

COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DO CROMO NA
ALTERAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS
MINERALIZADAS DE CAMPO FORMOSO,
ESTADO DA BAHIA

R.M. BARBOSA

Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica/Pós-graduação em Geoquímica e Meio Ambiente, UFBA, Salvador, Ba

A. J. MELFI

Departamento de Geofísica do Instituto Astronômico e Geofísico/Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera, USP, São Paulo, SP

D. NAHON

Laboratoire de Geoscience de l'Environnement- URA-132, Université d'Aix-Marseille III, França

ABSTRACT

The Campo Formoso granitic pluton is responsible for a diversified and pervasive hydrothermal alteration (Chloritization) in serpentized chromitiferous ultramafic rocks, which affected mainly the fractured ore-bearing rocks. During this process, the chromite was totally or partially transformed into ferri-chromite, with the Fe^{2+} oxydized to Fe^{3+} and the selective withdrawal of Al^{3+} , Mg^{2+} and Cr^{3+} . Also, during this phase, the free chromé was incorporated in chromitiferous chlorites and stichtites. Thus, the minerals formed, together with the ferri-chromite, are unstable in the presence of the supergene conditions. The weathering redistributed the chrome, promoting its fixation in the neoformed clay minerals (volkonscoite, nontronite and chromiferous smectite) and, finally, in kaolinite and goethite.

RESUMO

A intrusão do plúton granítico de Campo Formoso provocou nas rochas ultramáficas cromíferas serpentizadas uma alteração hidrotermal generalizada e diversificada (cloritização), que afetou as rochas serpentizadas, principalmente nas zonas mais fraturadas e mineralizadas. Neste processo, a cromita transforma-se, total ou parcialmente, em ferrocromita, através da oxidação de parte do Fe^{2+} , que passa para Fe^{3+} e saída seletiva de Al^{3+} , Mg^{2+} e Cr^{3+} . Os minerais formados nesta fase (ferrocromita, cloritas cromíferas e estechtita) são instáveis na superfície e evoluem para argilominerais (esmectitas e caolinita) e oxi-hidróxidos de ferro (goethita e hematita). O cromo liberado na transformação da cromita para ferrocromita instala-se, inicialmente, nas cloritas cromíferas e na estichtita. Os processos intempéricos, alterando estes minerais, redistribuem o cromo, promovendo sua fixação nos argilominerais 2/1 formados (volkonscoita, nontronita e esmectita cromífera) e, finalmente, na caolinita e goethita.

INTRODUÇÃO

O cromo, considerado elemento traço na crosta Terrestre, onde apresenta valores médios da ordem de 100 a 200 ppm (Goldschmidt, 1970), ocorre, geralmente, incorporado na estrutura de vários silicatos formadores das rochas, substituindo isomorficamente íons metálicos tais como, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Mg^{2+} , etc. Em determinadas rochas, como, por exemplo, nas ultramáficas, o cromo pode aparecer em teores bem mais elevados, da ordem de 3500 ppm, podendo, neste caso, formar minerais próprios, como certos tipos de spinélios.

A cromita, spinélio cromífero de fórmula geral $FeCr_2O_4$, é o principal mineral portador de cromo nas rochas endógenas e o único mineral de

minério desse elemento. Na cromita, o cromo apresenta-se na forma trivalente, sendo esta sua valência mais importante no meio natural; valências 2 e 6 podem ser encontradas em minerais mais raros, como a crocoíta, cromatita, etc.

O ciclo geoquímico exógeno do cromo tem sido pouco estudado, de forma que o conhecimento sobre sua dinâmica nos meios superficiais e o itinerário seguido durante os processos supérgenos são ainda bastante incipientes. Poucos estudos de detalhes fazem referência ao seu comportamento. Tal situação pode ser facilmente compreendida, pois além do cromo se apresentar em concentrações extremamente baixas nas rochas mais comuns da superfície do Globo e possuir uma baixa mobilidade hidrolítica

(semelhante a do Fe^{3+} e Al^{3+}), sua ocorrência mais comum é na estrutura da cromita, mineral reputado como estável na superfície e que, geralmente, acumula-se nos resistatos. Este comportamento tem levado diversos pesquisadores, entre eles Millot & Bonifas (1955), a utilizarem o cromo, da mesma forma que o alumínio e o titânio, em cálculos de balanços geoquímicos (isocromo).

Em Campo Formoso, ocorrem rochas ultramáficas mineralizadas em cromo, nas quais a cromita é o mineral essencial do minério, aparecendo tanto na forma disseminada no interior das rochas do complexo, como concentrada em camadas. Estas rochas, submetidas a sucessivos processos de alteração metamórfica e hidrotermal é, posteriormente, a um

intenso processo intempérico, mostram que o cromo pode ser liberado da cromita, mobilizado e parcialmente lixiviado, após aparecer incorporado em diferentes fases minerais, que formam as paragêneses secundárias geradas no decorrer dos processos acima referidos (ferrocromita, clorita, estichtita, esmectitas, caolinita e oxihidróxidos de ferro).

Assim, é objetivo do presente trabalho caracterizar o comportamento geoquímico do cromo durante os processos hidrotermais e intempérico que afetaram as rochas de Campo Formoso e definir seu posicionamento nos diferentes minerais secundários formados.

QUADRO GEOLÓGICO

As rochas ultramáficas de Campo Formoso encontram-se situadas na região centro-leste do Estado da Bahia, na borda ocidental da Serra de Jacobina, próxima à cidade de Campo Formoso (Fig. 1a).

A geologia da área estudada (Fig. 1b) é caracterizada pela presença de um velho embasamento arqueano constituído por gnaisses, metatexitos e diatexitos, fortemente metamorfizado (Inda & Barbosa, 1978). Intrusivas neste embasamento, afloram as rochas mineralizadas em cromo do complexo ultramáfico de Cam-

po Formoso, apresentando uma largura média de 700m e comprimento aproximado de 22 km. Limita-se a oeste, de forma irregular, com o plúton granítico de Campo Formoso (1.900 m.a., Torquato et al., 1978), e a leste, em contato tectônico de falha, com o Grupo Jacobina do Proterozóico Inferior (Couto et al., 1978). Tanto o maciço ultramáfico, como as rochas do Grupo Jacobina são atravessadas por diques de diabásio datados de 1.600 +/- 14 m.a. (Boukili, 1984).

O maciço ultramáfico apresenta-se estratificado, constituído por superposição de estratos de espessuras variáveis, formados por rochas verdes e

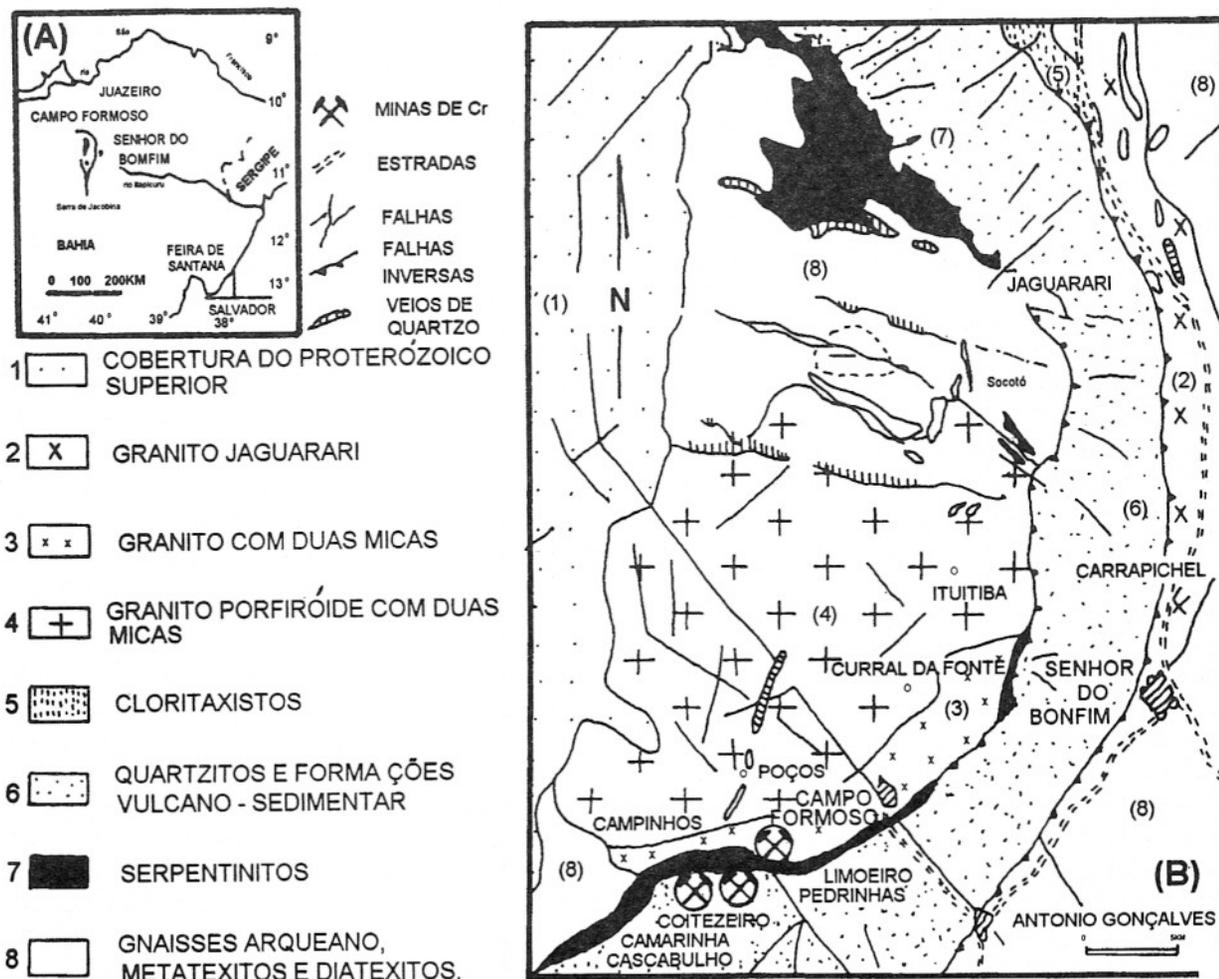


Figura 1 - Mapa de localização (1A) e esboço geológico (1B) do complexo ultramáfico de Campo Formoso.

pretas, fraturadas, ricas em serpentinas e, localizadamente, em cromitas. As cromitas podem aparecer tanto sob a forma de grãos disseminados, como concentradas em camadas geralmente finas e sinuosas, mas que, por vezes, podem atingir alguns metros de espessura, formando minérios do tipo "lump". A passagem de uma fácies para outra é comum, sendo a fácies em camadas (ou antiorbicular) a mais comum, o que é normal para uma jazida estratiforme, como classificada anteriormente por Thayer (1970), Hedlund et al. (1974) e Novikoff et al. (1980).

Os efeitos dos processos hidrotermais que ocorreram na área da intrusão do corpo granítico provocaram uma intensa alteração nas rochas ultramáficas, que não foi acompanhada por uma variação muito grande de volume, visto que as cromitas apresentam-se, ainda, em camadas sucessivas não perturbadas. Este fato encontra-se, sem dúvida, relacionado à existência de um meio relativamente aberto à circulação de fluidos, associados, geneticamente, ao alto grau de fraturamento das rochas na área.

A intensa alteração supergêna, de caráter lateritizante, afetou profundamente as rochas ultramáficas, tanto que, rochas compactas (duras), mas ainda parcialmente alteradas, aparecem somente em profundidades superiores a 30m.

METODOLOGIA

Os trabalhos de campo evidenciaram que as rochas e os materiais provenientes dos diferentes processos de alteração encontrados em Campo Formoso apresentam uma grande heterogeneidade, seja do ponto

de vista da mineralização (materiais estéreis e mineralizados, normalmente intercalados), seja do ponto de vista estrutural (materiais fortemente afetados pelo tectonismo e materiais não tectonizados, situados lado a lado).

Desta forma, a primeira preocupação do estudo de campo foi caracterizar o manto de alteração que recobre as rochas ultramáficas através de perfis desenvolvidos, tanto sobre rochas estéreis ou mineralizadas, como sobre rochas tectonizadas ou pouco afetadas pelo tectonismo.

Uma coleta sistemática de amostras foi realizada na mina de Coitezeiro, onde todas as situações acima descritas estão presentes. Foram coletados perfis completos, que vão desde a rocha alterada dura até os horizontes mais superficiais de solo e/ou da couraça.

As amostras coletadas, em geral indeformadas e orientadas, representam volumes homogêneos, quanto à cor e à textura, e zonas intermediárias ou de transição entre os volumes homogêneos. Estes materiais foram submetidos a diferentes tipos de análise que visavam a sua caracterização mineralógica, cristaloquímica e química.

A mineralogia foi determinada por meio de microscopia ótica, difração de raios-X e análise térmica diferencial. Sempre que necessário, tendo em vista o tamanho e a quantidade de certas fases minerais, recorreu-se à técnica de microamostragem sobre lâminas delgadas, utilizando-se o método de Beaufort et al. (1983).

Os estudos cristaloquímicos basearam-se na aplicação da espectroscopia infravermelho com transformada de Fourier (IVTF), que fornece

informações importantes sobre as ligações químicas e, espectroscopia Mossbauer (EM), utilizada para identificar o estado e posicionamento do ferro nos materiais estudados (Janot et al., 1973; Hogg et al., 1975; Jefferson et al., 1975).

As análises químicas foram obtidas tanto sobre amostras totais, através da espectrometria de absorção atômica, ou sobre amostras pontuais, através de microsonda eletrônica. Os resultados químicos foram processados utilizando o programa "BASE", elaborado segundo o método de Foster (1962) e os critérios de Velde (1977). O programa permite calcular as fórmulas estruturais e possibilita a representação quimiográfica em diagramas binários e ternários.

EVOLUÇÃO MINERALÓGICA

As observações de campo, complementadas pelos estudos morfológicos, químicos e mineralógicos, permitiram analisar a complexa associação das fácies, no interior dos perfis, que caracterizam o manto superficial de alteração desenvolvidos sobre as rochas ultramáficas de Campo Formoso. A intercalação de materiais estéreis e mineralizados, associada ao tectonismo, que coloca em contato, em um mesmo nível, tipos de materiais submetidos a diferentes processos de alteração (hidrotermal e intempérico), dificultou a definição do "perfil tipo" para a cobertura de alteração das rochas cromíferas de Campo Formoso, pois perfis desenvolvidos sobre materiais com diferentes graus de mineralização ou afetados de forma diferenciada pelo tectonismo podem apresentar evolu-

ções mineralógicas diversificadas (Fig. 2).

Com base nos aspectos morfológicos, grau de alteração, cor e disposição espacial dos horizontes, foram definidos conjuntos de alteração, que se caracterizam da seguinte forma:

Rocha fresca - a rocha ultramáfica fresca não foi encontrada em Campo Formoso, pois a serpentinização do maciço é praticamente total. Entretanto, o estudo microscópico de rochas serpentinizadas permitiu reconstituir a mineralogia da rocha fresca original, e que seria constituída essencialmente por olivina, piroxênio e cromita, que tanto pode aparecer na forma disseminada, como fitada ou maciça. As olivinas alteradas não puderam ser observadas diretamente. Entretanto, estudos geoquímicos (elementos maiores e traços), realizados por Novikoff et al. (1980), em serpentinas originadas de olivinas (pseudomorfos), estimaram que as olivinas de Campo Formoso seriam do tipo forsterita e relativamente desprovidas de cromo. Os piroxênios, do tipo enstatita, puderam ser identificados através da existência de raros cristais reliquiaes, encontrados nas lâminas delgadas estudadas. As cromitas, por serem mais resistentes, aparecem mais facilmente com suas propriedades originaes preservadas. Assim, os estudos microscópicos mostraram que os cristais de cromita apresentam contornos mais ou menos sinuosos, sendo raramente observadas as formas octaédricas típicas deste mineral. Isto poderia ser consequência da atuação de mecanismos de dissolução incipiente, os quais promoveriam, não somente, a alteração das bordas dos cristais, mas também, agindo ao longo das microfissuras

existentes, provocariam sua desagregação, com consequente redução do tamanho dos cristais para fragmentos de alguns μm .

Rocha alterada - neste conjunto, estão incluídas as rochas afetadas por processos metamórficos e hidrotermais. Inicialmente, as rochas ultramáficas foram transformadas em serpentinitos. Esta transformação, provocada por um metamorfismo de baixo grau, deve estar relacionada ao soterramento das ultramáficas sob a série detritica do Proterozóico (Grupo Jacobina). Nes-

ta fase, a alteração das olivinas e piroxênios é praticamente completa, sendo a olivina totalmente transformada em lizardita e crisotilo, enquanto os piroxênios evoluem para bastita. A sílica, principal subproduto da transformação dos piroxênios, e o magnésio, liberado na dissolução das olivinas, podem recombinar-se no local, formando serpentinas secundárias e talco que preenchem, principalmente, fissuras existentes na rocha alterada. A cromita, aparentemente não afetada nesta fase, permanece

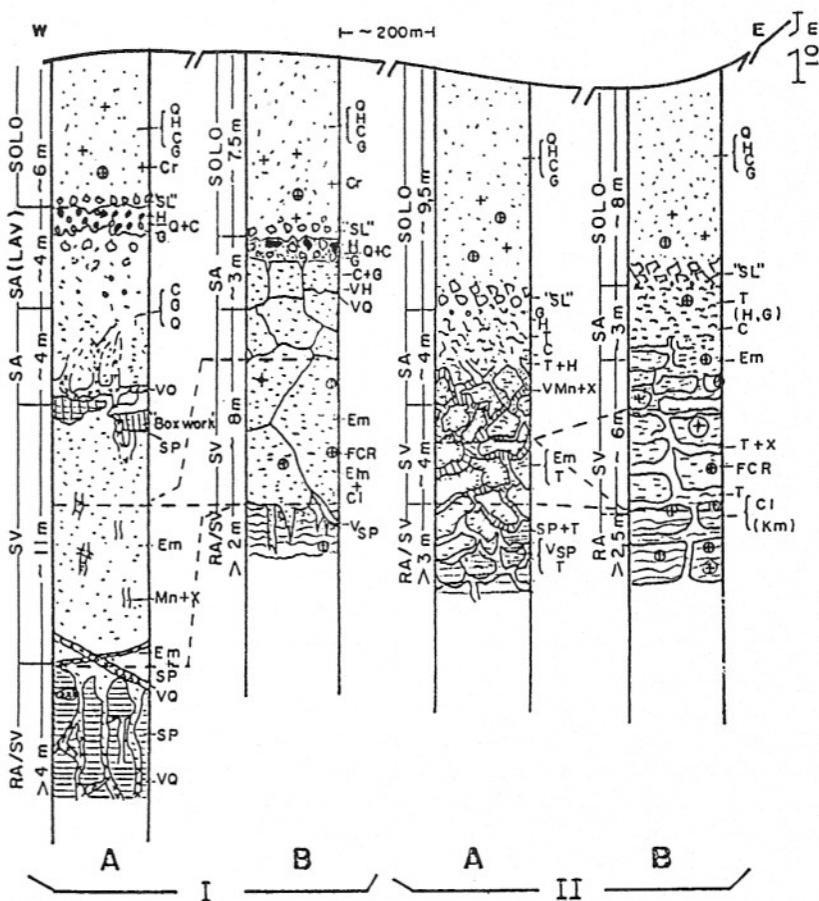


Figura 2 - Esboço esquemático dos perfis de alteração desenvolvidos sobre as rochas ultramáficas de Campo Formoso apresentando as principais características macroscópicas encontradas em zonas fracamente (I) e altamente (II) tectonizadas e com materiais estéreis (A) e mineralizados (B). Legenda: C = caolinita; Cl = clorita; Cr = cromita; Em = esmectita; FCR = Ferrocromita; G = goethita; H = Hematita; (Km) = "kamarerita"; Mn = manganês; Q = quartzo; Sp = serpentina; T = Talco; V = veio; X = misturas; RA = rocha alterada; SV = saprólito verde; SA saprólito amarelo; "SL" = "stone line"; (LAV) = laterita amarela-avermelhada.

com as mesmas características da cromita das rochas ultramáficas. O talco é um mineral bastante comum em Campo Formoso, onde ocorre tanto no interior da rocha serpentinizada, como de forma maciça, preenchendo fissuras nos materiais mineralizados. Sua gênese é acompanhada pela expulsão do ferro das estruturas cristalinas, o qual pode recristalizar, em parte, sob a forma de finos agregados (poeiras) de magnetita sobre os cristais de talco. Ainda nesta fase, foram encontrados dois grupos de minerais carbonatados, um constituído por magnesita e dolomita e outro por hidroxicarbonato de Mg, Fe, Cr e Al, a estichtita. A dolomita e a magnesita são, freqüentemente, associadas a quantidades variáveis de talco, enquanto a estichtita associa-se, sobretudo, às cromitas.

A segunda fase de alteração hidrotermal corresponde à cloritização, gerada, provavelmente, pela intrusão granítica. A cloritização provocou transformações significativas e generalizadas no serpentinito, as quais foram condicionadas pela composição química e mineralógica do material percolado e pela dimensão e intensidade do sistema fissural apresentado pela rocha serpentinizada. Nesta fase, houve formação generalizada de cloritas as quais podem, macroscopicamente, ser separadas por suas cores verdes e rosas com tonalidades diferenciadas. As cloritas verdes claras ocorrem associadas às zonas não mineralizadas, enquanto as verdes escuras e as rosas aparecem associadas aos níveis mineralizados. Cloritas arroxeadas ocorrem no contato com cromitas (kamareritas). A cloritização afeta as cromitas, transformando-as em ferrocromita. Segundo vários autores

(Golding & Bayliss, 1968; Novikoff et al., 1983; Boukili, 1984), a transformação é originada pela oxidação da cromita, com passagem do Fe^{2+} para Fe^{3+} e expulsão de certos íons como Al, Mg e Cr em menor quantidade, ocorrendo, portanto, um enriquecimento relativo do ferro e em menor proporção do cromo, gerando outros tipos de espinélios cromíferos cuja variedade composicional e heterogeneidade morfológica são devido às variações do meio e grau de fraturamento das rochas.

Saprólito verde - posteriormente, mais próximo da superfície, os materiais alterados hidrotermalmente, submetidos às condições ambientais, foram transformados, intempericamente, até profundidades de 30 e 40 metros. O intemperismo gerou em primeiro lugar uma intensa esmectização das serpentinas, cloritas e estichtitas, sob condições de drenagem lenta. Nesta fase, a estrutura da rocha encontra-se ainda preservada. De acordo com a situação do perfil frente às diversas condições de mineralização e tectonismo, diferentes tipos de esmectitas podem ser formadas: volkonscoita, nontronita, saponita, montmorilonita cromífera, etc. Em direção ao topo do perfil, onde as condições de drenagem se acentuam, as esmectitas são progressivamente destruídas e o saprólito verde passa para um material caracterizado pela associação esmectita-oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio.

Saprólito amarelo - esta fácies é, aparentemente, mais heterogênea que a subjacente, apresentando grande quantidade de manchas amarelas e avermelhadas e, mais raramente, manchas e/ou faixas pretas de manganês. Este material é

caracterizado por uma elevada porosidade. A estrutura da rocha é atenuada na base e desaparece em direção ao topo, onde a atividade biológica pode ser constatada. Do ponto de vista mineralógico, nota-se a presença dominante de caolinita, associada à esmectita na base do horizonte, e a teores crescentes de goethita e/ou hematita para o topo do horizonte. São comuns, nesta fácies, os preenchimentos de fissuras por material argiloso desorganizado, iluviado, possivelmente, dos níveis sobrejacentes.

Coureira ferruginosa - em determinados locais, capeando o saprólito amarelo ou sobre um material de transição, o qual nem sempre se encontra presente (laterita amarelo-avermelhada), aparece uma coureira ferruginosa, em fase de degradação. Esta fácies, mais freqüentemente associada às zonas pouco tectonizadas, apresenta-se porosa, com nódulos ferruginosos, predominantemente de hematita, com goethita subordinada, embalados em uma matriz ferruginosa, essencialmente goethítica, sobre os serpentinitos, e maciça, com nódulos e pseudonódulos ferruginosos pouco endurecidos, envolvidos por uma matriz rica em caolinita e goethita, sobre as rochas cloritizadas.

COMPORTAMENTO DINÂMICO DO CROMO

O cromo na rocha fresca

Como foi assinalado anteriormente, apesar de a rocha fresca não ter sido encontrada em Campo Formoso, o estudo de piroxênios e cromitas reliquiais no serpentinito (Tabela 1) e a análise de elementos maiores e traços, realizada por

Tabela 1 - Composição química (% em peso) do piroxênio e da cromita, por microsonda eletrônica.

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	Mg	CaO	NiO	CoO	Na ₂ O	Total
Piroxênio	57.30	0.01	1.00	0.58	3.95	0.14	32.00	0.78	0.05	0.05	0.02	95.88
Cromita	0.11	0.17	15.33	52.87	16.01	0.44	13.72	0.04	0.04	0.10	0.03	98.86

Novikoff et al.(1980), em serpentinas pseudomórficas sobre olivinas, permitiram observar que todo o cromo na rocha original encontrava-se concentrado na cromita. Desta forma, o comportamento deste mineral, frente a atuação de processos hidrotermais e intempéricos, foi fundamental para determinar o itinerário geoquímico do cromo no manto de alteração que capeia as rochas ultramáficas de Campo Formoso.

O cromo nas fases hidrotermais

A serpentinitização dessas ultramáficas dá origem a uma rocha cuja paragênese é definida por serpentinas (crisotilo, lizardita e antigorita) e cromitas dominantes, associadas a quantidades subordinadas de talco.

Nesta fase, tendo em vista o fato de que a cromita, praticamente, não é afetada pelo processo, o cromo ainda se encontra imobilizado em sua estrutura cristalina. A Tabela 2 mostra que nos serpentinitos, da mesma forma que na rocha original, o estoque de cromo está localizado na cromita.

A cloritização afeta todos os minerais do serpentinito e, em especial, a cromita, principal mineral portador de cromo. Este processo hidrotermal favorece a passagem do Fe²⁺ para Fe³⁺ na cromita e provoca uma expulsão seletiva de certos íons, começando pelo Al³⁺ (Golding & Bayliss, 1968). A saída de alumínio, magnésio e, em menor proporção, do cromo promove um aumento relativo de ferro, criando espinélios cromíferos, cuja variedade composi-

cional e heterogeneidade morfológica são devido às variações e à característica do meio (Barbosa et al., 1991; Barbosa, 1992).

Na Mina de Coitezeiro, os espinélios cromíferos são caracterizados por teores elevados em ferro, que apresentam valores crescentes do centro para a borda do espinélio fresco. Esse aumento de teor é compensado pela diminuição dos teores de alumínio e magnésio. O processo gera ferrocromitas, com aspecto cariado ou esponjoso, formando zonas e/ou atravessando as cromitas. O poder refletor dessas ferrocromitas é tanto maior, quanto menor for o teor em alumínio e magnésio e maior em ferro, diminuindo na presença de impurezas, como as de silício.

A Tabela 3 mostra as

Tabela 2 - Composição química (% em peso) das serpentinas, talcos e cromitas, por microsonda eletrônica. Talco: (a) associado a serpentina; (b) preenchendo fissuras próximo a "ferrocromita".

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	Mg	CaO	NiO	CoO	Na ₂ O	Total
Crisotila	42.28	-	-	0.06	1.49	-	41.85	-	0.98	-	-	86.66
Lizardita	42.85	-	0.12	0.22	2.30	-	41.72	-	0.39	-	-	87.60
Antigorita	41.61	-	2.85	1.52	2.42	-	36.65	-	0.31	-	-	85.36
Talco (a)	62.90	0.01	0.21	0.04	1.35	-	29.80	0.19	0.02	-	-	94.52
Talco (b)	55.60	0.02	0.36	1.05	6.36	-	27.48	0.01	0.07	-	-	90.95
Cromita	0.11	0.17	15.33	52.87	16.01	0.44	13.72	0.04	0.04	0.10	0.03	98.86

Tabela 3 - Análise química (% em peso) de centros (C) e bordas (B) de espinélios cromíferos, por microsonda eletrônica, em zonas de atividades tectônicas baixas (I) e alta (II), e em grãos de diferentes tamanhos (ϕ).

%	Zona I				Zona II			
	$\phi(>400\mu\text{m})$		$\phi(100-200\mu\text{m})$		$\phi(>400\mu\text{m})$		$\phi(100-200\mu\text{m})$	
	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)
TiO ₂	0,21	0,27	0,39	0,21	0,46	0,53	0,48	0,43
Cr ₂ O ₃	49,72	46,02	47,18	42,24	33,34	32,94	34,12	28,01
Al ₂ O ₃	7,91	0,63	3,11	0,36	0,41	0,14	0,19	0,10
Fe ₂ O ₃	12,23	18,27	17,41	23,01	28,59	33,92	31,36	36,19
FeO	21,34	28,55	28,68	28,13	27,38	29,53	29,23	28,96
MgO	7,31	2,26	1,86	1,95	1,59	1,25	0,93	0,53
MnO	-	0,80	0,41	0,77	0,46	0,64	0,65	0,27
NiO	-	0,50	-	0,81	0,32	0,40	0,47	0,60
Total	98,72	97,57	99,04	97,48	92,55	99,35	97,43	95,09

transformações da cromita para outros espinélios cromíferos. Os resultados obtidos através de análises por microsonda eletrônica exibem as variações apresentadas nas bordas e centros de cristais de diferentes tamanhos e posicionados em zonas com atividades tectônicas diferenciadas.

Os resultados analíticos obtidos em diferentes cristais mostram reduções importantes nos teores de alumínio e discretos nos teores de magnésio, do centro para as bordas, e aumentos consideráveis de ferro e discretos de níquel. Estas variações são ampliadas, exceto para o níquel, em zona de maior atividade tectônica e com a diminuição do tamanho do grão do espinélio cromífero. Boukili (1984) observou, na área menos cloritizada, a ocorrência de uma ferritização e cromitização.

Para este autor, a cromitização está sistematicamente ligada a uma microdivisão do espinélio, favorecida pela presença de fissuras, não se tratando, portanto, de um fenômeno magnético. Para Barbosa (1992), este processo estaria associado à temperatura e à fugacidade de oxigênio (fO_2) das soluções hidrotermais, suficientes, apenas, para a oxidação do ferro e, ainda, à retirada de elementos, como o alumínio e o magnésio, excetuando-se o cromo.

Os registros dos dados (Figura 3), no diagrama de Stevens (1944), mostram com maior clareza o comportamento do alumínio, do cromo e do ferro trivalente. Inicialmente, com a diminuição do alumínio, ocorre um aumento relativo do Fe³⁺ e do cromo, em menor extensão. Quando os teores de alumínio atingem níveis muito

baixos, a cromita transforma-se em uma ferrocromita, ou mesmo em uma magnetita cromífera.

Os resultados apresentados por Barbosa et al. (1991), e inseridos nesta figura, obtidos a partir de materiais coletados na base de um material coluvionar e sob forte ação da alteração supérgena, mostram um aumento no teor de cromo, na borda, seguido da diminuição de ferro, acompanhados por teores baixos em todo corpo. Estes resultados, ao lado dos teores mais elevados de titânio, sugerem, nesta amostra, uma ligeira segregação de cromo por ação dos fenômenos supérgenos.

A distribuição do cromo em Campo Formoso tem, portanto, como ponto de partida, o minério constituído essencialmente de "espinélios cro-

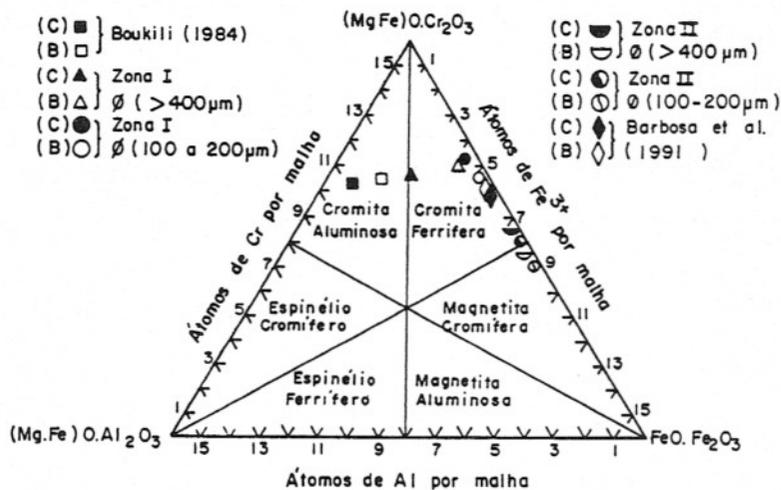


Figura 3 - Diagrama de Stevens (1944) - Classificação e composição das cromitas e dos minerais do grupo dos espinélios de Campo Formoso. Dados do trabalho atual comparados àqueles de BOUKILI (1984) e BARBOSA et al. 1991. (C) = centro e (B) = borda dos minerais; zona fracamente (I) e altamente (II) tectonizadas e (ϕ) = tamanho dos minerais analisados.

míferos”, representados por cromitas (estáveis à alteração supérgena), com teores entre 27 a 40% de Cr e por ferrocromitas (instáveis à alteração supérgena), com teores de Cr entre 13 e 27% (Fig. 3).

Nas zonas mais tectonizadas e mineralizadas, a cloritização promoveu transformações mais acentuadas. As cloritas formadas nessas zonas são do tipo clinocloro cromífero (Politipo IIb), contendo até 5% de Cr (Tabela 4), e encontram-se localizadas quase sempre próximo aos espinélios cromíferos.

As cromitas de zonas menos tectonizadas e afastadas dos principais fraturamentos têm parte de suas bordas transformadas em ferrocromitas. Essas zonas permitem a formação de hidroxicarbonatos pela diminuição da pressão de CO₂, provocada pela cristalização de minerais nos condutos e resfriamento de soluções. Eles são formados com elementos provenientes das cloritas e por

pseudomorfose das ferrocromitas. Este hidroxicarbonato de cromo e magnésio, denominado de estichtita, contém de 11 a 16% de cromo (Tabela 4).

O cromo na alteração supérgena

Para o topo do perfil, em profundidades variáveis, mas que podem atingir cerca de 30-40 metros, em determinados perfis, a rocha alterada é fortemente esmectitizada. A formação de esmectitas tem, inicialmente, como fonte as serpentinas, cloritas e estichtitas que se alteram em condições de drenagem muito lenta (Fig.4).

Nos níveis esmectíticos (saprólito verde). Na fácies rocha alterada, em zonas mineralizadas e pouco tectonizadas, a estichtita, quando presente, é o primeiro mineral a alterar-se formando, por epigenia, uma “volkonscoíta”, cujos teores em cromo variam entre 5 a 11%. Nesta epigenia, ocorre forte ganho de sílica e uma perda

aproximada de 40% de cromo. Parte deste cromo é incorporado à esmectita que está sendo gerada nas proximidades. Esta esmectita, tipo montmorilonita cromífera (2,5 a 4,0% de cromo), é originada de cloritas cujos teores em cromo variam entre 2,0 a 3,5%. No conjunto, observa-se a presença de cloritas ainda inalteradas, com teores de cromo entre 1,0 e 1,7%. Estas cloritas, em estádios mais avançados da fácies saprólito verde, são esmectitizadas, originando montmorilonitas ferríferas com 0,6 a 1,0% de cromo. Mais acima, no topo do saprólito verde, onde o meio apresenta-se mais aberto, formam-se nontronitas com teores de cromo ligeiramente inferiores, de cerca de 0,5%.

Nas zonas mineralizadas e tectonizadas, bastante cloritizadas e onde quase toda a cromita foi transformada em ferrocromita, a presença de estichtita não é observada. Nestas zonas, as cloritas apresentam altos teores em cromo (3,4 a 5,0%). A esmectitização deste conjunto tem início nas zonas de fissuras preenchidas, onde as serpentinas (0,3% Cr) dão lugar a uma saponita alumínio-ferrífera, contendo 0,3% de cromo. Na base do saprólito verde, forma-se, de maneira generalizada, a partir da clorita parental, uma montmorilonita cromífera com teores relativamente uniformes de cromo, que se situa ao redor de 3,0%. A nontronita aparece logo no topo do saprólito verde, apresentando 0,7% de cromo.

Nas zonas não mineralizadas, onde o mineral dominante é a serpentina (Cr = 0,3%), a esmectitização é caracterizada, inicialmente, pela formação de saponita (Cr = 0,3%), a qual, na base do saprólito verde evolui para uma

Tabela 4 - Composição química média (% em peso) de cloritas e estichtita, analisadas por Microsonda Eletrônica. (A) = Cloritas arroxeadas; (B) = Cloritas rosas; (C) = Cloritas verde-escuras e (d) = Cloritas verde-claras.

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	NiO	TOTAL
Clorita (A)	33,71	0,00	11,32	7,73	1,51	33,24	0,32	87,83
Clorita (B)	32,45	0,02	11,40	3,82	1,41	38,40	0,33	87,83
Clorita (C)	34,30	0,04	9,41	3,20	6,12	34,26	0,26	87,62
Clorita (D)	36,61	0,07	9,30	0,35	1,20	33,80	0,27	81,60
Estichtita	-	-	2,04	23,07	1,55	41,38	0,46	68,50

saponita alumínio-ferrífera (Cr = 0,3%). No topo, observa-se uma nontronita com 0,5% de cromo e 1,2% de níquel. Tais acréscimos podem estar associados a uma pequena segregação desses elementos, ou ainda, no caso do cromo, a assimilações de teores de cromo provenientes, por lixiviação, de camadas contíguas e/ou sobrejacentes. Entre a saponita alumínio-ferrífera e a nontronita, fase intermediária da fácies saprólito verde, constata-se a presença de uma esmectita, tipo saponita/nontronita ou "bowlingita", com 0,3% de cromo.

Os resultados obtidos durante a esmectitização demonstram que o cromo, na direção das zonas mineralizadas, é redistribuído, lixiviado e, possivelmente, substituído pelo ferro, principalmente, no topo do saprólito verde, onde ocorre importante abertura do meio, com a drenagem, tornando-se mais livre e efetiva. A lixiviação de cromo ocorre, possivelmente, na forma de Cr(OH)₃ (Sanyal et al. 1969; Amonete & Rai, 1990). A lixiviação lateral de cromo para níveis topográficos mais baixos já havia sido constatada em Campo Formoso por Novikoff et al. (1980), em material mais

argiloso e menos permeável, desenvolvido sobre o granito, formando uma barreira geoquímica, onde os teores de cromo podem alcançar valores de 1,5%.

Nos níveis caoliníticos (saprólito amarelo) e na couraça. As esmectitas, na base do saprólito amarelo, são destruídas, dando lugar à caolinita e à goethita. A caolinita apresenta melhor cristalinidade na zona mineralizada do que nas zonas não mineralizadas, talvez em razão da presença de uma maior quantidade de alumínio no material parental das zonas mineralizadas. O cromo, nos dois ambientes em questão, apresenta comportamentos diversificados.

Na fração argila da zona mineralizada, base do saprólito amarelo, o cromo apresenta teores baixos (0,7%), os quais crescem em direção à superfície, por enriquecimento relativo, atingindo, na matriz argilo-ferruginosa da couraça, os mais elevados teores (média de 2,0% de cromo). No conjunto da couraça, constata-se a presença de micronódulos não aluminosos de goethita, originados de ferrocromitas, com 8,2% de cromo. Esses micronódulos formam finas camadas irregulares

dentro da couraça, concedendo, ao conjunto, uma composição cromífera. O enriquecimento em cromo, por acumulação em zonas encuraçadas, é muito comum em clima laterizante (Trescases, 1975; Trescases & Oliveira, 1981). A caolinita analisada contém, além de ferro (2,8% de Fe³⁺), cromo, com teores da ordem de até 1%. Segundo dados de espectroscopia infravermelho (Barbosa & Melfi, 1993), o cromo das caolinitas encontra-se na estrutura cristalina do mineral.

A fração argilosa da zona não mineralizada da base do saprólito amarelo apresenta baixos teores de cromo (0,3%). As caolinitas ferríferas (Fe³⁺ = 4%) são mal cristalizadas e apresentam valores de cromo de, no máximo, 0,07%. Na couraça, o plasma goethítico possui, no máximo, 0,8% em cromo, porém, no topo da couraça, sobre hematita com baixos teores em alumínio e cromo, forma-se um córtex goethítico-aluminoso (Al = 4%), com até 1,6% em cromo. Esses teores justificam-se pelo contato da couraça com depósitos coluviais, cuja base é rica em detritos alterados de cromita, ferrocromita e fuchsitita.

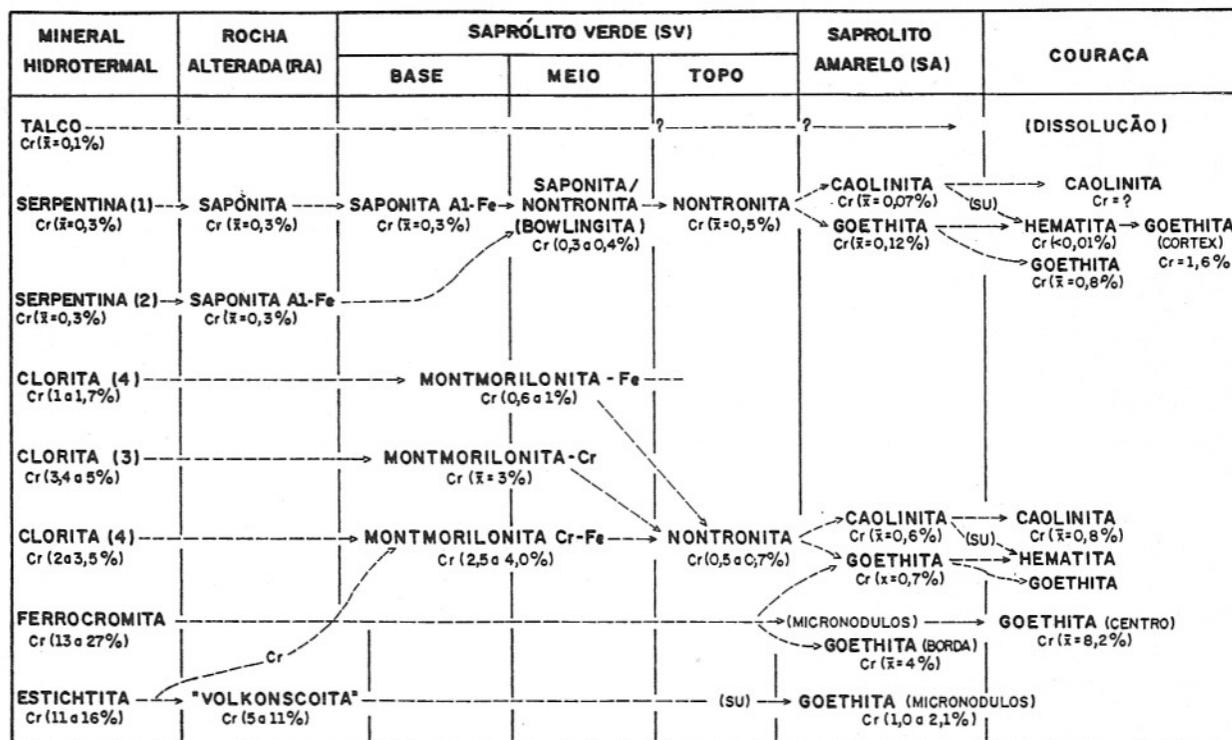


Figura 4 - Distribuição do cromo e síntese das principais filiações e substituições mineralógicas encontradas nas diferentes fases de alteração das rochas de Campo Formoso (dos minerais hidrotermais à couraça). (Su) = Substituições; (1) = Mineral de zona não mineralizada; (2) = Mineral fissural; (3) = Mineral de zona mineralizada e tectonizada; (4) = Mineral de zona mineralizada e pouco tectonizada.

CONCLUSÃO

A cromita (27 a 40% de Cr), fonte primária de cromo, é transformada, total ou parcialmente, durante a cloritização, em ferrocromita (13 a 27% de Cr), principalmente nas zonas mais fraturadas. Essa transformação, além de promover a passagem do Fe^{2+} para Fe^{3+} , libera, seletivamente, Al, Mg e Cr. Ao mesmo tempo, as serpentinas são cloritizadas, incorporando grande parte do Al e do Cr liberado das cromitas, gerando cloritas cromíferas (5% de

Cr). Essas cloritas são intemperizadas, originando montmorilonitas cromíferas com até 4,5% de Cr, as quais, por sua vez, evoluem em direção à superfície para nontronitas com até 0,7% de Cr. Nessa evolução, o cromo é lixiviado e substituído nas esmectitas pelo ferro. Os teores em cromo voltam a crescer, de forma relativa e progressiva, nos níveis de caolinita e goethita. Este crescimento é ocasionado pelo acúmulo de micronódulos de goethita cromíferas, formados a partir da ferrocromita, com teores de até

8,2% de Cr, que se adensam, sob a forma de finas camadas, na couraça, o que confere ao conjunto um nítido caráter cromífero.

AGRADECIMENTOS

O suporte financeiro da CAPES e do CNPq, as permissões e o acolhimento, sempre cordiais, da FERBASA e da COMISA às suas instalações, foram de vital importância para a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMONNETTE, J.E. & RAI, D. (1990). Identification of noncrystalline $(Fe,Cr)(OH)_3$ by infrared spectroscopy. *Clays and Clay Minerals*, **35**(2):129-136.
 BARBOSA, R.M. (1992). Evolução geoquímica e mineralógica da cobertura de alteração das ro-

- chas cromíferas de Campo Formoso (Mina Coitezeiro): Comportamento do cromo nas alterações hidrotermais e supérgena. Tese de doutoramento, Inst. de Geociências, USP, São Paulo, 162p.
- BARBOSA, R. M. & MELFI, A. J. (1993). As caolinitas Cromíferas e Ferro-Cromíferas de Campo Formoso, Bahia. 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília-DF, p. 229-232.
- BARBOSA, R. M.; NOVIKOFF, A.; MELFI, A. J.; TRESCASES, J. J. (1991). Alteração intempérica dos espinélios cromíferos de Campo Formoso, Ba. 3º Congresso Brasileiro de Geoquímica/ 1º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, São Paulo, Brasil. Resumos 1:61-63.
- BEAUFORT, D.; DUDOIGNON, P.; PROUST, D.; PARNEIX, J. C.; MEUNIER, A. (1983). Microdrilling on thin section: a useful method for the identification of clay minerals. *Clay Min.*, **18**:219-222.
- BOUKILI, H. (1984). Pétrologie, minéralogie et géochimie des alterations des roches ultrabásiques à chromite de Campo Formoso, Bahia, Brésil. Thèse 3º Cycle, Strasbourg: 130p.
- COUTO, P.A.; GIL, C.A.; CATHALA, H.S. (1978). Geologia e recursos minerais da Serra de Jacobina (Ba) e adjacências. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, p.1457-1470.
- FOSTER, M. D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, **414-A**:1-33.
- GOLDING, H.G. & BAYLISS, P. (1968). Altered chrome ores from the Coolac Serpentine Belt, New South Wales, Australia. *Am. Min.*, **53**:162-183.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1970). Geochemistry. Ad Alex Muir Oxford, Clarendon Press. 730p.
- HELDUND, D.C.; DE COUTO MOREIRA, J.F.; PINTO, A.C.F.; DA SILVA, J.C.C.; SOUZA, G.V.V. (1974). Stratiform chromitite at Campo Formoso, Bahia, Brazil. *J. Research U.S. Geol. Survey*, **2**(5):551-562.
- HOGG C. S.; MALDEN, P. J.; MEADS, R. E. (1975). Identification of iron-containing impurities in natural kaolinites using Mössbauer effect. *Miner. Mag.*, **40**:89-96.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. (1978). Mapa geológico do Estado da Bahia, CPM/SME: 137p.
- JANOT, C.; GIBERT, H.; TOBIAS, C. (1973). Caractérisation des kaolinites ferrifères par spectrométrie Mössbauer. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, **96**:281-291.
- JEFFERSON, D. A.; TRICKER, M. J.; WINTERBOTTOM, A. P. (1975). Electron-microscopic and Mössbauer spectroscopic studies of iron stained kaolinite minerals. *Clays and Clay Miner.* **23**:335-360.
- MEUNIER, A. & VELDE, B. (1982). X-ray diffraction of oriented clays in small quantities (0,1mg). *Clay Miner.*, **17**:259-262.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M. (1955). Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Serv. Carte Geol. Als. Lorr.*, **8**:3-20.
- NOVIKOFF, A.; BARBOSA, R.M.; SANTOS, A.M.; SAMPAIO, F.J. (1980). Alteração de rochas ultramáficas na parte centro-leste da Bahia (Campo Formoso - Itaberaba). Comportamento geoquímico de elementos de transição em ambiente exógeno. Relatório Interno, CNPq. Proc. no. 2222.1099/77:63p.
- NOVIKOFF, A.; BARBOSA, R. M.; BOUKILI, H.; SOUBIÉS, F. (1983). Mineralogia e geoquímica da alteração de rochas ultramáficas na parte Centro-leste do Estado da Bahia (Campo Formoso e Andorinha). Relatório Interno do CNPq, Proc. n 40.2561/81: 46p.
- SANYAL, P.; SIFERT, B.; WEY R. (1969). Sur la formation d'argiles chromifères. *Bull. Gr. Fr. Arg.*, t. XXI:89-113.
- STEVENS, R. (1944). Composition of some chromites of the western hemisphere. *Am. Min.*, **29**:1-35.
- THAYLER, T.P. (1970). Notes on the geology and resources of some peridotites and related rocks in Brazil. U.S. Geol. Surv. Relatório inédito, Br-32, Washington, D.C., n 800: 42p.
- TORQUATO, J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.T.; BARTELS, R.L. (1978). Idade radiométrica do Granito de Campo Formoso, Bahia: Uma idade mínima para o Grupo Jacobina. *Rev. Bras. Geoc.*, **8**:171-180.
- TRESCASES, J.J. (1975). L'évolution géochimique supérgène des roches ultrabásiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères de Nouvelle Calédonie. *Mém ORSTOM, Paris*: 259p.

- TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B. (1981). A jazida de níquel de Barro Alto. Simp. Geol. Centro-oeste Bras., Goiânia: 519-538.
- VELDE, B. (1977). Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, **21**:218p.