

160 4205

EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DA SEQUÊNCIA MÁFICO-ULTRAMÁFICA PORTADORA DE CROMITA DO VALE DO JACURICI, BAHIA

Eliane Aparecida DEL LAMA¹, Maria Angela Fornoni CANDIA²,
Gergely Andres Julio SZABÓ²

(1) Pós-Doutoranda, Bolsista da FAPESP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562. CEP 05508-900, São Paulo, SP. (2) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562. CEP 05508-900, São Paulo, SP. Endereços eletrônicos: edellama@usp.br; macandia@usp.br; gajszabo@usp.br.

Introdução
Contexto Regional
Processo Evolutivo da Sequência Máfico-Ultramáfica
Descrição e Quimismo dos Tipos Petrográficos
Sequência Ultramáfica
Metadunitos, Meta-Harzburgitos e Meta-Ortopiroxenitos
Metawehrlitos e Metaclinopiroxenitos
Sequência Máfica
Cromititos
Modelo Evolutivo
Metassomatismo
Considerações Finais
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO: O Vale do Jacurici é uma área importante em razão das mineralizações em cromita. Os corpos mineralizados ocorrem inclusos em sequência de rochas máfico-ultramáficas constituída por dunitos, harzburgitos, piroxenitos, wehrlitos, gabros, serpentinitos e anfibolitos. Essas rochas foram metamorfozadas em fácies anfibolito superior a granulito e, posteriormente, foram modificadas por processos de cisalhamento, metassomatismo potássico, serpentinitização/talcificação e carbonatação. O processo metassomático originou minerais incomuns para sequências ultramáficas, tais como hialofana e apatita. A evolução petrológica proposta baseia-se em observações de campo, em análises petrográficas e dados de química mineral.

Palavras-chave: Cromita; sequência máfico-ultramáfica; metassomatismo; Jacurici; Bahia.

ABSTRACT: E.A. Del Lama; M.A.F. Candia; G.A.J. Szabó – *Petrologic evolution of the chromite mineralization-bearing mafic-ultramafic sequence of the Jacurici Valley, Bahia.* The Jacurici Valley is an important area due to chromite mineralization. Mineralization-bearing bodies occur included in a mafic-ultramafic sequence, which is constituted of dunites, harzburgites, pyroxenites, wehrlites, gabbros, serpentinites and amphibolites. These rocks were metamorphosed under granulite facies conditions, and were later on modified by deformation, K-metasomatism, serpentinitization/talcification and carbonatation processes. Metasomatic process produced uncommon minerals for ultramafic sequence, such as hyalophane and apatite. The proposed petrologic evolution is based on field observations, petrographic analyses and mineral chemistry data.

Keywords: Chromite; mafic-ultramafic sequence; metasomatism; Jacurici; Bahia.

INTRODUÇÃO

Os dois principais depósitos de cromita do nordeste da Bahia são Campo Formoso, a oeste da Serra de Jacobina, e Vale do Jacurici, próximo ao povoado de Andorinha. A área em estudo pertence ao Distrito Cromitífero do Vale do Rio Jacurici e localiza-se na quadrícula topográfica de Senhor do Bonfim, no nordeste da Bahia, na área do Vale do Rio Jacurici, entre as longitudes 39°30' e 39°50'W e latitudes 10°00' e 11°00'S. O distrito compreende 15 minas e 8 ocorrências. As principais minas estão ao longo do mesmo *trend* NS, numa extensão de 70 km, a leste da Serra de Itiúba (Figura 1).

A origem do depósito do Vale do Jacurici não está bem estabelecida. Alguns trabalhos, baseados em química mineral das cromitas, sugerem tratar-se de depósito podiforme (Mestrinho & Novikoff, 1979-

1980), o que não coaduna com as relações de campo. Silva & Misi (1998) compararam os corpos de Medrado e Ipueira a corpos máfico-ultramáficos estratificados tipo Bushveld (África do Sul), Stillwater (EUA) e Great Dyke (Zimbábue), enumerando algumas similaridades.

Considera-se aqui que o Vale do Jacurici apresenta características sugestivas de depósito estratiforme modificado, porém os dados não permitem excluir a possibilidade de corpo ofiolítico embutido tectonicamente na crosta inferior por tectônica tangencial.

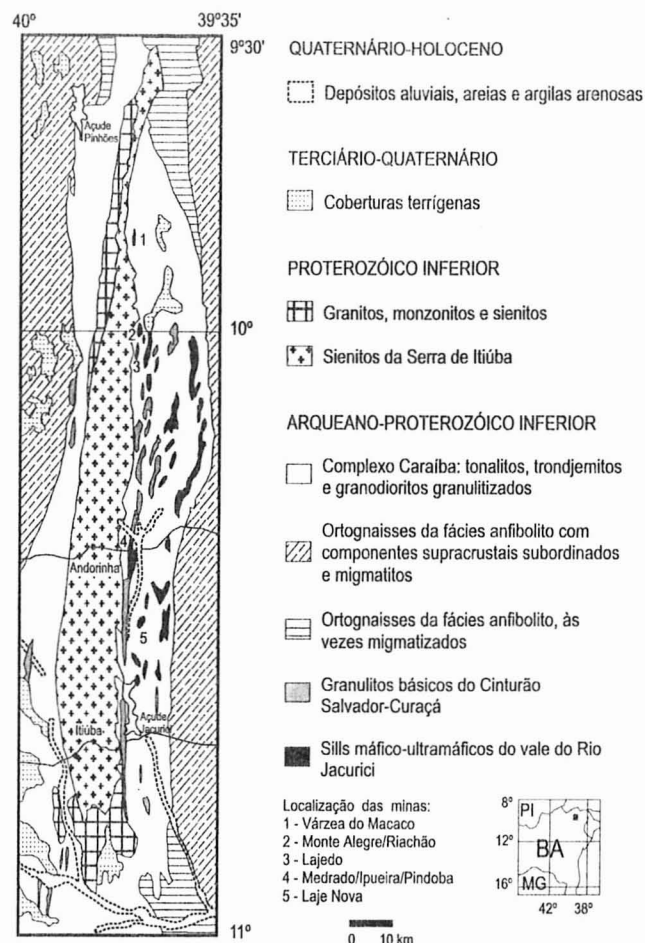
A região apresenta grande complexidade geológico-petroológica, com rochas intensamente deformadas, metamorfozadas e transformadas por processos metassomáticos, o que dificulta a interpretação do registro metamórfico/evolutivo da área.

Cromita e outros minerais do grupo do espinélio

ocorrem nas rochas ultramáficas e nas rochas granulíticas e metassedimentares da região. Este grupo mineral mostra soluções sólidas amplas a temperaturas elevadas (fácies granulito ou temperaturas magmáticas) e campos de exsolução significativos com o abaixamento da temperatura, dependendo da composição da fase original (Evans & Frost, 1975; Sack & Ghiorso, 1991; Candia et al., 1999). Para a caracterização dessas fases, faz-se necessário conhecer suas respectivas composições químicas. No estudo petrográfico com luz transmitida, distinguem-se essencialmente fases opacas e translúcidas (várias tonalidades de castanho a vermelho) ou transparentes (diferentes tonalidades de verde). Em muitos casos, observa-se uma variação de coloração nos espinélios, tanto no mesmo grão como entre diferentes grãos de uma mesma amostra.

O objetivo deste trabalho é discutir a variação composicional dos minerais do grupo do espinélio, relacionando-a com as paragêneses presentes nos litotipos da seqüência máfico-ultramáfica de Jacurici.

FIGURA 1 – Mapa geológico do Vale do Rio Jacurici. Modificado de Barbosa & Dominguez (1996).



CONTEXTO REGIONAL

O Distrito Cromitífero do Vale do Rio Jacurici, situado no nordeste do Cráton do São Francisco, compreende corpos máfico-ultramáficos dispostos na direção N-S e localizam-se a leste da Serra de Itiúba (Figura 1).

A espessura das unidades máfico-ultramáficas não excede 300 m. Sua extensão é bastante variável em razão da estrutura local. A faixa Medrado-Ipueira, uma das mais importantes em exploração, possui 7 km. Estes corpos são interpretados como *sills* estratificados (Figueiredo, 1981; Barbosa de Deus & Viana, 1982; Marinho et al., 1986), sendo geralmente constituídos por peridotitos serpentinizados, cromititos, piroxenitos e gabros.

Os corpos de minério são geralmente espessos, principalmente quando comparados com os cromititos de importantes complexos estratiformes, incluindo o de Campo Formoso. Podem atingir até 15 m de espessura, embora freqüentemente possuam de 5 a 8 m.

Apesar da existência de feições texturais primárias, essas rochas estão bastante deformadas e metamorfizadas. Del Lama et al. (2001) estimam condições de 750-800°C e 7-8 kb para os gnaisses aluminosos encaixantes da seqüência máfico-ultramáfica.

A partir de datação U-Pb em zircão, Oliveira (1998) obteve idade de 2.059 Ma em gabros de Medrado, e idades Nd TDM variando de 2.939 a 3.147 Ma para gabros, e 2.842 a 3.207 Ma para peridotitos.

Esses corpos ultramáficos encontram-se encaixados nos terrenos granulíticos do Complexo Caraíba, principal unidade do Cinturão Salvador-Curaçá. Esta unidade é constituída predominantemente de hiperstênio gnaisses com composição variando de tonalítica a granítica, metamorfizada em fácies anfibolito superior (Figueiredo, 1981) ou granulito e sofreu retrometamorfismo tardio em fácies anfibolito (Conceição, 1993). São comuns estruturas migmatíticas, com paleossoma de natureza gabro-diorítica. A foliação é marcante e tem direção N-S com alto ângulo de mergulho. Barbosa & Dominguez (1996) interpretam as rochas do Complexo Caraíba como sendo do Ciclo Transamazônico. Silva et al. (1997) obtiveram idade magmática de 2.695 Ma e idade metamórfica de 2.072 Ma para o Complexo Itabuna-Caraíba pelo método SHRIMP U-Pb em zircões.

A Serra de Itiúba é constituída por álcali-feldspato sienitos. Suas feições estruturais indicam colocação intrusiva, e dados isotópicos Rb-Sr apontam idade em torno de 2,1 Ga (Conceição, 1990, em Conceição, 1993).

PROCESSO EVOLUTIVO DA SEQÜÊNCIA MÁFICO-ULTRAMÁFICA

A Seqüência Ultramáfica, portadora dos depósitos de cromita, mostra complexidades para sua interpretação genética. O forte tectonismo que afetou a região é responsável pelo deslocamento e imbricamento de unidades, cuja configuração atual pode não representar o empilhamento original, e a mineralogia dos protólitos é obliterada pelos subseqüentes processos superpostos.

As amostras estudadas correspondem a litotipos máficos e ultramáficos recristalizados, comumente observados em complexos máfico-ultramáficos, porém seu posicionamento dentro de uma determinada seqüência (definida a partir do modelo evolutivo para o protólito) não pôde ser estabelecido.

Neste trabalho foram investigadas as seqüências atravessadas pelos furos de sondagem indicados na Figura 1: Pindoba, Monte Alegre do Sul (Mas-102-65°,

Mas-127-60°, Ma-132-60°), Riachão, Laje Nova (Ln-69-65°), Logradouro do Juvenal (LJ-27-75°), Lagedo (Lag2-14-55°), Várzea do Macaco (Vm1-79-65°), Medrado (M2E-67-57°), Ipueira (Ipo-344-65°); e amostras de Medrado, Lagedo, Pindoba e Ipueira.

Os tipos petrográficos variam de metadunitos a meta-harzburgitos, metawehrlitos e metapiroxenitos, em razão da mineralogia e da proporção relativa dos minerais. Estas rochas podem corresponder a unidades de seqüência ultramáfica diferenciada, resultante de processos de fracionamento magmático, e sofreram transformações intensas no campo *subsólido* (reequilíbrio metamórfico, serpentinização e talcificação) e modificações decorrentes de processos metassomáticos, com desenvolvimento de flogopita em zonas mais afetadas.

DESCRIÇÃO E QUIMISMO DOS TIPOS PETROGRÁFICOS

A natureza da rocha original é interpretada a partir da associação mineralógica reequilibrada, dos dados de química mineral e baseada em fundamentos petrológicos (diagramas de fase), discutidos após a exposição das evidências.

As análises químicas de minerais foram obtidas via microsonda eletrônica no Laboratório de Micros-

sonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foi utilizado um aparelho Jeol JXA-8600 SuperProbe. As condições operacionais deram-se com potencial de aceleração de 15kV e corrente de 20 nA. Os dados químicos encontram-se nas Tabelas 1 a 3, e as abreviações minerais estão de acordo com Kretz (1983).

ESPINÉLIOS																	
AMOSTRA	Ipo-10	Mas-13	M2-E-6	P1B	Vm-18	VM-22	VM-22	Ln-09	LAG-2-6	LAG-2-6	Lag-2-17	Pin-11	Pin-11	LAG-98-6	Ipo-06	Ipo-07	Ipo-07
ANÁLISE	87	344	33	112	227	76	82	7	87	92	38	27	30	98	86	57	66
SiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.46	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	19.81	17.40	14.61	13.07	18.85	16.59	14.40	24.62	48.68	42.13	17.62	20.50	15.39	65.39	48.62	44.42	59.76
Cr ₂ O ₃	47.42	49.68	46.17	44.42	39.70	51.72	55.56	39.90	15.11	21.63	48.23	46.19	51.76	0.81	13.57	7.08	6.45
TiO ₂	0.40	0.09	0.32	0.28	0.06	0.03	0.08	0.20	0.08	0.10	0.19	0.29	0.25	0.00	0.18	0.04	0.00
FeO ^T	15.70	20.95	30.40	32.57	37.12	19.07	20.34	20.50	19.27	21.57	19.06	18.02	20.33	13.89	20.69	33.54	13.34
FeO ^{Calc}	11.72	18.13	25.33	24.76	31.22	19.07	20.34	16.81	15.63	18.31	14.70	15.44	17.21	12.50	15.81	14.86	10.85
Fe ₂ O ₃ ^{Calc}	4.42	3.14	5.64	8.68	6.55	0.00	0.00	4.10	4.05	3.62	4.84	2.87	3.46	1.54	5.43	20.76	2.77
MnO	0.00	0.01	0.18	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.09	0.09	0.00	0.00	0.06	0.15	0.13	0.11	0.07
NiO	0.18	0.14	0.00	0.09	0.08	0.10	0.06	0.14	0.27	0.15	0.05	0.16	0.13	0.15	0.55	0.70	0.44
ZnO	0.06	0.11	0.14	0.10	0.12	0.08	0.11	0.05	0.41	0.39	0.00	0.11	0.10	0.00	0.22	0.22	0.27
MgO	15.23	10.69	5.48	5.50	2.14	8.51	9.04	12.04	14.99	13.00	12.85	12.75	11.15	19.29	15.10	15.91	19.64
CaO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Nb ₂ O ₅	n.a.	0.00	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
P ₂ O ₅	n.a.	0.00	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
TOTAL	99.27	99.39	97.89	96.96	98.72	96.57	99.64	97.96	99.31	99.45	98.50	98.34	99.53	99.86	99.63	104.14	100.28

AMOSTRA	Ln-07	Ln-08	Ln-08	M2-E-16	M2-E-16	Vm-05	Pin-3	Vm-03	Vm-12	Vm-12	Vm-17	Mas-127-5	Mas-127-5	Mas-127-6	Mas-5	Mas-5	Med-98-3
ANÁLISE	1	148	151	70	74	35	33	75	24	31	226	28	33	9	9	10	5
SiO ₂	0.02	0.03	0.03	0.09	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	2.17	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	54.36	40.14	33.94	37.00	46.37	28.27	57.99	31.85	37.49	40.81	29.97	64.65	59.15	58.48	46.56	41.41	62.77
Cr ₂ O ₃	8.75	23.09	28.01	28.76	19.87	35.52	5.71	27.68	27.73	24.19	23.40	0.48	0.60	4.02	15.77	18.15	3.68
TiO ₂	0.00	0.07	0.02	0.09	0.00	0.17	0.04	0.36	0.18	0.12	0.60	0.02	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00
FeO ^T	22.03	22.48	25.99	18.84	13.34	25.40	17.15	26.87	23.11	21.59	34.03	15.52	21.73	18.75	20.73	26.86	15.39
FeO ^{Calc}	18.73	17.98	20.10	15.34	11.42	21.19	12.26	20.54	21.15	19.20	29.67	12.84	13.01	14.44	14.89	19.39	13.86
Fe ₂ O ₃ ^{Calc}	3.67	5.00	6.55	3.89	2.13	4.68	5.43	7.03	2.18	2.66	4.84	2.98	9.69	4.79	6.49	8.30	1.70
MnO	0.03	0.03	0.00	0.06	0.04	0.19	0.23	0.27	0.32	0.29	1.18	0.14	0.06	0.08	0.11	0.09	0.07
NiO	0.21	0.24	0.13	0.19	0.25	0.05	0.21	0.03	0.06	0.10	0.08	0.35	0.38	0.31	0.10	0.20	0.26
ZnO	0.08	0.08	0.04	0.12	0.13	0.22	0.15	0.24	0.16	0.24	0.17	0.36	0.34	0.11	0.26	0.04	0.30
MgO	14.13	13.24	11.12	14.64	17.52	9.88	18.73	10.41	10.88	12.28	5.37	19.02	18.45	17.06	15.78	12.30	18.32
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02
Nb ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	n.a.	n.a.	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.04	0.01	n.a.	n.a.	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.01	99.94	99.95	100.17	97.82	100.23	100.75	98.42	100.19	99.92	97.44	100.87	101.68	99.37	99.98	99.96	100.98

TABELA 1 – Análises químicas representativas de minerais do grupo do espinélio. FeO e Fe₂O₃ foram calculados de acordo com estequiometria ideal, segundo Carmichael (1967). n.a. = não analisado.

ORTOPIROXÊNIOS											HIALOFANA	
AMOSTRA	Ipo-10	Ln-09	LAG-2-6	Pin-11	Ipo-07	Ln-07	Mas-127-5	Mas-127-6	Mas-5	Med-98-3	Vm-22	Vm-22
ANÁLISE	127	43	114	20	51	22	39	51	14	20	112	113
SiO ₂	58.47	58.10	55.66	57.85	56.50	55.01	57.74	54.18	55.03	53.80	60.32	60.38
TiO ₂	0.02	0.11	0.13	0.09	0.08	0.09	0.01	0.00	0.06	0.04	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	1.04	1.18	2.63	1.16	2.21	3.05	0.74	4.84	2.83	5.28	19.58	19.57
FeO	2.88	4.86	7.99	4.54	6.97	9.40	9.44	10.43	9.53	9.89	n.a.	n.a.
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.15
Cr ₂ O ₃	0.36	0.24	0.24	0.34	0.06	0.12	0.00	0.06	0.31	0.14	n.a.	n.a.
MnO	0.11	0.18	0.15	0.12	0.17	0.13	0.27	0.22	0.11	0.13	0.00	0.03
NiO	0.14	0.10	0.11	0.13	0.09	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	n.a.	n.a.
MgO	36.34	36.40	33.33	36.62	33.11	31.78	33.54	30.74	32.20	31.50	n.a.	n.a.
CaO	0.37	0.34	0.23	0.34	0.16	0.40	0.16	0.32	0.15	0.16	0.15	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	2.56	2.92
K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	n.a.	0.00	n.a.	n.a.	0.00	0.00	11.45	10.80
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5.02	5.72
TOTAL	99.74	101.50	100.45	101.20	99.34	100.04	101.93	100.83	100.28	100.99	99.20	99.58

OLIVINAS						CLINOPIROXÊNIOS						
AMOSTRA	Ln-09	LAG-2-6	Ipo-07	Ln-07	Mas-5	LAG-98-6	LAG-98-6	Pin-3	Vm-03	Vm-12	Vm-17	Vm-17
ANÁLISE	42	116	40	23	36	105	107	15	105	4	234	235
SiO ₂	42.34	40.53	40.82	39.86	39.60	51.50	53.33	50.28	52.66	53.75	52.68	52.07
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.11	0.09	0.15	0.23	0.06	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	4.91	2.07	4.97	2.60	0.93	1.45	2.08
FeO	6.02	11.14	8.96	14.30	12.31	3.08	2.14	3.20	2.31	2.04	5.15	6.22
Fe ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05	0.03	0.17	0.34	0.11	0.09	0.43
MnO	0.08	0.15	0.16	0.12	0.13	0.13	0.12	0.07	0.06	0.15	0.37	0.51
NiO	0.68	0.38	0.38	0.23	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	52.96	48.40	49.26	46.12	47.32	15.73	17.03	15.73	16.37	17.51	15.48	14.32
CaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	24.88	25.21	25.45	24.52	24.89	23.61	23.03
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.06	0.17	0.13	0.05	0.12	0.23
K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
TOTAL	102.14	100.66	99.61	100.68	99.37	100.53	100.11	100.20	99.22	99.47	99.00	98.95

TABELA 2 – Análises químicas representativas de orto e clinopiroxênio, olivina e hialofana (n.a. = não analisado).

ANFIBÓLIOS														
AMOSTRA	Ipo-10	M2-E-6	P2	P2	Ln-17	Ln-17	LAG-98-6	Ipo-07	Ln-08	Ln-08	M2-E-16	Vm-17	Mas-5	Med-98-3
ANÁLISE	1	2	119	131	41	42	101	10	187	189	6	232	35	31
SiO ₂	46.39	47.47	44.67	53.74	57.35	47.92	42.52	44.06	52.55	45.37	44.89	40.70	44.00	42.77
TiO ₂	1.36	0.96	1.30	0.52	0.06	0.74	0.20	0.83	0.58	1.34	0.24	0.71	0.44	0.49
Al ₂ O ₃	11.97	9.88	11.30	3.97	0.97	9.31	16.94	14.57	6.03	11.65	13.75	14.64	12.72	16.98
FeO	2.14	3.36	2.19	1.34	1.02	2.41	5.81	6.17	3.03	3.97	3.42	10.43	6.50	5.83
Cr ₂ O ₃	2.27	1.39	2.42	0.65	0.38	1.59	0.01	0.40	0.70	1.16	1.37	0.82	0.72	0.48
MnO	0.00	0.05	0.01	0.00	0.08	0.06	0.12	0.01	0.04	0.03	0.00	0.29	0.06	0.06
NiO	0.17	0.13	0.25	0.20	0.14	0.16	0.04	0.09	0.12	0.13	0.15	0.03	0.07	0.08
MgO	19.75	19.28	18.76	22.60	24.04	20.11	16.11	17.05	20.84	18.81	18.86	13.26	17.16	16.49
CaO	12.77	12.14	12.82	13.38	13.22	12.81	12.90	12.75	13.04	12.76	12.56	12.21	12.29	11.16
Na ₂ O	1.75	1.58	1.88	0.60	0.18	1.28	1.85	1.26	0.76	1.61	2.05	1.84	1.67	2.42
K ₂ O	0.88	0.43	0.91	0.13	0.02	0.58	1.33	1.19	0.09	0.51	0.99	1.85	0.79	0.43
F	0.25	0.41	0.21	0.00	0.00	0.16	0.03	0.11	0.17	0.13	0.29	0.63	0.03	0.34
Cl	0.22	0.21	0.13	0.00	0.00	0.04	0.67	0.34	0.01	0.02	0.25	0.52	0.21	0.02
TOTAL	99.92	97.29	96.85	97.13	97.46	97.17	98.51	98.82	97.94	97.48	98.83	97.93	96.67	97.55

FLOGOPITAS														
AMOSTRA	Mas-13	M2-E-6	P3B	Vm-18	VM-22	Ln-09	LAG-2-6	LAG-2-17	Ln-08	M2-E-16	Vm-05	Vm-12	Vm-17	Mas-5
ANÁLISE	346	23	143	208	66	65	73	15	203	11	18	22	212	37
SiO ₂	40.49	39.15	39.57	37.82	38.16	41.32	39.30	40.25	39.81	40.88	38.51	38.30	37.46	39.00
TiO ₂	1.20	3.15	2.07	0.87	1.71	1.05	1.98	1.43	0.75	0.46	0.81	1.49	1.26	0.79
Al ₂ O ₃	13.32	15.52	15.20	17.14	17.81	15.10	16.88	15.76	16.43	16.85	17.80	17.38	16.50	17.30
Cr ₂ O ₃	1.37	1.63	1.17	1.07	3.01	0.91	0.64	1.08	0.51	0.89	0.84	0.59	0.46	0.38
FeO	1.66	3.40	1.57	9.58	1.59	1.50	3.48	1.39	3.28	1.91	3.34	4.10	9.58	4.23
MnO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.10	0.02
MgO	26.91	22.88	24.23	19.08	22.67	25.88	23.44	25.85	25.55	25.60	24.24	23.25	19.41	23.19
BaO	0.48	0.61	0.42	0.44	0.40	0.05	0.23	0.27	0.06	0.25	1.08	1.44	1.21	0.15
Na ₂ O	0.61	0.66	0.27	0.18	0.08	0.20	0.89	0.59	0.92	1.58	0.68	0.29	0.26	0.79
K ₂ O	7.15	8.54	9.27	9.75	10.15	8.87	8.74	9.21	7.53	7.28	9.21	9.41	9.05	8.62
F	0.41	0.36	0.82	0.21	0.24	0.11	0.36	0.65	0.15	0.23	0.20	0.50	0.64	0.11
Cl	0.07	0.14	0.11	0.18	0.04	0.03	0.22	0.12	0.03	0.12	0.10	0.16	0.38	0.18
H ₂ O	4.01	4.04	3.79	3.98	4.12	4.24	4.04	3.97	4.20	4.21	4.15	3.95	3.69	4.12
TOTAL	97.70	100.07	98.49	100.31	99.96	99.26	100.20	100.58	99.23	100.25	100.94	100.86	100.01	98.87

TABELA 3 – Análises químicas representativas de anfibólio e flogopita (n.a. = não analisado).

Admitindo-se derivação magmática têm-se os "protólitos ígneos" para a seqüência ultramáfica, provavelmente constituídos por dunitos, harzburgitos, ortopiroxenitos, wehrlitos e clinopiroxenitos.

As rochas mostram texturas recristalizadas, desenvolvendo associações metamórficas de alto grau, não muito diferentes, em termos mineralógicos, dos protólitos ígneos. Suas características serão adiante discutidas, sendo referidos como "protólitos metamórficos", entendendo-se por esta expressão os "protólitos ígneos" reequilibrados em fácies granulito. Estes protólitos são posteriormente modificados por processos de cisalhamento, metassomatismo, serpentinização e carbonatação, em graus variáveis.

As texturas observadas muitas vezes são inconclusivas quanto ao caráter ígneo ou metamórfico, pois grande parte das rochas apresenta textura granoblástica, feição comum em rochas metamórficas de alto grau e que ocorre em alguns tipos de rochas ígneas cumuláticas. Alguns aspectos, apresentados no decorrer do texto, indicam claramente que a seqüência foi metamorfizada em fácies granulito.

SEQÜÊNCIA ULTRAMÁFICA

Metadunitos, Meta-Harzburgitos e Meta-Ortopiroxenitos

Os metadunitos, os meta-harzburgitos e os meta-ortopiroxenitos são muito similares e apresentam diferentes estágios de serpentinização. A associação mineral é constituída por Ol-Opx-Spl±Cam, e serpentina e talco substituem olivina e ortopiroxênio. Em zonas afetadas por metassomatismo, ocorrem flogopita, rutilo, clorita e carbonato.

A olivina apresenta composição Fo₈₅₋₉₄ e o teor de NiO varia de 0,2% a 0,7%. Não foi detectado CaO, e a ausência deste óxido pode ser indicativa de recristalização metamórfica (Brown Júnior, 1980). O ortopiroxênio varia de enstatita a bronzita (En₈₄₋₉₅), sendo pouco aluminoso (0,7 - 3,5% de Al₂O₃) (Figura 2A). Os minerais do grupo do espinélio presentes nestas rochas são cromita e espinélio cromífero. O anfibólio é do tipo pargasita, comumente associado a ortopiroxênio e espinélio cromo-aluminoso. Serpentininas ocorrem substituindo olivina e apresentam teor variado de Al₂O₃, podendo atingir 7%, o que originaria lizardita aluminosa (Wicks & O'Hanley, 1988). Algumas amostras contêm talco. A presença deste mineral parece estar associada à alteração do ortopiroxênio, enquanto a serpentina está mais associada à alteração da olivina.

Metaweherlitos e Metaclinopiroxenitos

Os metaweherlitos e os metaclinopiroxenitos apresentam a associação mineral Cpx-Spl±Ol±Cam, e a olivina não se faz mais presente na associação atual, pois já foi completamente serpentinizada.

O clinopiroxênio é predominantemente diopsídio, ocorrendo também salita. Quando presente apenas com espinélio, é mais aluminoso (5% Al₂O₃); associado com serpentina e anfibólio, é menos aluminoso (0,9 - 2,6% Al₂O₃). O anfibólio é do tipo pargasita, apresentando os teores mais elevados de Na+K de todas as amostras (Figura 2B). Ocorre como pequenos cristais inclusos em clinopiroxênio ou cristais mais desenvolvidos envolvendo clinopiroxênio. A flogopita ocorre localmente em zonas afetadas por metassomatismo.

A associação Opx-Cpx não é comum, tendo sido observada restritamente. Na maioria das rochas, o anfibólio pargasítico constitui a fase cálcica da associação mineralógica.

SEQÜÊNCIA MÁFICA

Nas porções da seqüência máfica dos furos amostrados, ocorrem predominantemente anfibolitos e metagabros.

Os anfibolitos apresentam a associação mineral Opx-Cam-Spl+Pl±Ol (Srp). O ortopiroxênio é bronzita (En₈₂₋₈₄) com alto teor de Al₂O₃ (2,8-5,5%). Este ortopiroxênio é mais ferroso e mais aluminoso que o ortopiroxênio da seqüência ultramáfica (Figura 2A). O anfibólio classifica-se como pargasita. O espinélio apresenta coloração verde, verde-manchado ou marrom-manchado. No geral, é bastante aluminoso e pouco cromífero, localmente com composição mais cromífera (Mas-5) (Figura 2C). O espinélio manchado apresenta exsoluções de magnetita. Pode ocorrer espinélio simplectítico incluso no ortopiroxênio. A olivina tem composição Fo₈₆, podendo apresentar-se serpentinizada. Não é um mineral muito comum. O plagioclásio normalmente ocorre saussuritizado; quando é possível realizar análise de microsonda, apresenta composição de bytownita (An₇₉₋₈₄). Localmente ocorrem muscovita, como alteração do plagioclásio, e flogopita.

Os metagabros são constituídos por clinopiroxênio, espinélio, anfibólio e plagioclásio. O clinopiroxênio é um diopsídio, rico em Al₂O₃ (4,5%). O espinélio possui coloração verde-azulada, sendo bastante aluminoso e com teor de Cr₂O₃ muito baixo (< 1%). O anfibólio é do tipo pargasita e apresenta pleocroísmo verde a verde-azulado. O plagioclásio mostra-se geralmente saussuritizado.

As seqüências máficas e ultramáficas ocorrem intercaladas, sendo o bandamento evidente nos diferentes litotipos.

CROMITITOS

Cromititos maciços alojam-se na seqüência ultramáfica em camadas métricas a centimétricas; nas rochas ultramáficas encaixantes, a cromita ocorre como fase disseminada.

Nos cromititos, os cristais de cromita variam de euedrais a anedrais, predominando os subedrais, com

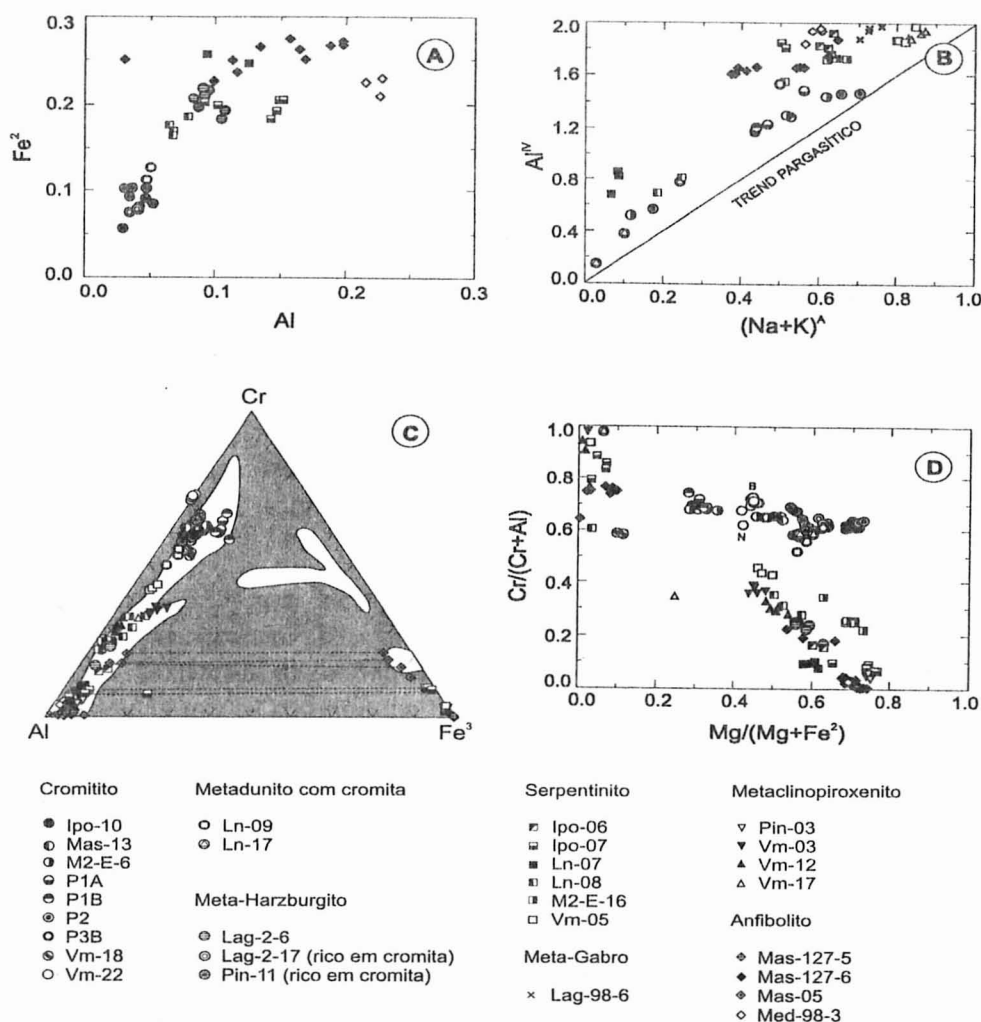


FIGURA 2 – A: Diagrama Fe^{+2} versus Al para ortopiroxênio. B: Diagrama Al^{IV} versus $(Na+K)^4$ para anfibólios. C: Composições de espinélios em rochas ultramáficas com associação clorita-olivina-enstatita-espinélio. Simplificado de Evans & Frost (1975), com adição das amostras aqui analisadas. Linhas tracejadas indicam as *tie-lines* de fases coexistentes. D: Diagrama $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ versus $Cr/(Cr+Al)$ para minerais do grupo do espinélio (N: núcleo, B: borda).

coloração preta a avermelhada. Os grãos de cromita são envolvidos principalmente por ortopiroxênio e, após a serpentinização/talcificação, aparecem envolvidos por serpentina e/ou talco.

Os espinélios dos cromititos são fases cromo-aluminosas, sendo relativamente mais ricos em cromo e mostram *trend* em direção ao componente aluminoso, com reduzido componente ferrífero (Figura 2C). No gráfico $Cr/(Cr+Al)$ versus X_{Mg} (Figura 2D), os pontos composicionais se agrupam com razão $Cr/(Cr+Al)$ aproximadamente constante, variando de 0,6 a 0,7 e com forte variação na razão $Mg/(Mg+Fe)$. X_{Mg} varia de 0,3 a 0,7, devendo refletir o *trend* de variação derivada do processo de fracionamento magmático, ou seja, o valor de X_{Mg} medido no cristal deve corresponder ao valor ígneo reequilibrado pelo metamorfismo, porém o *trend* de variação das diferentes amostras pode refletir o *trend* ígneo. Os cristais de cromita apresentam pequenas variações de Al, Cr, Fe e Mg; ocorrem núcleos mais cromíferos e menos aluminosos, mas o inverso também é observado. As análises químicas das cromi-

tas são similares às aquelas obtidas por Mestrinho & Novikoff (1979-1980) e por Barbosa de Deus & Viana (1982) na unidade Cromita Cumulatos.

Nos serpentinitos, o espinélio corresponde à fase rica no componente aluminoso, com algumas amostras apresentando exsoluções de magnetita (Figura 2C). A distribuição dos pontos composicionais acompanha a curva de *solvus* entre os termos aluminoso e ferrífero observada em várias ocorrências de rochas ultramáficas e definida termodinamicamente por Sack & Ghiorso (1991).

No gráfico $Cr/(Cr+Al)$ vs X_{Mg} , os pontos composicionais definem um *trend* no qual a relação $Cr/(Cr+Al)$ varia inversamente à razão $Mg/(Mg+Fe)$ (Figura 2D), ou seja, o aumento do componente $MgAl$ é acompanhado pela diminuição no componente $Fe^{+2}Cr$. Esse *trend* é observado tanto nas fases aluminosas do *solvus* como nas ferríferas.

Espinélios inclusos em silicatos (olivina, ortopiroxênio, anfibólio) são menos ferrosos, o que indicaria um reequilíbrio de Fe e Mg entre minerais silicáticos e espinélios.

MODELO EVOLUTIVO

As rochas da seqüência ultramáfica de Jacurici apresentam como principais associações minerais de alto grau metamórfico: Ol-Crom; Ol-Opx-Crom±Cam; Opx-Crom±Cam e Cpx-Crom±Ol±Cam.

A presença do plagioclásio no “protólito ígneo” é, às vezes, sugerida pela associação metamórfica resultante. Em condições de alto grau, o plagioclásio reage com olivina produzindo a associação Opx-Cam-Spl, desaparecendo da associação quando em porcentagem modal subordinada (Candia et al., 1991).

Os seguintes aspectos são ressaltados:

- A principal fase aluminosa nas associações ultramáficas é o espinélio aluminoso. A presença de clorita magnesianas não é observada a não ser localmente, em veios. Portanto, as associações do “protólito metamórfico” reequilibraram-se em condições superiores às da curva de estabilidade da clorita representada pela reação $\text{Chl} = \text{Ol} + \text{Opx} + \text{Spl} + \text{H}_2\text{O}$, reproduzida na Figura 3 a partir dos dados de Jenkins & Chernosky (1986).

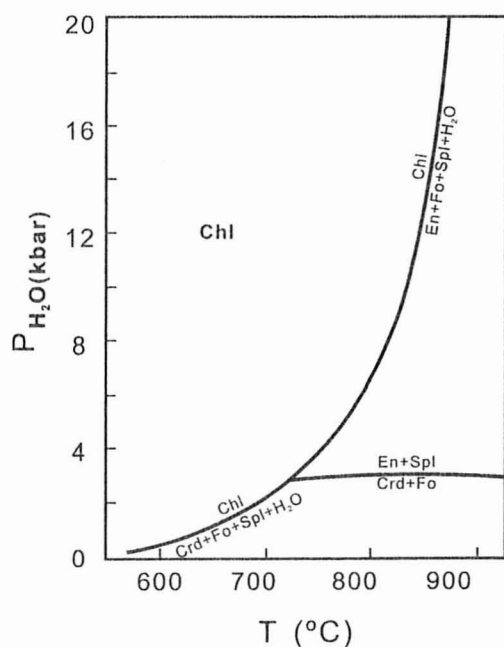


FIGURA 3 – Relações de fase entre clorita-enstatita-forsterita-cordierita-espinélio- H_2O (sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$). Extraído de Jenkins & Chernosky (1986).

- Associações com Opx+Cpx praticamente não são observadas. A fase cálcica da associação ultramáfica é geralmente pargasita, anfibólio cálcico aluminoso de alto grau, em associação com olivina e ortopiroxênio. Tal associação é provavelmente derivada da Reação 11 da Figura 4, na qual Opx e Cpx reagem em presença de fase fluida, mesmo sob condições de baixa pH_2O , produzindo olivina e anfibólio. Esta curva desloca-se para tempera-

turas significativamente mais elevadas, quando envolve anfibólios pargasíticos e tschermakíticos, como no diagrama representado na Figura 5, que mostra o campo da associação Ol-Opx-Spl-Cam, correspondente a temperaturas elevadas, em condições de fácies granulito.

- A presença de cromo nos equilíbrios minerais é revista por Candia et al. (1999). Segundo esses autores, o componente magnésio-aluminoso do cromo espinélio interage com as fases silicáticas nos reequilíbrios metamórficos, em razão das condições P-T e das fases presentes. Cr é extraído do espinélio juntamente com o componente MgAl_2O_4 , evidenciado pela sua presença em algumas fases silicáticas. As rochas de Jacurici, com “protólitos metamórficos” em alto grau, estão no campo do espinélio (*sensu lato*), sendo observados tanto espinélio aluminoso, como espinélio cromífero. Nos cromititos maciços, a cromita mostra composições predominantemente cromítico-aluminosas, pobres em componente ferrífero (Figura 2C), fora de lacunas de miscibilidade tal como definidas em Sack & Ghiorso (1991); portanto, exsoluções não são esperadas. A baixa porcentagem de fases silicáticas entre os grãos de cromita não deve ter causado variações significativas: se espinélio aluminoso é formado, este poderia modificar a composição dos grãos; da mesma forma, se o componente magnésio-aluminoso é extraído da cromita passando para as fases silicáticas (ortopiroxênio e anfibólio, fases comumente observadas). Como a quantidade de minerais silicáticos é muito subordinada, é possível que as modificações tenham afetado as bordas dos grãos de cromita, preservando seus núcleos. Mesmo que os valores absolutos tenham sido modificados, os *trends* podem ter sido preservados. No caso de espinélios cromíferos disseminados em associações silicáticas, o espinélio mostra composições ainda cromítico-aluminosas, porém mais ricas no componente aluminoso, acompanhando, de certa forma, a parte aluminosa da curva do *solvus* entre composições ferríferas e aluminosas. É difícil avaliar as modificações químicas decorrentes da interação entre espinélio cromífero e as fases silicáticas, pois, nesse caso, espinélio cromífero é fase muito subordinada. O reequilíbrio de Fe e Mg entre fases silicática e espinélio é esperado (Evans & Frost, 1975), mas não foi mensurado.
- Os reequilíbrios em condições no campo da serpentina (condições inferiores às da curva 3 (Figura 4) são responsáveis pela associação atual, ocor-

rendo com diferentes intensidades. Olivina é serpentinizada, e ortopiroxênio é comumente talcificado, modificando a mineralogia original. A presença de CO_2 na fase fluida é responsável pela carbonatação. Nos cromititos, o reequilíbrio de baixo grau produz serpentina e talco como fases intersticiais.

- Nesse reequilíbrio de temperatura mais baixa, os espinélios do “protólito metamórfico” obedecem à curva do *solvus* de Sack & Ghiorso (1991). Os espinélios com composições *intrasolvus* sofrem demistura, com exsolução das fases aluminosa e

ferrífera, os de composição *extrasolvus* permanecem praticamente iguais. O gráfico composicional das cromitas analisadas é semelhante àquele apresentado por Evans & Frost (1975) (Figura 2C).

- Ferricromita não é observada. Candia et al. (1999) apontam que a formação da ferricromita está intimamente associada à serpentinização generalizada e direta. O processo de serpentinização nas rochas de Jacurici não é pervasivo e está associado às zonas de cisalhamento. É possível que a ausência de fase reactante seja o fator responsável pelo não-desenvolvimento de clorita e ferricromita.

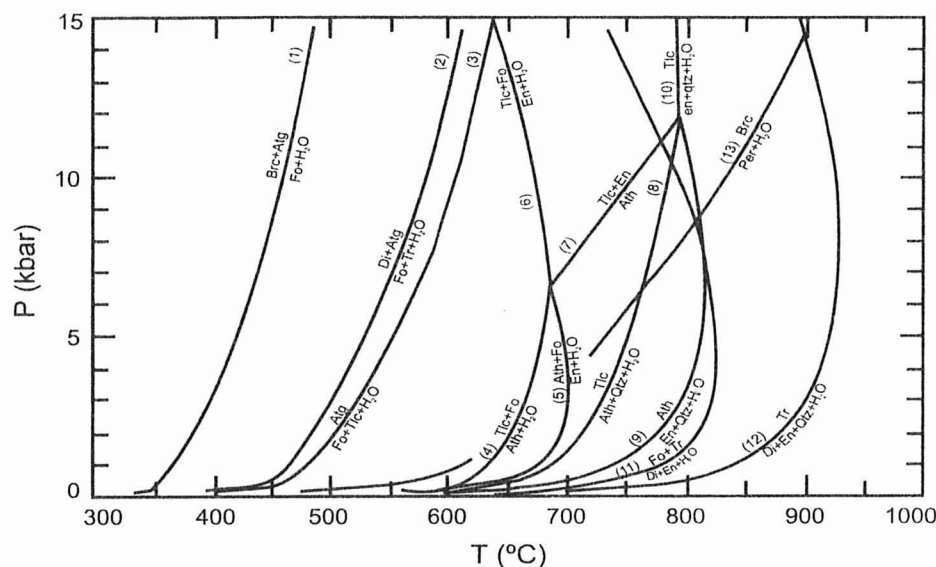


FIGURA 4 – Diagrama P-T para o sistema CSMH. Extraído de Spear (1993).

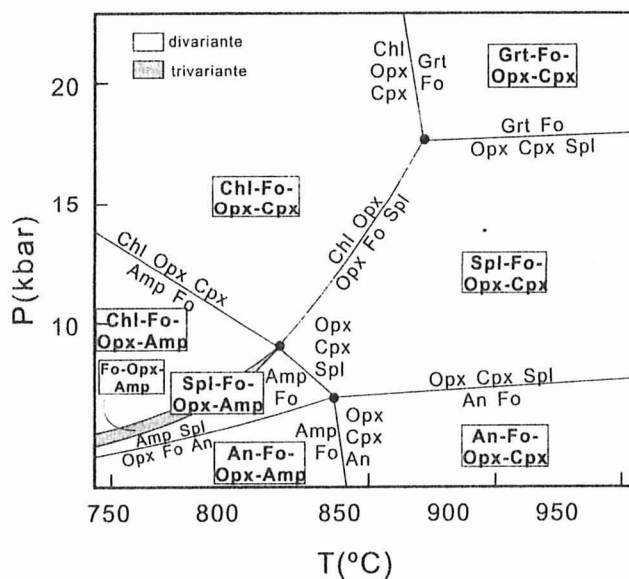


FIGURA 5 – Relações de fase para rochas peridotíticas no sistema CMASH, para rochas de composição média: $\text{SiO}_2=39\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=3,5\%$, $\text{CaO}=2,5\%$ e $(\text{MgO}+\text{FeO})=46\%$ em peso, com saturação em H_2O . São mostrados os campos das associações bivariantes e trivariantes. Simplificado de Schmädicke & Evans (1997).

METASSOMATISMO

Após o metamorfismo em fácies granulito, ocorreram intensos processos de cisalhamento e metassomatismo potássico, ainda em alto grau, provavelmente ligados à colocação do Sienito Itiúba, que ocorre a oeste das rochas de Jacurici.

Esses processos são bastante evidentes na seqüência ultramáfica e nos cromititos, em zonas definidas pelo intenso desenvolvimento de flogopita, correspondentes a zonas de cisalhamento.

Os litotipos ultramáficos metassomatizados passam a apresentar flogopita na associação à custa de olivina e ortopiroxênio, além de anfibólio tremolítico, apatita, rutilo, titanita, zircão e hialofana.

Variações químicas na cromita podem ter origem a partir de deformação, como na amostra Pin-11, composta basicamente por cromita e ortopiroxênio com formas sigmoidais, indicando atuação de um forte evento deformacional. As cromitas dessa amostra apresentam *trend* aluminoso, com teor de Al_2O_3 variando de 15-20%. Difusão de Al e Cr provocada por deformação é apontada por Ozawa (1989).

Nas bandas mais ricas em anfibólio e flogopita

dos cromititos, a cromita é mais ferrosa e menos magnésiana; cromita próxima ao anfibólio é mais cromífera e menos aluminosa podendo indicar que a cromita cede Mg e Al para o anfibólio, enriquecendo-se assim relativamente em Fe e Cr. Localmente pode apresentar inclusões de silicatos ou zoneamento; quando zonada, as bordas são limpas e mais cromíferas e o núcleo contém impurezas e é um pouco mais aluminoso.

No consumo do espinélio, muito provavelmente, o componente aluminoso foi incorporado ao anfibólio. Nota-se evolução de anfibólios mais tremolíticos, passando para composições mais aluminosas e sódicas com substituições edeníticas e/ou tschermakíticas.

A flogopita nos cromititos é mais rica em Cr e Ti e nos serpentinitos é mais rica em Ba, sugerindo que

essas rochas tiveram taxas fluido/rocha mais elevadas.

Em algumas amostras (por exemplo, P1A e P1B), ocorrem cristais grandes e abundantes de apatita. Em outras amostras (Vm-22), a cromita é envolvida por flogopita e feldspato potássico, este bastante rico em BaO (5,5%), caracterizando hialofana. O zoneamento desses cristais de cromita sugere crescimento metamórfico deste mineral. Provavelmente o alumínio da cromita vai para o feldspato potássico. Essas disparidades poderiam indicar a heterogeneidade dos processos metasomáticos que afetaram as rochas.

O último processo observado é a carbonatação da seqüência. Veios de carbonato e agregados carbonáticos de composição calcítica invadem as rochas, cortando e substituindo a mineralogia presente.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A seqüência máfico-ultramáfica portadora de cromita do Vale do Jacurici, composta por metadunitos, meta-harzburgitos, metawehrlitos, metapiroxenitos, anfibolitos, metagabros, cromititos e serpentinitos, possivelmente corresponde a porções de um complexo estratiforme modificado.

O registro atual indica que essas rochas sofreram modificações químicas associadas aos processos de metamorfismo granulítico, cisalhamento, metassomatismo potássico, serpentinitização/talcificação e carbonatação.

Feições observadas são indicativas de fácies granulito, tais como cromita apresentando variações composicionais conforme o silicato que a envolve, piroxênios recristalizados, intercrescimento de anfibólio e ortopiroxênio, ocorrência de espinélio aluminoso (com pouco cromo) em anfibolitos, além de paragênese de alto grau (Crd-Grt-Sil-Hc) em gnaisses aluminosos encaixantes (Del Lama et al., 2001).

As rochas de Jacurici não mostram reequilíbrios significativos de baixo grau, estando ausente a ferri-

cromita e a clorita (Candia & Gaspar, 1996; Candia et al., 1997, 1999).

O evento metassomático está impresso na seqüência máfico-ultramáfica e também nas rochas encaixantes. É evidenciado pela formação de flogopita, e também anfibólio (tremolita a hornblenda), em zonas de cisalhamento, pela ocorrência de hialofana em cromitito e pela ocorrência de apatita em todos os litotipos, inclusive em rochas ultramáficas, caso em que pode ser rica em cloro, além da presença de rutilo, titanita e zircão.

Cloroapatita em rochas ultramáficas também foi observada em Stillwater, representando um produto de atividade hidrotermal de alta temperatura (Boudreau & McCallum, 1989).

Os dados obtidos permitem dizer que as rochas do Vale do Jacurici foram metamorfizadas em fácies granulito e posteriormente submetidas a metassomatismo potássico. Em seguida, sofreram serpentinitização/talcificação, sendo a serpentinitização mais atuante, finalizando com a carbonatação da seqüência.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP (Processos nº 97/00640-5 e 98/00681-6), pelos recursos financeiros e pela concessão de bolsa de pós-doutoramento a um dos autores (E.A.D.L.). Agradecem também à Companhia de Ferro Ligas da Bahia (FERBASA), que

permitiu acesso à área, disponibilizou material para estudo e forneceu o suporte logístico para o desenvolvimento da pesquisa. Aos revisores, nossos agradecimentos por apontarem os pontos críticos do trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. **Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo**. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, 1996, 400 p., il.
2. BARBOSA DE DEUS, P. & VIANA, J.S. Jacurici valley chromite district. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS, 1982, Salvador. **Abstracts and Excursions...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/Coordenação da Pesquisa Mineral, 1982, p. 97-107.
3. BOUDREAU, A.E. & MCCALLUM, I.S. Investigations of the Stillwater Complex: Part V. Apatites as indicators of evolving fluid composition. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 102, n. 2, p. 138-153, 1989.
4. BROWN JÚNIOR, G.E. Olivines and silicates spinels. In: RIBBE, P. H. (Ed.) Ortho-silicates. **Reviews in Mineralogy**, v. 5, p. 275-381, 1980.
5. CANDIA, M.A.F. & GASPAR, J.C. Exsoluções em cromoespinélio. **Revista Brasileira Geociências**, v. 26, n. 2, p. 87-92, 1996.

6. CANDIA, M.A.F.; SCHULTZ-GÜTLER, R.A.; GASPAR, J.C. Formação metamórfica de coronas em rochas dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II, Goiás. **Revista Brasileira Geociências**, v. 20, n. 4, p. 305-316, 1991.
7. CANDIA, M.A.F.; GASPAR, J.C.; SZABÓ, G.A.J. Ferricromita: revisão e implicações petrogenéticas. **Revista Brasileira Geociências**, v. 27, n. 4, p. 349-354, 1997.
8. CANDIA, M.A.F.; GASPAR, J.C.; SZABÓ, G.A.J. A interação de cromo-espinélio com fases silicáticas nos processos metamórficos. **Revista Brasileira Geociências**, v. 29, n. 4, p. 633-638, 1999.
9. CARMICHAEL, I.S.E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 14, p. 36-64, 1967.
10. CONCEIÇÃO, H. Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia – Brazil): geodynamic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65 (Suplemento, n. 1), p. 17-32, 1993.
11. DEL LAMA, E.A.; CANDIA, M.A.F.; SZABÓ, G.J.A. Petrography and metamorphism of the metasedimentary country-rocks of the Jacurici Valley chromitite-hosting mafic-ultramafic complexes, Bahia, Northeastern Brazil. Instituto de Geociências/USP, **Geologia USP (Série Científica)**, v. 1, n. 1, p. 1-14, 2001.
12. EVANS, B.W. & FROST, B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism – A preliminary analysis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 39, p. 959-972, 1975.
13. FIGUEIREDO, M.C.H. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau no nordeste da Bahia, Brasil. In: **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia**, Secretaria de Geologia e Minas/Coordenação da Pesquisa Mineral, Textos Básicos, 1981, v. 4, p. 1-71.
14. JENKINS, D.M. & CHERNOSKY, J.V. Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. **American Mineralogist**, v. 71, p. 924-936, 1986.
15. KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 68, n. 1/2, p. 277-279, 1983.
16. MARINHO, M.M.; ROCHA, G.M.F.; SILVA, O.A. **Projeto Vale do Jacurici**. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais/Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, Relatório, 1986, 119 p.
17. MESTRINHO, S.S.P. & NOVIKOFF, A. Comparaison géochimique des chromites d'Andorinha et de Campo Formoso, Bahia (Brésil). Office de la Recherche Scientifique et Technique de Outre-mer, **Cahiers ORSTOM**, série Géologie, v. XI, n. 1, p. 75-94, 1979-1980.
18. OLIVEIRA, E.P. The Cu-rich Caraíba and Cr-rich Medrado mafic-ultramafic complexes, Bahia, Brazil: U-Pb and Nd isotope constraints for Archean lithospheric mantle remobilisation in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p.48.
19. OZAWA, K. Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. **Nature**, v. 338, p. 141-144, 1989.
20. SACK, R.O. & GHIORSO, M.S. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. **American Mineralogist**, v. 76, p. 827-847, 1991.
21. SCHMÄDICKE, E. & EVANS, B.W. Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relations to other settings in the Bohemian Massif. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 127, p. 57-74, 1997.
22. SILVA, L.C.; McNAUGHTON, N.J.; MELO, R.C.; FLETCHER, I.R. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, 1997, Salvador. **Extended Abstract and Program...** Salvador: Secretaria de Geologia e Minas, 1997, p. 282-283.
23. SILVA, M.G. & MISI, A. **Embasamento Arqueano-Proterozóico Inferior do Cráton do São Francisco, no nordeste da Bahia**. Série "Roteiros Geológicos". Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1998, 164 p.
24. SPEAR, F.S. **Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths**. Washington: Mineralogical Society of America, Monograph, 1993, 799 p.
25. WICKS, F.J. & O'HANLEY, D.S. Serpentine minerals: structures and petrology. In: BAILEY, S.W. (Ed.) **Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)**. Reviews in Mineralogy, 1988, v. 19, p. 91-167.