

Geoquímica das rochas metamáficas e metaultramáficas da Sequência *Greenstone Belt* Morro do Ferro na região de Fortaleza de Minas (MG)

Filipe Goulart Lima^{1*}

Antenor Zanardo²

Guillermo Rafael Beltran Navarro²

¹Pós-graduado em Geociências e Meio Ambiente, Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) – Rio Claro (SP), Brasil.

²Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE, UNESP – Rio Claro (SP), Brasil.

*Autor correspondente: filipeglima@yahoo.com.br

Resumo

A Sequência *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF) localiza-se na borda sul do Cráton São Francisco, no domínio da Faixa Brasília Meridional, sul/sudeste do Estado de Minas Gerais, e é considerada como o primeiro depósito vulcanogênico relacionado a derrames ultrabásicos de sulfeto maciço do Brasil. É constituída por corpos metamáficos/metaultramáficos alongados segundo a direção NW/SE, intercalados com rochas do embasamento cristalino do Complexo Barbacena. Os litotipos comuns a essa sequência são serpentinitos, anfibólio clorita xistos, anfibólio fels e talco xistos, e em menor quantidade anfibolitos, formações ferríferas e possíveis metapelitos intercalados com as formações ferríferas. Por meio dos diagramas multielementares de elementos traços incompatíveis normalizados pelos valores do MORB é possível identificar três padrões de distribuição distintos que permitem dividir as rochas metaultramáficas e metamáficas analisadas em três grupos, P1, P2, P3. Os grupos P1, P2 e P3 exibem assinatura geoquímica próxima ao manto primitivo. As rochas metamáficas e metaultramáficas dos grupos P1 e P2 mostram características de ofiólitos relacionados à subducção, e as do grupo P3, de ofiólitos não relacionados à subducção.

Palavras-chave: *Greenstone Belt* Morro do Ferro, geoquímica, metamáfica, metaultramáfica.

Abstract

The Sequence Morro do Ferro Greenstone Belt (GBMF) is located in the southern border of the São Francisco Craton in the domain of Meridional Brasília Belt, southern/southeastern Minas Gerais (Brazil). This sequence is considered as the first volcanogenic massive sulfide ore deposit associated with ultrabasic lava flows in Brazil, and consisting of northwest/southeast metamafic/metaultramafic bodies intercalates with crystalline basement rocks of Barbacena Complex. The Sequence Morro do Ferro Greenstone Belt rocks comprise mainly in serpentinites, Ca-amphibole schist, Ca-amphibole fels, talc schist and occasionally amphibolites, iron formations and probably metapelites intercalated with the iron formations. These rocks geochemistry signatures is similar to the mantle composition and the incompatible element diagrams normalized to the MORB, show four distinct patterns that divide the analyzed rocks in the P1, P2 and P3 groups. P1 and P2 groups show subduction-related ophiolites patterns and the P3 group show subduction-unrelated ophiolites patterns.

Keywords: Morro do Ferro Greenstone Belt, geochemistry, metamafic, metaultramafic.

1. INTRODUÇÃO

No limite sul do Cráton do São Francisco, na região da cidade de Fortaleza de Minas, sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais, aflora uma sequência metavulcanossedimentar arqueana, intercalada com litotipos do embasamento cristalino do Cráton São Francisco. Essa sequência é denominada de *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF) (Teixeira e Danni 1979a, 1979b) e nela foi encontrado o primeiro depósito vulcanogênico associado a derrames ultrabásicos descrito no Brasil, constituído por sulfetos contendo níquel, cobre, cobalto e elementos do grupo dos platinoides (Carvalho e Brenner 2010).

Sobre essa sequência foram desenvolvidos diversos estudos voltados tanto para o caráter econômico (Santivaney 1965; Svesseon 1968; Geiffon e Richter 1976; Alecrim e Pinto 1980a; Carvalho e Batista 1983; Soares *et al.* 1985; Germani e Munemassa 1985) como para uma melhor compreensão da geologia (Teixeira 1978; Teixeira e Danni 1979a, 1979b; Teixeira *et al.* 1987; Carvalho 1983; 1990; Carvalho *et al.* 1982; 1992; Szabó 1989, 1996; Zanardo 1992; 2003; Carvalho e Brenner 2010).

Teixeira e Danni (1979a, 1979b) criaram o termo “Cinturão Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro” e propuseram, para as rochas que afloram próximo à cidade de Fortaleza de Minas, uma estratigrafia clássica de *greenstone belt*. A base dessa estratigrafia é representada pela

Unidade Morro do Níquel, que é formada por derrames komatiíticos intercalados com rochas tufogênicas aluminosas, *cherts*, formações ferríferas e grauwacas. A Unidade Córrego do Salvador representa a porção intermediária da sequência e é composta por derrames básicos, rochas vulcânicas retrabalhadas e formações ferríferas bandadas. A Unidade Morro do Ferro é o topo da sequência e é constituída por filitos sericíticos, mármore, cloritoide xistos e espessas formações ferríferas. Entretanto, tal estratigrafia não se sustentou: a Unidade Córrego do Salvador foi suprimida por Carvalho (1983) e Teixeira *et al.* (1987) e a Unidade Morro do Ferro passou a ser atribuída às sequências supracrustais da base do Grupo Araxá (Zanardo 1992).

Apesar do grande número de trabalhos realizados sobre o GBMF, a unidade ainda carece de dados geoquímicos referentes a elementos terras raras (ETR) e outros elementos traços incompatíveis, que contribuiriam para uma melhor entendimento da geologia do GBMF.

Dessa maneira, o presente trabalho teve como objetivo interpretar os dados geoquímicos obtidos, de modo a colaborar com a caracterização geoquímica das rochas metaultramáficas/metamáficas do GBMF, utilizando-se dos elementos maiores, menores e traços, a fim de contribuir para o avanço do conhecimento geológico da região.

1.1. Contexto geológico e geotectônico da área de estudo

A área de estudo situa-se imediatamente ao norte da zona limítrofe entre o Cráton São Francisco e a Placa Parapanema (Morales 1993), fazendo parte da Faixa Brasília Meridional (Fuck 1990). A região é constituída por unidades geológicas de diferentes evoluções, idades e gêneses que foram amalgamadas durante a Orogênese Brasileira/Panafricana no Proterozoico Superior (Neoproterozoico).

As rochas mais antigas são atribuídas ao terreno tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), que constitui sequências infracrustais de idade arqueana e transamazônica pertencentes ao Complexo Barbacena (Hasui e Quade 1988) ou Complexo Campos Gerais (Cavalcante *et al.* 1979), e pelo GBMF, que ocorre encaixado no terreno TTG (Teixeira 1978; Teixeira e Danni 1979a, 1979b).

O terreno TTG constitui o embasamento cristalino regional e foi afetado por evento tectono-metamórfico e magmático, no Paleoproterozoico, e por deformação associada a metamorfismo de fácies xisto verde, no Neoproterozoico (Morales *et al.* 1983; Crosta *et al.* 1986; Zanardo *et al.* 1996a, 1996b, 2000, 2006; Szabó 1996).

Sobrepostas ao embasamento cristalino ocorrem rochas metamórficas neoproterozoicas alóctones que são representadas por três unidades geológicas: o Grupo Araxá, que é representado por rochas metassedimentares e metaígneas de natureza ácida a básica; o Grupo Canastra, que é constituído por rochas metassedimentares; e o Grupo Bambuí, que é formado por metassedimentos autóctones a alóctones (Zanardo 1992; Simões 1995).

Cobrindo a sequência alóctone a oeste e a sudoeste ocorrem sedimentos paleozoicos e mesozoicos e rochas vulcânicas mesozoicas, pertencentes à Bacia do Paraná; sobre todas as unidades, localmente, aparecem coberturas terciárias e/ou quaternárias associadas à evolução geomorfológica e à atuação das drenagens antigas, bem como sedimentos holocênicos associados às drenagens atuais que modelaram a região.

A área de estudo (Figuras 1 e 2) está inserida no contexto da Zona de Cisalhamento Campo do Meio (Cavalcante *et al.* 1979), que é constituída por zonas de cisalhamento de caráter dúctil, dúctil-rúptil, localmente, rúptil, com direção NW-SE a E-W e natureza levogira transpressiva, desenvolvida durante o Neoproterozoico (Morales 1993; Zanardo 1992, 2003).

1.2. Greenstone Belt Morro do Ferro

O GBMF é formado por corpos lenticulares ou faixas alongadas com direções NW-SE, intercaladas tectonicamente com as rochas infracrustais do terreno TTG, sendo as ocorrências mais expressivas na região da cidade de Fortaleza

de Minas e a sudoeste da cidade de Alpinópolis (Figura 1).

Os corpos são tabulares, lenticulares ou fusiformes, dispostos paralelos em relação à foliação regional ou exibindo obliquidade que varia de acordo com as particularidades da

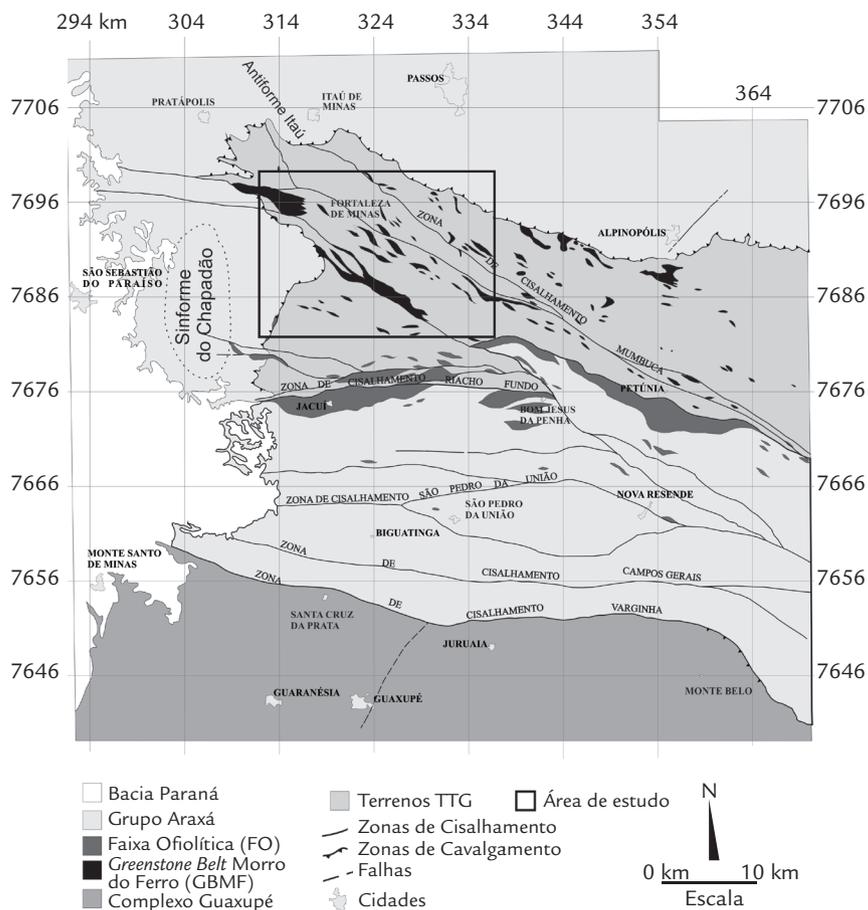


Figura 1
Contexto geológico onde se situa a área de estudo mostrando a distribuição dos corpos metamáficos/metaultramáficos da sequência *greenstone*. Modificado de Zanardo (2003).

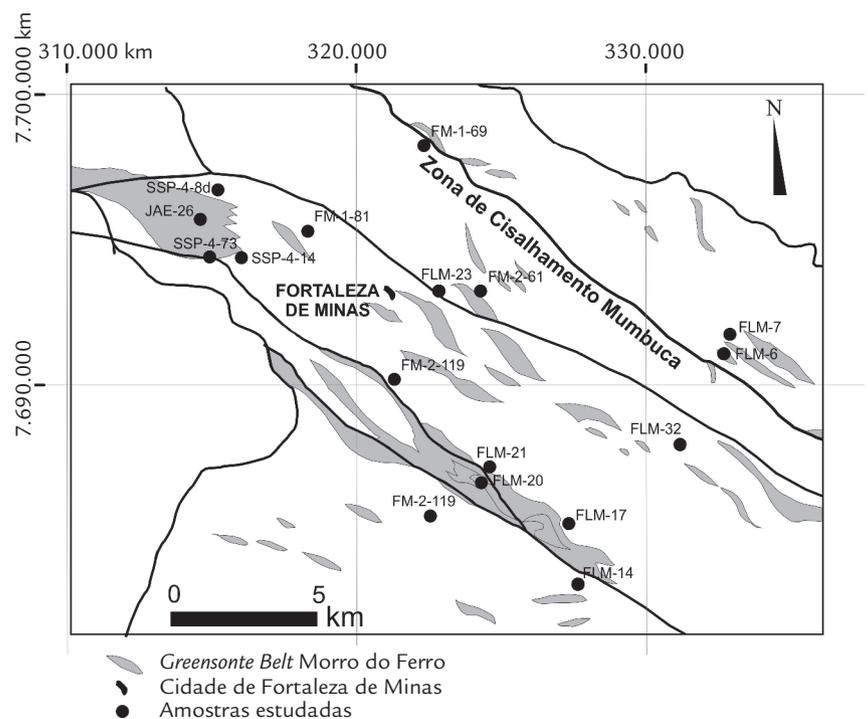


Figura 2
Mapa com a localização das amostras estudadas. Modificado de Zanardo (2003).

deformação no local. Essa obliquidade ocorre em função da rotação decorrente de forte contraste reológico e, por vezes, coincide com envoltórias de dobras (Morales 1993).

A estruturação geral da seqüência é caracterizada por uma foliação milonítica anastomosada com orientação média para N60-25W/45-80SW, sendo comum a ação de zonas de cisalhamento de alto ângulo com orientação média para N26W/70-90NE (Zanardo 1992; Morales 1993).

Os litotipos mais recorrentes do GBMF são rochas metaultramáficas representadas por serpentinitos, anfibólio-clorita xistos, anfibólio *fels* e clorita-talco xistos, e, em menor escala, rochas metamáficas representadas por anfibolitos. A intercalação desses dois conjuntos litológicos com granitoides e gnaisses é comum. Também são observadas formações ferríferas intimamente associadas às seqüências metamáficas e metaultramáficas e possíveis metapelitos, sericita xistos, intercalados com as formações ferríferas (Zanardo 1992).

O registro do metamorfismo nas rochas do GBMF ocorreu de forma heterogênea (Szabó 1996; Zanardo 1990, 1992, 2003; Zanardo *et al.* 1996a, 1996b); tal aspecto é atribuído à partição de deformação, que reflete a atuação da zona de cisalhamento na região (Morales 1993).

As paragêneses e texturas metamórficas evidenciam a atuação de dois eventos metamórficos principais nas rochas atribuídas ao GBMF (Carvalho *et al.* 1982, 1993; Del Lama *et al.* 1992; Del Lama 1993; Fernandes *et al.* 2003; Szabó 1996; Teixeira e Danni 1979a; Teixeira *et al.* 1984, 1987; Zanardo 1990, 1992, 2003; Zanardo *et al.* 1996a, 1996b). O primeiro evento é mais antigo e se desenvolveu em fácies anfibolito superior, com temperaturas mínimas superiores a 650°C, e com retrometamorfismo em fácies anfibolito a xisto verde. O segundo evento sobrepõe o mais antigo,

também tem caráter regressivo, é catalisado pela atuação das zonas de cisalhamento e pela percolação de fluidos, e a temperatura máxima estimada para este evento é da ordem de 450±50°C (Zanardo 1992). Os dois caminhamentos estão no campo de estabilidade da sillimanita e os minerais metamórficos de ambos são orientados segundo a foliação principal observada.

A associação mineralógica do primeiro evento é formada por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda com ou sem exsolução de cummingtonita-grünerita, cummingtonita-grünerita com ou sem exsolução de hornblenda ou actinolita, antofilita, tremolita-actinolita e clorita. O segundo evento é caracterizado pela presença de tremolita-actinolita, clorita, talco, serpentina, epidoto e de infiltração (Zanardo 1992). Os cristais de ortopiroxênio apresentam-se orientados e com recristalização, gerando agregados poligonais, aspecto que evidencia origem metamórfica ou indica que tais cristais foram totalmente modificados pelo metamorfismo regional, em seu auge. A olivina também ocorre na forma de cristais alongados e orientados, sugerindo origem similar do ortopiroxênio; todavia, a transformação mais intensa desta fase para minerais de menor grau metamórfico dificulta a preservação das microestruturas desenvolvidas no auge metamórfico. A recristalização do ortopiroxênio, as exsoluções em hornblenda e cummingtonita-grünerita e as feições de assimilação e reação com magma ácido anatótico das encaixantes sugerem temperaturas mínimas superiores a 700°C para o auge metamórfico, aspectos que estão de acordo com Zanardo (1992), Szabó (1989 e 1996), Zanardo *et al.* (2000, 2006), Fernandes (2002) e Fernandes *et al.* (2003).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisadas 19 amostras de rochas da seqüência *greenstone belt* (Figura 2). As análises petrográficas foram realizadas em microscópio óptico por meio do método de observação à luz transmitida. As análises geoquímicas foram realizadas pelo Laboratório Acme (*Analytical Laboratories LTD*, Vancouver, Canadá). A quantificação dos elementos maiores foi obtida pela técnica de espectrometria de massa/óptica de emissão com plasma indutivamente acoplado, método *Inductively Coupled Plasma* (ICP), e

os elementos traços e os ETR, pela técnica *Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry/Mass Spectrometry* (ICP-ES/MS) (Tabela 1).

As rochas metaultramáficas selecionadas são: anfibólio xistos (FLM-32A, FLM-32D, FM2-119, SSP4-14, SSP4-73, FLM-07B, FLM-17A, FLM-17B, FLM-32B, FLM-20A, FLM-20B, FLM-21C, FLM-23A), serpentinitos (FM1-69, JAE-26, FM1-81). As rochas metamáficas selecionadas são anfibolitos (FLM-6, FM1-86, FM2-61).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Petrografia

Para uma melhor apresentação dos dados petrográficos, as rochas analisadas foram agrupadas em três grupos: anfibólio xistos, serpentinitos e anfibolitos.

Nas seções delgadas analisadas não foram observadas feições ígneas reliquias como texturas *quench* ou *spinifex*, nos serpentinitos ocorrem pseudomorfos de

olivina. Considerando as condições de metamorfismo que afetaram essas rochas, fácies anfibolito superior, minerais primários (como olivina e piroxênios) se reequilibraram, recristalizaram, e/ou foram neoformados. Dessa maneira, não foram observados cristais desses minerais com feições ígneas.

Tabela 1

Análises químicas para elementos maiores e menores (incluindo terras raras) para os litotipos máficos e ultramáficos estudados.

Elementos	FLM-17B	FLM-17A	FLM-20A	FLM-20B	FLM-21	JAE-26	FM1-81	FM2-119	FLM-6
SiO ₂ (%)	48,50	48,17	49,50	53,43	52,23	40,64	41,78	49,85	47,62
TiO ₂ (%)	0,49	0,35	0,79	0,36	0,26	0,23	0,24	0,45	2,01
Al ₂ O ₃ (%)	7,07	7,43	6,81	4,87	3,92	3,77	2,56	6,09	12,46
Fe ₂ O ₃ (%)	11,18	11,60	14,37	10,65	9,26	9,96	9,79	13,28	18,84
MnO (%)	0,15	0,18	0,21	0,17	0,20	0,14	0,15	0,19	0,22
MgO (%)	20,80	20,85	13,14	14,96	20,00	31,40	32,43	14,22	4,98
CaO (%)	5,48	5,02	11,58	12,51	9,47	2,55	2,71	12,08	8,47
Na ₂ O (%)	0,25	0,25	0,62	0,45	0,15	0,02	<0,01	0,38	2,30
K ₂ O (%)	0,01	0,02	0,23	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	1,16
P ₂ O ₅ (%)	0,05	0,01	0,07	0,02	0,01	0,03	0,03	<0,01	0,12
LOI (%)	5,20	5,20	2,00	2,00	3,80	9,8	9,2	2,9	1,6
SOMA	99,18	99,08	99,32	99,47	99,30	98,54	98,89	99,5	99,78
Ba (ppm)	8,00	7,00	62,00	12,00	4,00	128,00	14,00	14,00	156,00
Rb (ppm)	<0,1	1,40	3,90	1,40	2,30	1,80	0,60	0,90	15,30
Sr (ppm)	10,50	8,30	25,20	26,30	29,90	9,20	16,10	23,30	85,20
Y (ppm)	17,20	17,70	23,60	33,40	30,60	20,70	20,80	22,40	71,20
Zr (ppm)	24,20	15,10	48,10	14,40	14,50	17,70	7,30	17,40	99,80
Nb (ppm)	0,60	0,40	2,10	0,50	0,50	1,00	1,20	0,20	5,20
Th (ppm)	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,20	<0,2	<0,2	0,40
Pb (ppm)	0,10	0,10	<0,1	<0,1	0,20	0,30	0,30	0,10	2,00
Ga (ppm)	8,80	8,80	10,00	5,60	4,90	3,70	3,80	8,30	15,60
Zn (ppm)	23,00	27,00	54,00	6,00	34,00	18,00	35,00	16,00	52,00
Cu (ppm)	31,50	46,20	35,50	56,70	0,50	47,00	1,70	118,10	58,40
Ni (ppm)	1125,00	1255,00	555,00	272,00	1167,00	2009,00	1979,60	64,10	52,00
V (ppm)	187,00	136,00	175,00	180,00	94,00	87,00	55,00	234,00	346,00
Cr (ppm)	1929,48	2449,48	2045,79	1046,84	1423,16	4139,48	1607,90	595,26	82,11
Hf (ppm)	0,60	0,40	1,30	0,40	0,50	0,40	0,30	0,60	3,00
Cs (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,50	<0,1	<0,1	0,10
Sc (ppm)	28,00	21,00	31,00	48,00	16,00	14,00	8,00	60,00	37,00
Ta (ppm)	<0,1	<0,1	0,20	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,40
Co (ppm)	77,60	96,20	79,70	64,10	55,30	118,10	108,30	73,00	52,80
Be (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2,00	<1
U (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	<0,1	0,20
W (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	0,50	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	1,00
Mo (ppm)	0,10	0,30	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	<0,1	<0,1	0,20
Au (ppb)	<0,5	<0,5	1,00	0,50	<0,5	<0,5	7,90	<0,5	1,80
Ti (ppm)	2937,60	2098,29	4736,13	2158,24	1558,73	1378,87	1438,82	2697,80	12050,15
La (ppm)	3,30	6,50	4,70	4,30	13,50	10,10	12,00	8,70	26,30
Ce (ppm)	2,60	3,30	5,90	2,60	3,00	5,80	3,80	4,40	24,00
Pr (ppm)	0,76	1,37	1,92	1,32	2,51	1,76	1,50	2,74	7,66
Nd (ppm)	4,00	5,20	9,70	6,20	10,30	7,40	6,20	13,00	34,00
Sm (ppm)	1,29	1,42	2,73	2,06	2,45	1,58	0,88	2,93	8,64
Eu (ppm)	0,34	0,65	1,04	0,81	0,78	0,40	0,33	1,07	2,81
Gd (ppm)	1,92	2,11	3,92	3,24	3,44	2,53	1,46	3,80	11,21
Tb (ppm)	0,37	0,43	0,65	0,66	0,66	0,44	0,23	0,62	2,11
Dy (ppm)	2,50	2,81	4,05	4,51	4,33	2,75	1,28	4,04	13,11
Ho (ppm)	0,52	0,59	0,87	0,97	0,93	0,59	0,32	0,77	2,64
Er (ppm)	1,56	1,58	2,43	2,75	2,68	1,90	1,00	2,14	7,52
Tm (ppm)	0,20	0,23	0,35	0,37	0,36	0,24	0,11	0,33	1,07
Yb (ppm)	1,19	1,47	2,09	2,23	2,15	1,62	0,54	1,84	6,80
Lu (ppm)	0,18	0,21	0,34	0,34	0,33	0,21	0,08	0,27	1,04

Continua...

Tabela 1
Continuação

Elementos	FLM-07B	FLM-32A	FLM-32B	FLM-32D	FLM-23A	FM1-69	FM1-86	FM2-61	SSP4-14	SSP4-73
SiO ₂ (%)	48,56	48,24	48,82	52,55	49,78	38,63	46,76	46,03	49,65	50,46
TiO ₂ (%)	0,56	0,34	0,33	0,25	1,05	0,22	2,75	1,54	0,57	0,78
Al ₂ O ₃ (%)	7,94	8,99	8,63	7,17	9,84	1,71	15,06	15,74	5,99	11,58
Fe ₂ O ₃ (%)	10,23	10,50	10,08	10,85	11,13	15,33	13,60	14,14	13,53	12,51
MnO (%)	0,15	0,19	0,17	0,19	0,24	0,18	0,21	0,20	0,24	0,21
MgO (%)	16,26	17,58	19,38	19,21	10,54	30,95	5,40	7,02	15,83	10,05
CaO (%)	11,07	9,49	8,11	6,02	14,37	1,54	9,20	8,81	10,91	9,94
Na ₂ O (%)	0,99	0,65	0,76	0,75	0,34	0,08	3,40	2,30	0,81	1,44
K ₂ O (%)	0,11	0,08	0,09	0,08	0,65	0,03	0,35	1,72	0,08	0,26
P ₂ O ₅ (%)	0,04	0,03	0,03	0,03	0,09	0,01	0,34	0,2	<0,01	0,07
LOI (%)	2,9	3,00	2,70	2,10	1,5	9,3	2,6	2,6	2	2,9
SOMA	98,81	99,09	99,10	99,20	99,53	97,98	99,67	100,3	99,61	100,2
Ba (ppm)	2714,00	15,00	10,00	9,00	92,00	66	205	361	9	72
Rb (ppm)	1,50	1,40	1,30	1,60	22,40	1,7	13,4	62,7	3,9	11,1
Sr (ppm)	31,40	36,70	32,60	34,50	143,70	13,1	606,9	352,5	45,9	96,3
Y (ppm)	24,30	92,40	74,40	84,10	30,50	4,7	22	22	14,9	16,6
Zr (ppm)	33,10	25,00	24,90	18,20	56,20	12,7	223,6	125,7	36,9	74,6
Nb (ppm)	0,90	1,20	0,90	1,40	3,30	0,8	21,9	6,5	3,7	1,6
Th (ppm)	0,40	0,30	<0,2	<0,2	0,50	<0,2	2,4	1,1	<0,2	0,4
Pb (ppm)	1,40	<0,1	0,20	0,30	4,90	0,6	2,3	2	1,1	20,7
Ga (ppm)	11,00	7,50	6,00	5,00	11,40	5,6	19,6	19,6	12,8	11,5
Zn (ppm)	20,00	11,00	18,00	12,00	22,00	15	63	61	34	45
Cu (ppm)	220,90	57,50	7,10	19,60	21,10	7,8	95,1	37,2	111,4	84,9
Ni (ppm)	1096,00	1164,00	1072,00	764,00	201,00	4025,8	78,5	104,5	130,5	82,6
V (ppm)	169,00	140,00	171,00	122,00	137,00	95	306	225	216	226
Cr (ppm)	2661,58	3017,37	2709,48	2415,26	1012,63	5466,85	102,63	157,37	1888,42	841,58
Hf (ppm)	1,00	0,70	0,70	0,50	1,70	0,4	5,3	3,3	1	2
Cs (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,50	0,2	0,6	1,1	1,2	0,6
Sc (ppm)	27,00	28,00	28,00	21,00	28,00	10	23	26	25	38
Ta (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	<0,1	1,2	0,4	0,9	0,2
Co (ppm)	108,50	85,70	84,40	71,60	49,70	173,7	42,8	53,2	63,9	54,7
Be (ppm)	<1	<1	2,00	<1	<1	<1	<1	<1	4	2
U (ppm)	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1
W (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,90	<0,5	0,9	<0,5	<0,5	<0,5
Sn (ppm)	<1	<1	<1	<1	5,00	3	2	<1	27	1
Mo (ppm)	1,00	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,7	0,6	<0,1	0,1
Au (ppb)	<0,5	1,70	<0,5	<0,5	1,00	<0,5	<0,5	<0,5	2,5	<0,5
Ti (ppm)	3357,26	2038,33	1978,38	1498,78	6294,86	1318,92	16476,53	9232,45	3417,21	4676,18
La (ppm)	75,20	33,50	32,30	45,00	8,60	2	29,1	13,8	3,2	4,1
Ce (ppm)	27,70	5,90	8,90	5,70	12,90	3,6	59,3	30,9	7	7,6
Pr (ppm)	16,66	8,00	8,14	16,99	2,73	0,48	7,75	3,8	1,25	1,25
Nd (ppm)	53,00	33,10	33,80	71,70	12,80	2,2	30,5	14,8	6,9	4,9
Sm (ppm)	8,55	6,94	7,25	17,90	3,68	0,44	6,35	3,74	1,72	1,61
Eu (ppm)	2,44	2,33	2,24	5,77	1,34	0,26	2,14	1,27	0,77	0,65
Gd (ppm)	6,33	10,20	9,33	19,12	4,65	0,78	6,2	4,21	2,37	2,6
Tb (ppm)	1,07	1,70	1,62	3,32	0,78	0,13	0,84	0,64	0,41	0,42
Dy (ppm)	5,68	10,86	10,21	19,72	4,78	0,8	4,72	4,38	2,65	2,91
Ho (ppm)	1,00	2,59	2,40	3,76	0,99	0,13	0,82	0,83	0,53	0,6
Er (ppm)	2,67	7,24	7,05	10,42	2,66	0,44	2,19	2,44	1,32	1,72
Tm (ppm)	0,36	1,06	0,95	1,49	0,37	0,07	0,3	0,34	0,22	0,28
Yb (ppm)	2,04	6,36	5,94	9,98	2,31	0,36	1,83	2,01	1,38	1,52
Lu (ppm)	0,30	1,01	0,93	1,39	0,36	0,06	0,27	0,31	0,2	0,26

3.1.1. Anfibólio xistos

Os anfibólio xistos possuem coloração verde-claro a cinza esverdeado escuro, a textura é nematoblástica e a granulação é fina a média, raramente grossa. A estruturação é anisotrópica marcada por xistosidade com grau variado de desenvolvimento, chegando, em alguns casos, a ser isotrópica, caracterizando *fels*. Localmente observam-se cataclase e dobras do tipo “*chevron*”.

A mineralogia principal dessas rochas é composta por anfibólio (hornblenda magnesian, cummingtonita, tremolita-actinolita, antofilita), olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, clorita, talco e serpentina. Podem ocorrer ainda quartzo, carbonato, rutilo, titanita, epidoto/clinozoisita, albita, minerais opacos (magnetita, ilmenita, pirrotita,

3.1.2. Serpentinitos

Os serpentinitos possuem coloração verde pálido a verde-escuro, estrutura foliada a maciça e granulação fina. Além da serpentina, que é a fase dominante, normalmente, ocorrem clorita, talco e minerais opacos (principalmente

3.1.3. Anfibolitos

Os anfibolitos apresentam coloração cinza esverdeada de tons claros e escuros, a textura é nematoblástica a decussada e a granulação é fina a média. A estruturação dessas rochas pode apresentar leve anisotropia, ou uma foliação bem desenvolvida de aspecto milonítico a cataclástico. Também foram observadas dobras assimétricas e microzonas de cisalhamento com epidoto e/ou cordões de titanita.

A mineralogia principal dessas rochas é composta por hornblenda (65–70%) e plagioclásio (5–20%). Os minerais acessórios são opacos e titanita (2–4%), epidoto (1–10%) e clorita (1–3%). O quartzo e a apatita ocorrem como traços.

Os cristais de hornblenda formam agregados lenticulares assimétricos de bordas fragmentadas, recristalizadas e, em alguns casos, zoneadas. Os núcleos dos cristais mais desenvolvidos possuem forte pleocroísmo (castanho-claro a castanho), enquanto as bordas possuem pleocroísmo fraco (verde-claro a verde azulado), indicando uma composição distinta do núcleo para a borda.

O plagioclásio apresenta-se como cristais tabulares subedrais micrométricos, isolados e/ou dispersos entre os

pirita, calcopirita, pentlandita, cromita, goethita e hematita), leucocênio e estilpnomelano.

Na amostra FM2-119 os cristais de anfibólio são anedrais e podem constituir agregados orientados que formam faixas difusas, possuem pleocroísmo forte (verde a verde pálido) no núcleo e tonalidades mais fracas nas bordas (verde pálido a incolor). Na amostra SSP4-14 os cristais são prismáticos subedrais a anedrais, curtos e de fraco pleocroísmo (verde pálido-incolor). A amostra SSP4-73 contém venulações de quartzo tardio e é constituída por anfibólio (58%), quartzo (25%), clinozoisita (7%) e plagioclásio (7%). Os minerais acessórios são titanita (1%), feldspato potássico (1%) e traços de opacos.

magnetita). Como minerais essenciais podem aparecer também olivina, ortopiroxênio, antofilita, tremolita e cummingtonita, e como acessórios e secundários, carbonatos, rutilo, sulfetos, goethita, argilominerais e cromita.

cristais de hornblenda, e as propriedades óticas indicam composição entre oligoclásio e/ou albita.

Os cristais de titanita constituem grãos irregulares ou filetes que envolvem os cristais de opacos, formando cordões e coroas, e dispõem-se como trilhas orientadas segundo a foliação principal da rocha. Os opacos se apresentam como cristais esqueletiformes e anedrais. Os cristais de clorita são intersticiais nos cristais de anfibólio.

Na amostra FM1-86 foi observado um veio com cerca de 2 a 2,5 mm de espessura constituído de feldspato potássico, o que corresponde a, aproximadamente, 5% da seção. Os cristais de feldspato não são geminados, estão fragmentados, exibem extinção ondulante e, em alguns locais, substituem o plagioclásio; com esses cristais são observadas inúmeras acículas de anfibólio.

Na amostra FM2-61 os agregados de hornblenda estão envolvidos por cristais de sericita, albita e, principalmente, epidoto que são provenientes da saussuritização e da moagem dos plagioclásios.

3.2. Geoquímica

Os elementos (maiores e menores) foram plotados em diagramas de variação e o MgO foi utilizado como índice de evolução magmática (Figuras 3 e 4). Os teores de SiO₂ exibem valores na ordem de 40 e 50%, e há um hiato nos teores de MgO entre 20 e 30% que separa os anfibolitos e os anfibólio xistos dos serpentinitos.

Os anfibólio xistos são de composição básica e, em alguns casos, intermediária (48,17–53,53% de SiO₂), exibem os maiores valores de CaO (5,02–12,51%) e valores intermediários de Al₂O₃ (3,92–11,58%), Fe₂O₃ (9,26–14,37%) e

MgO (10,05–20,85%). Os serpentinitos são de composição ultrabásica (35,01–41,78 de SiO₂), possuem os maiores valores de MgO (30,95–41,48%) e os menores valores nos outros elementos maiores. Os anfibolitos são de composição básica (46,03–47,62% de SiO₂), possuem os maiores valores de TiO₂ (1,54–2,75%), Al₂O₃ (12,56–15,74%), Fe₂O₃ (13,60–18,84) e Na₂O (2,30–3,40) e os menores valores de MgO (4,98–7,02%).

A distribuição de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₃ de todas as rochas indica correlação negativa

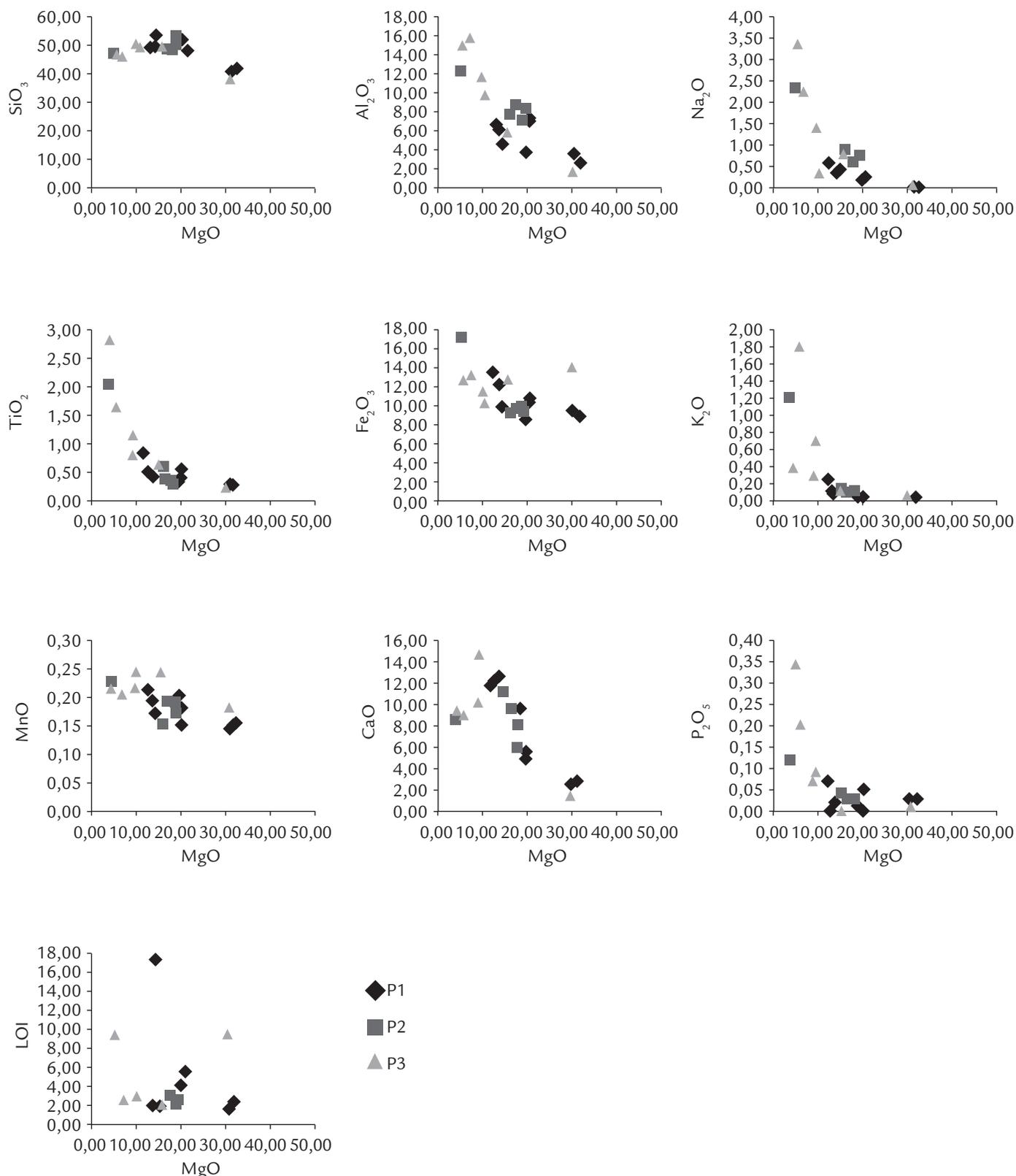


Figura 3
 Diagramas de variação de elementos maiores expressos em porcentagem na forma de óxidos em função do MgO para as rochas metamáficas e metaultramáficas.

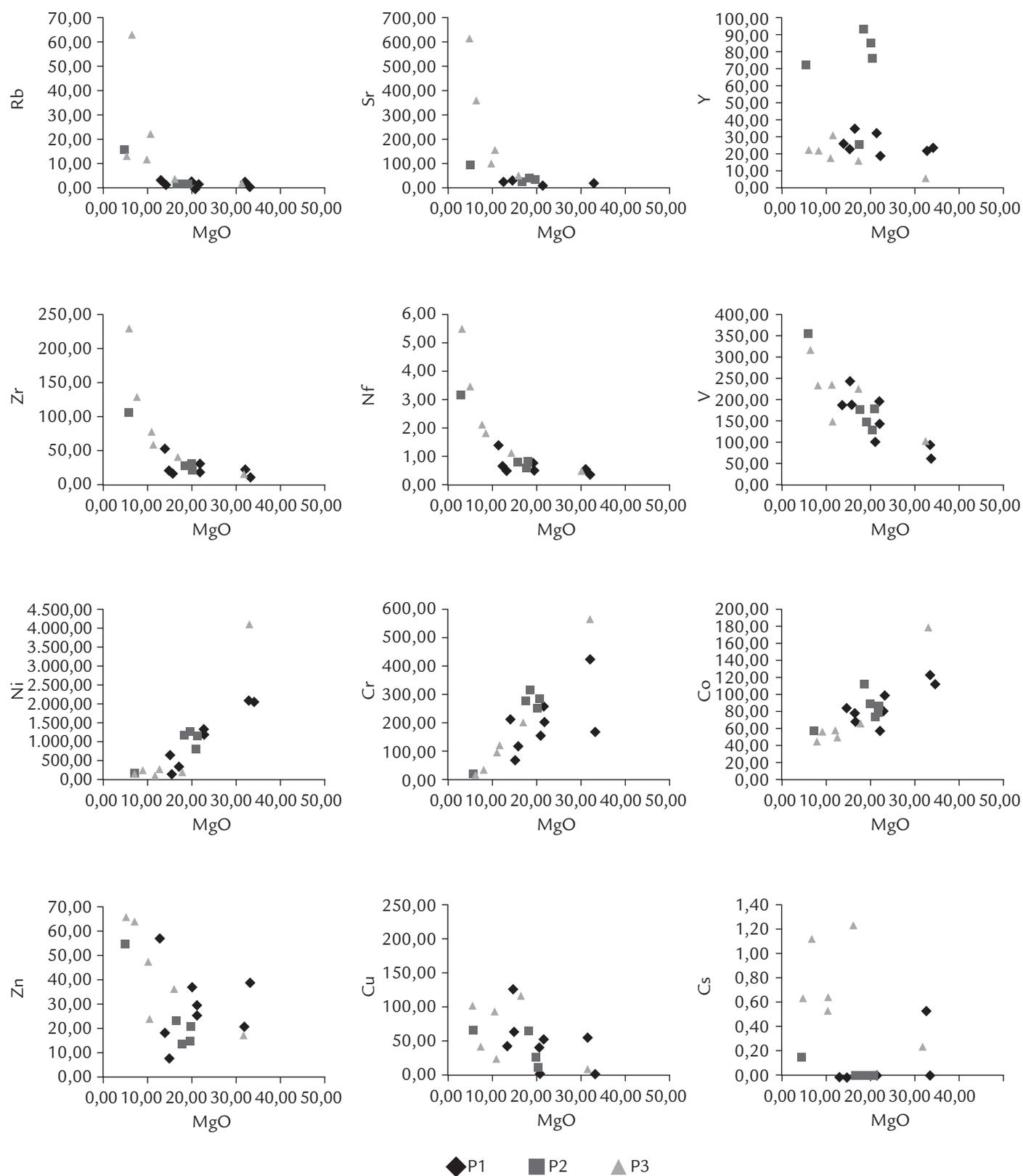


Figura 4
Diagramas de variação de elementos menores expressos em ppm *versus* MgO para as rochas máficas e ultramáficas.

com o MgO, com exceção de alguns anfíbolitos que têm correlação positiva de CaO. O padrão disperso da LOI reflete a variação da quantidade de clorita nos anfíbolitos e nos anfíbolitos xistos.

Os elementos Sr, Rb, Zr, Hf e V possuem correlação negativa com o MgO, e os elementos Ni, Co e Cr, correlação positiva (Figura 4). As dispersões do Zn e do Cu estão relacionadas ao corpo mineralizado de Fortaleza de Minas, que faz com que as rochas encaixantes enriqueçam nesses dois elementos. O Y apresenta comportamento semelhante aos ETR.

As rochas analisadas são divididas em três grupos (P1, P2 e P3) nos diagramas de distribuição de ETR normalizados pelo Condrito CI (McDonough e Sun 1995) e nos diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo (Taylor e McLennan 2010) (Figura 5).

Y, Zr, Nb, Th, Ti e ETR foram utilizados por causa da baixa mobilidade em processos hidrotermais e em metamorfismo de grau xisto verde a anfíbolito nas rochas máficas (Scott e Hajash 1976; Coish 1977; Hellman *et al.* 1979; Staudigel e Hart 1983; Seyfried *et al.* 1988; Gillis e

Thompson 1993; Komiya *et al.* 2004; Hofmann e Wilson 2007; Dilek *et al.* 2008; Furnes *et al.* 2012, 2013). Os digramas de distribuição de ETR estão organizados do elemento de menor número atômico (La) para o de maior (Lu); e os diagramas multielementares estão organizados do elemento mais (Th) para o menos (Yb) incompatível durante a fusão do manto (Pearce e Parkinson 1993).

Os diagramas multielementares normalizados pelo Condrito CI e pelo manto primitivo (Figura 5) mostram que as rochas do grupo P2 são mais enriquecidas em ETR, Y, Zr Nb, Th e Ti, e que os grupos P1 e P3 possuem teores semelhantes (menores do que os do grupo P2).

Os padrões de distribuição de ETR normalizados pelo Condrito CI do grupo P1 (FLM-17B, FLM-17A, FLM-20A, FLM-20B, FLM-21, JAE-26, FM1-81, FM2-119) possuem valores variando de 3,25 a 56,96, são sub-horizontais, com leve enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP (razões $La/Lu_{(N)}=1,31-15,57$; $La/Eu_{(N)}=1,07-8,64$; $Gd/Lu_{(N)}=1,18-2,26$; e $(\sum ETRL)_N/(\sum ETRP)_N=0,60-2,34$), e têm leve anomalia negativa em Ce (Figura 5A). Os padrões formados pelo diagrama Th-Yb (Figura 5B) mostram leve enriquecimento

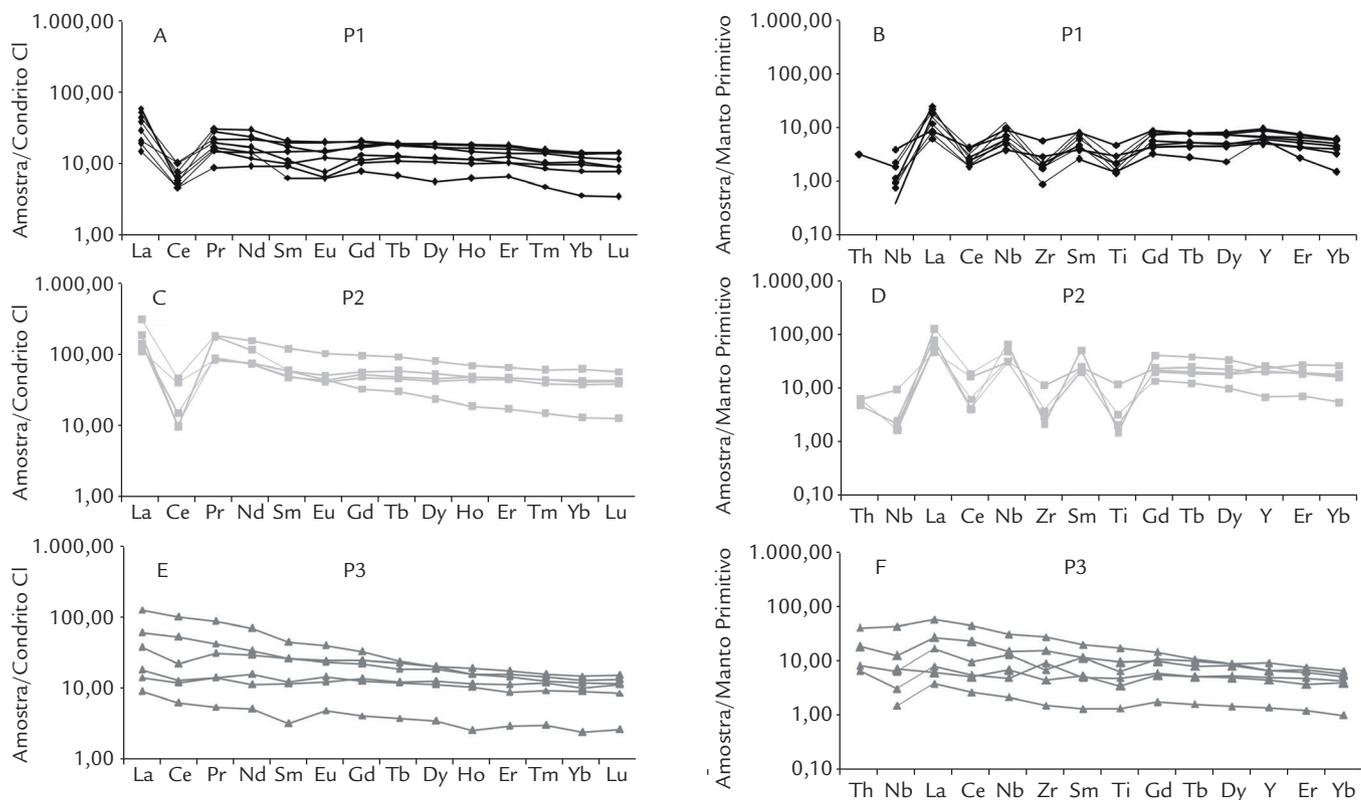


Figura 5

Diagramas multielementares normalizados pelo Condrito CI (McDonough e Sun 1995) e pelo manto primitivo (Taylor e McLennan 2010).

dos elementos mais incompatíveis em relação aos menos incompatíveis e leves anomalias negativas em Nb, Ce, Zr e Ti. As razões Eu/Eu^* variam de 0,61 a 1,14, sendo que apenas uma amostra (FLM-17A) possui valores acima de 1.

O grupo P2 (FLM-6, FLM-07B, FLM-32A, FLM-32B, FLM-32D) possui os mesmos padrões de distribuição de ETR que o grupo P1; entretanto, os teores são mais elevados e variam de 9,30 a 317,30 (razões $La/Lu_{(N)}=2,62-26,02$; $La/Eu_{(N)}=1,85-7,32$; $Gd/Lu_{(N)}=1,24-2,61$; e $(\sum ETRL)_N/(\sum ETRP)_N=1,06-4,77$) e as anomalias de Ce são mais acentuadas (Figura 5C). No diagrama Th-Yb (Figura 5D) os padrões também são semelhantes aos do grupo P1 e o enriquecimento dos elementos mais incompatíveis e as anomalias negativas são mais acentuadas. As razões Eu/Eu^* variam de 0,83 a 0,97.

O grupo P3 (FLM-23A, FM1-69, FM1-86, FM2-61, SSP4-14, SSP4-73) tem os padrões de distribuição e os teores de ETR semelhantes aos do grupo P1, com valores normalizados de 2,24 a 122,78 (razões $La/Lu_{(N)}=1,64-11,19$; $La/Eu_{(N)}=0,99-3,23$; $Gd/Lu_{(N)}=1,24-2,84$; e $(\sum ETRL)_N/(\sum ETRP)_N=0,85-3,29$); entretanto, não há anomalia negativa em Ce (Figura 5E). O diagrama Th-Yb (Figura 5F) exibe um enriquecimento de elementos mais incompatíveis em relação aos menos incompatíveis, anomalias negativas em Nb, e anomalias negativas e positivas de Ti. As razões Eu/Eu^* variam de 0,96 a 1,34.

As anomalias negativas de Ce estão ligadas à oxidação do Ce^{3+} para Ce^{4+} , que pode ser removido do sistema e depositado como CeO_2 em outro ambiente (Braun *et al.* 1993).

Esse processo é atribuído à interação de rochas básicas e ultrabásicas com água do mar ou com fluidos hidrotermais.

As anomalias negativas de Nb podem ser atribuídas a uma porção do manto superior metamorfizada por fluidos e material fundido proveniente de uma placa em subducção (Wilson 2007, Sajona *et al.* 1996, Chappell 1999).

A segregação de minerais portadores de Ti, como titanita, ilmenita, rutilo, granada e alguns piroxênios, durante os processos ígneos pode gerar as anomalias negativas de Ti. Outra causa para essas anomalias seria a contaminação dessas rochas durante os processos tectono-metamórficos.

No diagrama ternário $Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)-MgO$ (Figura 6) (Jensen 1976, modificado por Jensen e Pyke 1982 e corrigido por Rickwood 1989) os serpentinitos são classificados como komatiitos. Os anfíbólio xistos são classificados como basaltos komatiíticos, sendo que a amostra FLM-21C se situa no limite entre komatiitos e basaltos komatiíticos e a amostra SSP4-73 é classificada como um basalto toleítico de alto ferro.

As amostras classificadas como basaltos komatiíticos e komatiitos no Diagrama de Jensen foram plotadas nos gráficos binários $(Gd/Yb)_N$ versus Al_2O_3/TiO_2 e CaO/Al_2O_3 (Figura 7). De acordo com Arndt (2003), a maior parte das amostras no gráfico $(Gd/Yb)_N$ versus Al_2O_3/TiO_2 (Figura 7A) está no campo dos komatiitos do Tipo Barberton ou *Aluminium Depleted Komatiites* (ADK). Quando a razão CaO/Al_2O_3 é utilizada (Figura 7B), as amostras mostram um padrão disperso, isso ocorre devido à alta mobilidade do cálcio em processos metamórficos.

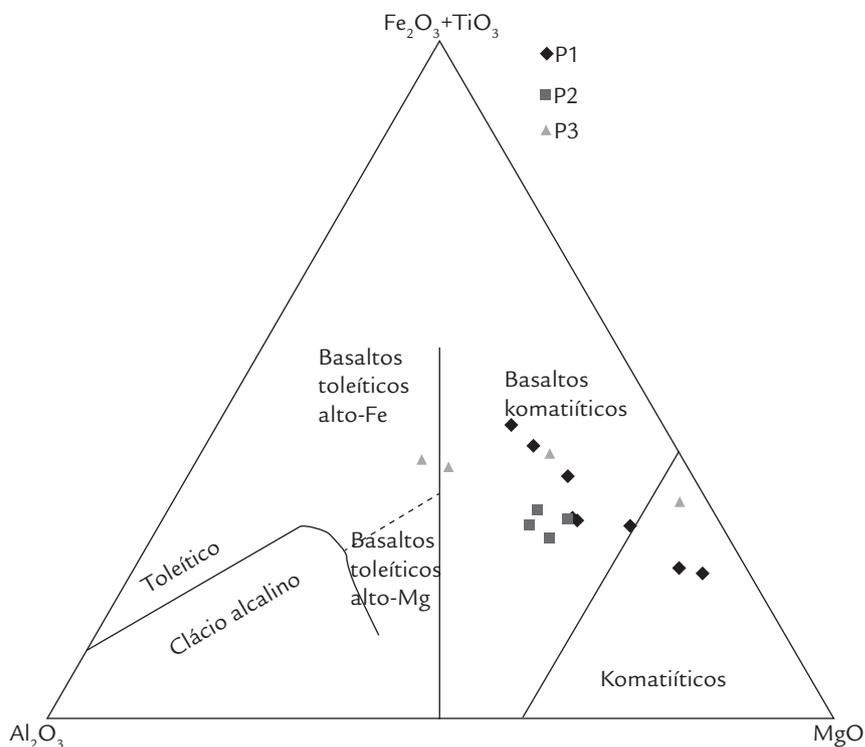


Figura 6

Rochas ultramáficas no diagrama ternário de Jensen (1976), modificado por Jensen e Pyke (1982) e corrigido por Rickwood (1989).

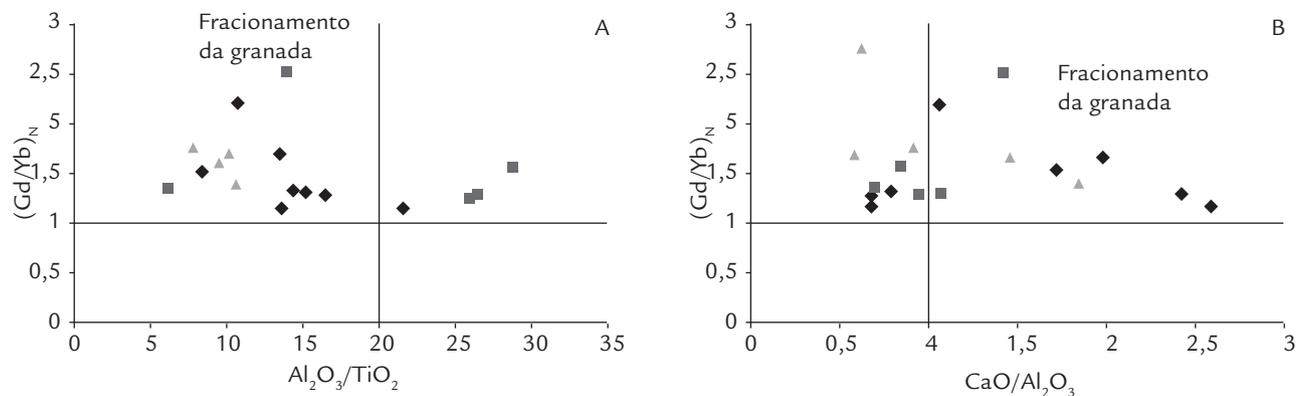


Figura 7

Razões $(Gd/Yb)_N$ versus Al_2O_3/TiO_2 e CaO/Al_2O_3 para as rochas de composição komatiítica analisadas.

4. CONCLUSÕES

Os dados geoquímicos e a petrografia indicam que os protólitos dos litotipos estudados são piroxenitos (anfíbólio xistos), rochas de composição ultrabásicas (serpentinóis) e rochas de composição básicas (anfíbolitos). A maioria das rochas ultramáficas é classificada como komatiitos do Tipo Barberton, ou seja, empobrecidos em alumínio.

Devido à falta de texturas e estruturas ígneas preservadas não é possível confirmar as considerações de Brenner (2006) e Carvalho e Brenner (2010), de que os protólitos das seqüências máfica e ultramáfica do GBMF são compostos por olivinas ortocumuláticas (serpentinóis), piroxenitos cumuláticos (anfíbólio xistos) e gabros (anfíbolitos).

Os grupos P1, P2 e P3 exibem composição compatível com rochas geradas a partir da fusão parcial de material mantélico, e teores de ETR pesados e elementos de alto campo (Zr, Ti e Hf) são próximos aos dos basaltos de cadeia meso-oceânica.

5. AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de Doutorado, ao programa de Pós-Graduação de Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas

6. REFERÊNCIAS

- Alecrim J.D., Pinto L.C. 1980a. Prospecção geoquímica orientativa por solos, Passos-Alpinópolis. *Metamig - Relatório Interno*.
- Brenner T.L. 2006. Fortaleza de Minas níquel, copper and platinoídes deposits: ore types, tectonics and vulcanological aspects. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 102 p.

Os grupos P1 e P2 podem representar dois estágios distintos de fusões parciais de uma mesma fonte mantélica, sendo o primeiro o menos diferenciado e o segundo o mais diferenciado. As diferenças nas intensidades das anomalias poderiam indicar uma maior interação das rochas do grupo 2 com processos tectono-metamórficos.

O grupo P3 diferencia-se do P1 e do P2 por não apresentar as anomalias negativas de Ce, Zr e Ti, o que dificulta afirmar se as rochas foram geradas a partir de outra fonte mantélica.

Segundo a classificação de ofiólitos apresentada por Dilek (2011) e a aplicação de tal parâmetro para *greenstone belts* por Furnes *et al.* (2013), as rochas máficas e ultramáficas dos grupos P1 e P2 mostram características de ofiólitos relacionados à subducção, e as do grupo P3, de ofiólitos não relacionados à subducção.

(IGCE) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) de Rio Claro e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (processo nº 304535/2011-7).

- Carvalho S.G. 1983. Geologia e potencial de mineralização dos arredores de Fortaleza de Minas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 216 p.
- Carvalho S.G. Geologia. 1990. Petrologia e metalogenia da Seqüência Vulcano Sedimentar de Alpinópolis (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 23:38-51.

- Carvalho S.G., Batista J.J. 1983. Prospecção geoquímica de solo no cinturão vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 2, Belo Horizonte, Anais, v. 3, p. 248-58.
- Carvalho S.G., Brenner T.L. 2010. Depósito de Ni-Cu-Co-Au-Egp de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *In: Kuyumjian R.M., da Silva M. da G., de Brito R.S.C. (Org.). Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*, 1, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 1-190.
- Carvalho S.G., Choudhuri A., Oliveira M.A.F., Fiori A.P., Soares P.C. 1982. Paragêneses e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e Arredores – MG. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador, v. 2, n. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 641-7.
- Carvalho S.G., Soares P.C., Barbour A.P. 1992. Mineralizações nos terrenos Greenstone de Alpinópolis e Fortaleza de Minas-MG. *Geociências (São Paulo)*, 11:19-47.
- Carvalho S.G., Soares P.C., Antonio M.C., Zanardo A., Oliveira M.A.F. de. 1993. Geologia da Sequência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 23:38-51.
- Carvalho S.G., Brenner T.L. 2010. Depósito de Ni-Cu-Co-Au-Egp de Fortaleza De Minas, Minas Gerais. *In: Brito R.S.C. de. Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao Intemperismo*. Brasília: CPRM, p. 97-125.
- Cavalcante J., Cunha H., Chierigati L., Kaeffer L., Rocha J., Daitx E., Coutinho M.N., Yamamoto K., Drumond J., Rosa D., Ramalho R. 1979. *Projeto Sapucaí*. Estado de São Paulo e Minas Gerais. Brasília: DNPM/CPRM, p. 299.
- Chappell B.W. 1999. Aluminium Saturation in I- and S-Type Granites and the Characterization of Fractionated Haplogranites. *Lithos*, 46:535-51.
- Coish R.A. 1977. Oceanfloor metamorphism in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60:277-302.
- Crósta A.P., Choudhuri A., Szabó G.A.J., Schrank A. 1986. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. *In: Congresso Brasileiro de Geologia* 34, Anais, Goiânia, v. 2, p. 710-21.
- Del Lama E.A., Zanardo A., Morales N., Oliveira M.A.F. 1992. Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, SBG. Bol. Res. Exp., São Paulo, SBG, v. 1, p. 407-8.
- Del Lama E.A. 1993. Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé: estudos termobarométricos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 132 p.
- Dilek Y., Furnes H., Shallo M. 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirditaophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100:174-209.
- Dilek Y., Furnes, H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123:387-411.
- Faria Jr I.R. 2011. Modelo estrutural da mineralização na jazida Morro do Níquel, Pratápolis, MG. Trabalho de Conclusão de Curso, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 80 p.
- Fernandes N.H. 2002. Origem e evolução das formações ferríferas bandadas no sudoeste do Estado de Minas Gerais. Rio Claro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 184 p.
- Fernandes N.H., Carvalho S.G. de, Zanardo A., Fernandes T.M.G. 2003. Grau metamórfico das formações ferríferas do *Greenstone Belt* Morro do Ferro: abordagem utilizando texturas de exsolução em anfíbios. *Revista de Geociências (UNESP)*, 22:53-63.
- Fuck R.A. 1990. Dobramentos Neoproterozóicos da Margem Ocidental do Cráton São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal: SBG. p. 288-9.
- Furnes H., Robins B., de Wit M.J. 2012. Geochemistry and petrology of lavas in the upper Onverwacht Suite, Barberton Mountain Land, South Africa. *South African Journal of Geology*, 115:171-210.
- Furnes H., Dilek Y., de Wit M. 2013. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, In Press, Corrected Proof, Available online 26 June 2013.
- Germani D.J., Munemassa Y. 1985. A Lavra da Jazida de Níquel sulfetado Denominado O’Toole, De Fortaleza de Minas (MG). *In: Simpósio de Mineração, 1º*, Brasília, Instituto Bras. Min., p. 64-81.
- Gillis K.M., Thompson G. 1993. Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: new insight into hydrothermal systems in slow-spreading crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113:502-23.
- Griffon J.C., Richter H. 1976. Geologia, mineração e tratamento do minério de níquel do Morro do Níquel. *Geologiae Metalurgia*, 40:387-405.
- Hellman P.L., Smith R.E., Henderson P. 1979. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71:23-44.
- Hofmann A., Wilson A.H. 2007. Silicified basalts, bedded cherts and other seafloor alteration phenomena of the 3.4 Ga Nondweni greenstone belt, South Africa. *In: Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. (Eds.), Earth’s Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology* *Developments in Precambrian Geology*, 15:571-605.
- Jensen L.S. 1976. A new method of classifying alkali volcanic rocks. *Ontario Division Mineral, Miscellaneous Paper*, 66:22.
- Jensen L.S., Pyke D.R. 1982. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. *In: Arndt N.T., Nisbet E.G. (Eds.). Komatiites*. Allen and Unwin, London, p. 147-57.

- Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Yurimoto H., Nohda S. 2004. Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle. *Island Arc*, 13:47-72.
- Morales N. 1993. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2 volumes.
- Pearce J.A., Parkinson I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. (Eds.). Magmatic Processes and Plate Tectonics. *Geological Society of London, Special Publication*, 76:373-403.
- Rickwood P.C. 1989. Boundary lines in petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247-63.
- Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M. 1996. High Field Strength Elements Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37:693-726.
- Santivanéz A. 1965. As serpentinas níquelíferas do “Morro do Níquel” em Pratápolis, Minas Gerais. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 42:61-4.
- Scott R.B., Hajash Jr. A. 1976. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study. *American Journal of Science*, 276:480-501.
- Seyfried W.E., Berndt M.E., Seewald J.S. 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot-spring fluids and composition of the oceanic crust. *Canadian Mineralogist*, 26:787-804.
- Soares P.C., Carvalho S.G., Takiya H., Alves R. 1985. Aplicação da Krigeagem em prospecção por geoquímica do solo. In: Atas do 1º Simpósio de Quantificação em Geociências de Rio Claro-SP.
- Staudigel H., Hart R. 1983. Alteration of basaltic glass: mechanism and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:37-50.
- Svensson T. 1968. Produção de Ferro-Níquel da Usina do Morro do Níquel. In: VI SIGEG, VI Semana de Estudos. Ouro Preto.
- Szabó G.A.J. 1989. Contexto geológico e petrologia das rochas metultramáficas de Alpinópolis, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 354 p.
- Szabó G.A.J. 1996. Petrologia da Suíte Metultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 354 p.
- Teixeira N.A. 1978. Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas-MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília (IE-UnB), 213 p.
- Teixeira N.A., Danni J.C.M. 1979a. Geologia na Raiz de um Greenstone Belt na Região de Fortaleza de Minas, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 9:17-26.
- Teixeira N.A., Danni J.C.M. 1979b. Petrologia de Lavas Ultrabásicas e Básicas da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro, Fortaleza de Minas (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 9:151-8.
- Teixeira N.A., Marchetto C.M.L., Cheney J.T., Dalcomo M.T., Martini S.L., Matsui J. 1984. Considerações petrológicas e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. Boletim Resumos... Rio de Janeiro, SBG, 1:150.
- Teixeira N.A., Gaspar J.C., Brenner T.L., Cheney J.T., Marchetto C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 17:209-20.
- Wilson M. 2007. Igneous Petrogenesis. London: Chapman and Hall.
- Zanardo A. 1990. Evolução metamórfica da porção sul do Cráton Paramirim. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal. Anais... Natal: SBG, p. 1945-55.
- Zanardo A. 1992. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos – Delfinópolis (MG). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 288 p.
- Zanardo A., Del Lama E.A., Morales N., Oliveira M.A.F. 1996a. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. *Geociências*, 15:143-68.
- Zanardo A., Oliveira M.A.F., Del Lama E.A., Carvalho S.G. 1996b. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha – Conceição da Aparecida (MG). *Geociências*, 15:279-97.
- Zanardo A., Morales N., Carvalho S.G., Del Lama E.A. 2000. Contexto geológico do Complexo Barbacena em seu extremo oeste. *Geociências*, 19:253-64.
- Zanardo A. 2003. Pesquisa Geológica e de Matérias-Primas do Centro Nordeste do Estado de São Paulo e Vizinhanças. Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, p 283.
- Zanardo A., Morales N., Oliveira M.A.F., Del Lama E.A. 2006. Tectono-lithologic associations of the alterosa Pale Suture Zone – Southeastern Brazil. *Revista UnG – Geociências*, 5:103-17.