ZARPELÓN, PR. 1986. *Geologia Estrutural, Estratigrafia e Petrologia de uma parte do Greenstone Belt Cerrito do Ouro, Município de São Sepé/RS*. Porto Alegre. 215 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).

MANUSCRITO A716

Recebido em 6 de fevereiro de 1992

Revisão do autor em 23 de agosto de 1993

Revisão aceita em 27 de setembro de 1993