

GEOLOGIA E GÊNESE DOS DEPÓSITOS DE CAULIM FLORESTA E CAMBUÍ (FORMAÇÃO CAMPO ALEGRE - SC) - 2. PETROQUÍMICA E MODELO GENÉTICO

JOÃO CARLOS BIONDI

RESUMO Há extensas zonas de recobrimento entre as faixas de variação das composições das diferentes fácies argilosas identificadas nos depósitos de caulim Cambuí e Floresta, resultando que nenhum dos óxidos de elementos maiores seja característico de qualquer um desses depósitos. Apesar desse fato, os principais tipos de minérios desses depósitos identificam-se quimicamente, o minério disseminado verde tendo um caráter andesítico, o minério disseminado branco de Cambuí sendo mais riolítico e o de Floresta sendo mais dacítico. A química das rochas revela também que além da sequência de geração de minério desenvolvida a pequenas profundidades, marcada pelas fácies argilizadas de fratura -fácies de vênula - fácies supergênica, revelada pela mineralogia, cujo desenvolvimento é marcado por acentuada variação nos teores de K_2O das rochas, existe uma outra linha de evolução, profunda, que se desenvolve com as rochas mantendo seus teores de K_2O praticamente constantes. A alteração hidrotermal profunda atingiu os riólitos, causando uma acentuada diminuição nos teores de SiO_2 dessas rochas e, em menores proporções, lixiviando também K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 , CaO e MgO . Essas mudanças químicas transformaram os riólitos em rochas argilizadas com caulim e mica. O hidrotermalismo que gerou essas duas linhas de alteração transformou as rochas facilitando a ação posterior da supergênese, responsável por novas transformações químicas que se desenvolvem ainda atualmente. O modelo genético proposto preconiza a alteração hidrotermal das rochas em ambiente vulcanogênico proximal. Caso o hidrotermalismo tenha atingido a superfície as transformações supergênicas ocorreram concomitantemente ao hidrotermalismo. Caso contrário, a supergênese foi iniciada e continua até hoje, somente após a exumação das rochas hidrotermalizadas. Além desse modelo, ao menos três outros podem explicar a gênese desses depósitos: o modelo apical disseminado (*porphyry copper*), o modelo vulcanogênico ácido sulfatado (*high-sulfidation*) e o modelo de "autometassomatismo" das rochas.

Palavras-chaves: depósitos de caulim, metalogenia, petroquímica, alteração hidrotermal, alteração supergênica, Campo Alegre.

ABSTRACT *GEOLOGY AND GÊNESIS OF THE FLORESTA AND CAMBUÍ KAOLIN DEPOSITS (CAMPO ALEGRE FORMATION - SC) - 2. PETROCHEMISTRY AND GENETIC MODEL* The wide compositional band overlap of the Cambuí and Floresta mines argillaceous fácies prevent the use of chemical composition as an indicator of their origins. Despite this fact, the main ore types have chemical peculiarities, and the disseminated green ore is andesitic in composition, the disseminated white ore from the Cambuí mine is rhyolitic and the disseminated white ore from Floresta Mine is dacitic. Rock chemical composition also show that besides the low depth ore evolution line represented by the argillaceous fácies related to fractures, stockworks veins and supergenic zones, displayed by mineralogy, with strong K_2O content variations, another evolution line exists, developed at higher depths, with constant or very small K_2O variations. This high depth hydrothermal alteration changes the rhyolite composition, strongly leaching SiO_2 and moderately leaching to O , Na_2O , Fe_2O_3 , CaO and MgO . These chemical changes transform rhyolites in argillized rocks with kaolin and mica. The hydrothermalism developed according to these two lines have changed rocks making easy the later action of supergenic alteration and weathering, responsible for chemical changes that develop up today. It is proposed a genetic model in which hydrothermal alteration has developed in a proximal vulcanogenic environment. If hydrothermalism attained the surface, supergenic alterations occurred simultaneously with the hydrothermal alterations. On the contrary, weathering started and continues until today, only after the exhumation of the hydrothermalized rocks. At least three other models could explain the genesis of Cambuí and Floresta kaolin deposits: the volcanic porphyry copper model, the vulcanogenic high sulfidation model and the "autometassomatic" model.

Key-words: Kaolin deposits, metalogeny, petrochemistry, hydrothermal alteration, supergenic alteration, Campo Alegre.

INTRODUÇÃO No primeiro artigo dessa série (Biondi & Furtado, neste volume) foram descritas a geologia regional da Formação Campo Alegre e a geologia local das minas de caulim Cambuí e Floresta. A partir das análises difratométricas e químicas de 45 amostras de rochas e minérios, foi possível caracterizar as fácies argilosas que existem nessas minas e separá-las geneticamente em três grandes grupos: (a) Fácies de fratura, hidrotermal de média a alta temperatura; (b) Fácies de vênulas, hidrotermal de média a baixa temperatura, e (c) Fácies supergênica, de baixa temperatura. Os minérios disseminados verde e branco, o minério sedimentar e os solos, também lavrados como minérios, denominados solo retrabalhado e solo negro, fazem parte dessas fácies. Todas essas fácies de minérios e rochas foram descritas mineralógica, estrutural e estratigraficamente no primeiro artigo desta série. Foi também discutida a época de início das atividades supergênicas em relação a hidrotermal e a influência desses dois processos maiores na geração das diversas fácies argilosas descritas em ambos os depósitos.

Neste artigo são analisadas as informações derivadas das análises químicas de 45 amostras. Baseado nessas informações será possível discutir a gênese e propor um modelo genético para os depósitos Cambuí e Floresta e outros depósitos de mesmo tipo, como o Aruaná e Turvo, situados nas proximidades da mina Cambuí.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DAS FÁCIES ARGILOSAS DAS MINAS CAMBUÍ E FLORESTA As grandes variações nos teores dos óxidos de elementos maiores das fácies argilosas das Minas Cambuí e Floresta, mostrada na figura 1 (Tabela 1 de Biondi & Furtado, nesse volume), não permitem discriminar esses depósitos por suas características químicas. A faixa de variação dos teores de SiO_2 das fácies argilosas da mina Cambuí situa-se entre 53,48% até 91,25%, sendo, em geral, mais elevada que na mina Floresta (48,59% e 84,02%), porém a zona de recobrimento dessas duas faixas é tão ampla que os teores de SiO_2 não podem ser usados na discriminação entre as fácies argilosas. Essa assertiva é também válida para os teores de K_2O . Embora a faixa de variação dos teores de K_2O das fácies argilosas da mina Cambuí comece em teores mais baixos que a da Floresta (0,04% em Cambuí contra 0,34% em Floresta), também neste caso não é possível usar o K_2O como critério de

identificação dos minérios. Os outros óxidos exibem recobrimentos ainda mais extensos.

A comparação das composições químicas específicas das fácies de minério de ambos os depósitos mostra um quadro diferente (Tabela 1). Os minérios verdes dos dois depósitos são semelhantes entre si e quimicamente diferentes dos minérios brancos. O minério branco é mais silicoso (74% de SiO_2) na Cambuí que na Floresta (68,73% de SiO_2), menos aluminoso (16,49% e 21,17), menos magnésiano (0,14% e 0,27%) e mais potássico (0,97% e 0,79%). Apesar das importantes mudanças ocorridas durante a gênese desses minérios, como será mostrado adiante, os minérios verdes têm composições mais básicas e características mais andesíticas, enquanto os minérios brancos são

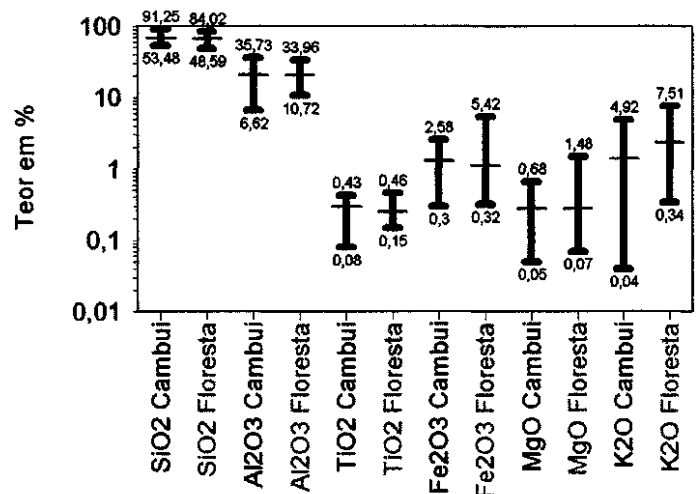


Figura 1 - Comparação entre os intervalos de variação das composições das rochas argilizadas das Minas Cambuí e Floresta.

mais silicosos e riolíticos na Mina Cambuí e mais dacíticos na Mina Floresta.

A composição do solo retrabalhado lavrado como minério na Mina Floresta é semelhante a do minério branco a ele toposto. Isto se explica pelo fato de o minério retrabalhado ser um solo gerado a partir do minério branco, dele herdando sua composição química.

O que será doravante denominado minério pedogenético são os solos, lavrados como minérios por serem ricos em caulim, que se formaram por processos de pedogênese desenvolvidos sobre as fácies argilizadas dos depósitos de caulim da região de Campo Alegre. Os minérios pedogenéticos em Cambuí e Floresta são os solos (minério) retrabalhado e solo negro. Nesses depósitos esses solos caracterizam-se pelos teores elevados de TiO_2 contido na ilmeneo-magnetita identificada nos difratogramas.

Os solos negros têm, na superfície, teores de TiO_2 da ordem 1,59% (OX-20E, na Tabela I, em Biondi & Furtado, nesse volume). Na mina Floresta esses teores diminuem gradativamente com o aumento da profundidade (vide Fig. 1, Biondi & Furtado, nesse número) para 0,59% (OX-20 D), 0,40% (OX-20 C) e 0,23% (OX-20 B).

DISCUSSÃO SOBRE A QUÍMICA DAS FÁCIES ARGILOSAS

Discussão dos resultados das análises químicas
A figura 2 mostra, em uma série de diagramas, as relações entre os teores em óxidos dos elementos maiores das diversas fácies argilosas reconhecidas nas Minas Cambuí e Floresta. Logicamente a mesma sequência evolutiva definida pela mineralogia normativa (Biondi & Furtado, op. cit), caracterizada pela mudança gradativa dos teores das amostras da fácies argilosa de fratura para a fácies venular e daí rumo as fácies supergênicas, aparece nesses diagramas. Essa linha caracteriza-se, no sentido da mudança dos teores da fácies argilosa associada às fraturas em direção aos teores das fácies de vênulas, sobretudo por uma acentuada diminuição nos teores de potássio (Figs. 2A, B, C, e F), mas também nos teores de magnésio (Figs. 2C e E) e de ferro (Fig. 2E). Das vênulas rumo às fácies argilosas supergênicas ocorre uma diminuição nos teores de alumina (Fig. 2A) e de magnésio (Fig. 2B) e, em menor proporção, de ferro (Fig. 2E). No mesmo sentido há aumento dos teores de sílica (Fig. 2B) e de titânio (Fig. 2F).

Na mesma figura 2 aparece uma outra linha evolutiva não mostrada pela variação da mineralogia das fácies argilosas, discutida no primeiro artigo dessa série (Biondi & Furtado, nesse número). Essa linha se caracteriza pelas mudanças dos teores das fácies argilosas, muito micáceas, associadas às fraturas (amostras OX-7, OX-16, Figs. 2A, B, C e D), rumo as rochas inalteradas (riólitos Floresta e Cambuí), evoluindo, nesse sentido, para rochas gradativamente menos argilizadas (na figura 2, as amostras OX-15 D e C são menos argilizadas que as amostras OX-15 B e A). A partir de uma região fraturada e hidrotermalizada rumo aos riólitos inalterados, a mineralogia muda de (1) fortemente micácea, pouco quartzosa e com muito pouca caulinita (OX-7 e OX-16, junto das fraturas), para (2) fortemente micácea, quartzosa, com microclínio e muita caulinita (OX-15 C e D, a meia distância entre as fraturas e o riólito inalterado), para (3) rochas muito pouco micáceas, com muito microclínio e pouca caulinita (OX-15 B e A, próximas aos riólitos) até (4) os riólitos, quartzosos e microclínicos, sem micas e sem caulinita. Ao contrário da anterior, esta sequência evolutiva caracteriza-se pela constância ou pela pequena variação dos teores de potássio nas fácies argilosas (Figs. 2A, B, C, D e F) e por grande diminuição nos teores de alumina (Fig. 2A) de magnésio (Fig. 2C) e de ferro (Fig. 2E). Os teores de titânio diminuem pouco (Fig. 2F) e os de sílica (Fig. 2B) e de sódio (Fig. 2D) aumentam acentuadamente. Notar que a variação nos teores de sódio é a que melhor marca essa sequência evolutiva, evoluindo desde a ausência de sódio junto as fraturas até teores de cerca de 2,5% de Na_2O no riólitos.

Nos depósitos de caulim, essa última sequência evolutiva, caracterizada pela constância dos teores de potássio das fácies argilosas, se diferencia daquela onde há diminuição dos teores de potássio pelas direções nas quais as modificações químicas e mineralógicas ocorrem. A sequência fácies de fratura - fácies de vênulas - fácies supergênicas, onde há variação nos teores de potássio das rochas, se desenvolveu de baixo para cima, das zonas profundas do foco hidrotermal para profundidades gradativamente menores, possivelmente até a superfície. A sequência fácies de fratura - rocha inalterada, na qual os teores de potássio das rochas variam muito pouco, se desenvolveu lateralmente a partir das fraturas, a profundidade relativamente grande e provavelmente com pouca ou nenhuma variação de profundidade.

Estruturas tipo *stockwork*, com vênulas e veios preenchidos por argila e quartzo (= fácies de vênula), e concentrações de mica nas

Tabela 1 - Composições médias (desvio padrão entre parênteses) em óxidos de elementos maiores dos principais tipos de minério das Minas Cambuí e Floresta.

TEOR (%)	MINA CAMBUÍ		MINA FLORESTA		
	Minério disseminado	Minério disseminado	Minério disseminado	Minério disseminado	Minério disseminado
	Verde	Branco	Verde	Branco	Retrabalhado
SiO_2	59,97(8,33)	74,00(11,78)	60,63(13,78)	68,73(10,97)	67,90(11,25)
Al_2O_3	25,77(5,19)	16,49(7,04)	24,72(7,84)	21,17(6,46)	20,88(7,99)
Fe_2O_3	2,33(1,11)	1,03(0,62)	2,34(1,62)	1,14(1,35)	0,86(0,30)
MgO	0,49(0,28)	0,14(0,14)	0,63(0,58)	0,27(0,34)	0,19(0,07)
K_2O	2,80(1,79)	0,97(0,86)	1,90(0,11)	0,79(0,44)	0,97(0,58)

rochas junto das fraturas (= fácies de fratura) são alterações hidrotermais típicas de ambientes ígneos, vulcânicos (Berger & Bethke 1986, Biondi 1986, Heald et al. 1987, Hedenquist et al. 1996) e plutônicos (Sutherland Brown 1976, Mutschler et al. 1981, Biondi 1986). São feições hidrotermais caracterizadas como de médias a altas temperaturas (300°C a 500°C), no caso das concentrações de micas, e de médias a baixas temperaturas (300°C a 100°C), no caso da argilização associada à silicificação. A presença dessas feições em toda a zona caulini-zada dos depósitos de caulim descritos indica que o hidrotermalismo foi um processo importante na transformação das rochas e na geração do caulim. As feições hidrotermais descritas sugerem que a sequência de potássio constante tenha se desenvolvido a temperaturas entre 300°C e 500°C (fácies filico, dos depósitos apicais disseminados), enquanto a linha fácies de fratura - fácies de vênulas, caracterizada pela variação dos teores de potássio das fácies, deve ter se desenvolvido a temperaturas entre 100°C e 300°C.

Notar que, a exemplo do que acontece nos diagramas que mostram as variações na mineralogia (Biondi & Furtado, nesse número), não há discontinuidade composicional entre as amostras das fácies argilosas associadas às vênulas daquelas da zona supergênica, embora os pontos representativos das amostras dessas fácies ocupem posições diferentes nos diagramas (Fig. 2). Isto pode ser consequência de: (a) a ação supergênica atingiu a região onde ocorrem as vênulas, ou (b) as argilas supergênicas terem sido geradas em uma zona de temperatura menor e em sequência àquela das vênulas. Provavelmente ambos os fatores fazem a continuidade composicional entre essas fácies mostrada na figura 2.

Caso a pluma hidrotermal tenha atingido a superfície na época em que estava ativa, a argilização supergênica começou (e continua até hoje) ao mesmo tempo que a hidrotermal. Nesse caso não haveria, efetivamente, um intervalo de tempo sem geração de argilo-minerais entre as épocas nas quais a fácies venular e a fácies supergênicas se formaram. Se a pluma hidrotermal não atingiu a superfície, a fácies supergênica avolumou-se somente quando as rochas hidrotermalizadas foram exumadas pela erosão, aproveitando-se das rochas fragilizadas pela alteração hidrotermal ocorrida em profundidade. Nesse caso as fácies venular e supergênica foram formadas em épocas diferentes.

A figura 2 F mostra a relação entre os teores de TiO_2 e de K_2O das fácies argilosas das minas Cambuí e Floresta. Nesse diagrama ficam evidentes os maiores teores de TiO_2 nos solos (amostras OX-20) em relação as outras fácies argilosas, e a diminuição dos teores de TiO_2 desde o solo negro, mais superficial (amostra OX-20 E), até o solo retrabalhado, mais profundo (OX-20 B). Conforme já comentado, os teores de TiO_2 devem ser consequência da presença de ilmeneo-magnetita, identificada nos difratogramas em grande quantidade nas amostras coletadas na superfície e em quantidades decrescentes nas amostras coletadas gradativamente a maiores profundidades. Dado que os teores de titânio dos riólitos inalterados são semelhantes àqueles dos solos mais profundos que estão junto aos riólitos (comparar, na Tabela I, em Biondi & Furtado, nesse número, os teores de TiO_2 dos riólitos com os das amostras de solos profundos, retrabalhados OX-20 A e B), o aumento gradativo desses teores em direção a superfície pode ser explicado ou (a) pela imobilidade do titânio durante a argilização supergênica do riólito, seguida de concentração residual por ablação, ou (b) pela migração do titânio, em solução química, para a superfície. O primeiro processo é mais provável, embora o outro não possa ser inteiramente descartado.

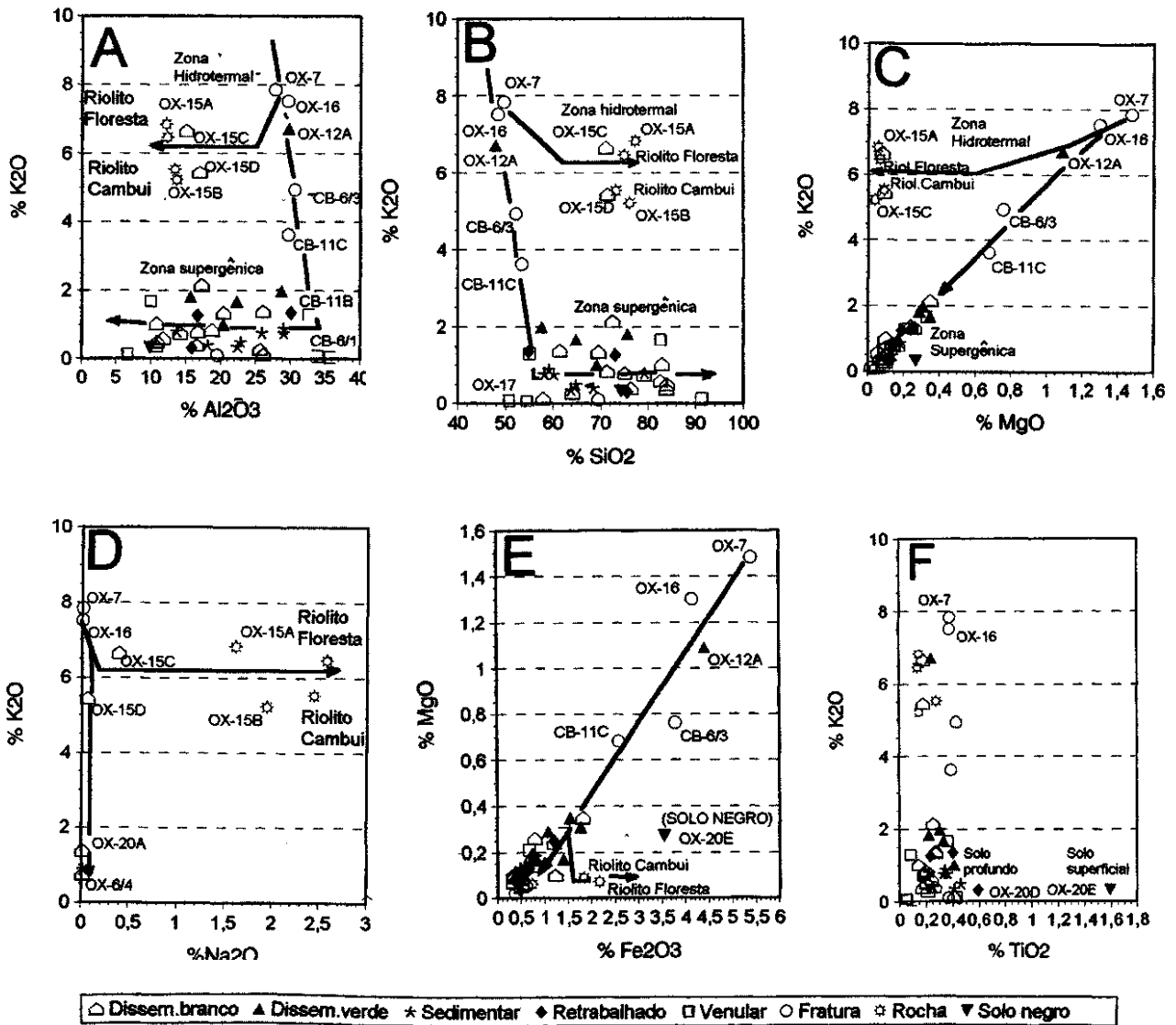


Figura 2 - (A) Diagrama $Al_2O_3 \times K_2O$; (B) Diagrama $SiO_2 \times K_2O$; (C) Diagrama $MgO \times K_2O$; (D) Diagrama $Na_2O \times K_2O$; (E) Diagrama $Fe_2O_3 \times MgO$; (F) Diagrama $TiO_2 \times K_2O$. Todos esses diagramas mostram que a alteração das rochas ocorreu segundo duas seqüências de evolução. Vide texto para explicação. Mesma legenda para todas as figuras.

Notar, na figura 2 E, que os minérios disseminados verde e branco têm praticamente os mesmos teores de ferro e de magnésio. A ausência de clorita e de outros minerais ferromagnesianos deixa sem uma explicação óbvia a diferença nas cores desses minérios. Este é um problema que deve ser melhor pesquisado. Fica como sugestão para explicar essa diferença de cor que o ferro e o magnésio estejam contidos nas micas, e as diferenças de cores sejam consequência das quantidades de micas presentes nesses minérios.

Trocas químicas ocorridas durante o processo hidrotermal profundo As figuras 3A e B mostram, em diagramas de ganho e perda químicos de Babcock (1973), as trocas químicas que devem ter ocorrido durante a transformação dos riólitos Floresta em argilitos micáceos como aqueles das fácies de fratura (amostra OX-7). Essa transformação ocorre com a geração de uma fácies de composição intermediária, que é a fácies riólito argilizado, lavrada como minério disseminado branco. Para dimensionar esse processo foram coletadas as amostras OX-15 A, B, C e D, nessa ordem a distância crescentes do riólito inalterado em direção a fraturas junto as quais ocorrem os argilitos micáceos (fácies de fratura). Segundo Babcock (1973) essas trocas químicas podem ser estimadas desde que se conheçam as densidades das rochas envolvidas (Tabelas 2 e 3, primeira coluna) e pelo menos uma substância química que tenha permanecido com teores constantes durante todo o processo de transformação das rochas. Normalmente se considera a alumina como substância imóvel durante

os processos de transformação hidrotermal (Babcock 1973). Entre os elementos traço, os elementos incompatíveis são também imóveis ou muito pouco móveis. Ambos os casos foram considerados. A figura 3 A e a tabela 2 mostram os resultados obtidos considerando a alumina como substância quimicamente imóvel, e a figura 3 B e a tabela 3 mostram os resultados obtidos considerando o Zr, um elemento incompatível, imóvel.

No primeiro caso a variação de volume (fator K_v) foi de 0,505, equivalente a uma diminuição de volume de 49,46%. No segundo caso K_v foi de 0,4326, equivalente a uma diminuição de volume de 56,74%. Diminuições de volume dessa ordem devem resultar de modificações importantes nos teores das substâncias envolvidas no processo. Ao que indicam ambas as alternativas analisadas (Al_2O_3 e Zr constantes), o processo hidrotermal profundo que transformou riólitos em minério de argila (nesse caso o "minério disseminado branco") efetuou essa mudança sobretudo através de uma forte lixiviação da sílica dos riólitos (Figs 3A e B). A argilização envolveu a retirada no mínimo de 37,82% (Tabela 2) até de no máximo 56,50% (Tabela 3) da sílica dos riólitos. Foi provavelmente essa transformação a maior responsável pela diminuição de volume acima mencionada. Paralelamente à lixiviação da SiO_2 , houve também perda de $AhOa$ (caso o Zr seja considerado constante), CaO , MgO , K_2O , Na_2O e Fe_2O_3 . Lixiviações dessa magnitude e abrangendo uma gama tão grande de substâncias são consideradas tipicamente hidrotermais (Velde 1992, pag.145).

Tabela 2 - Ganho (+) ou perda (-) em % de peso ocorridos com o riólito Floresta quando se argilisa gradativamente, de OX-15 A até OX-7. Neste cálculo o teor de Al_2O_3 das rochas foi considerado imutável e a variação de volume (K_v) desde o riólito até OX-7 foi de -4946% ($K_v=0,505$).

Amostra	Densidade (g/cm ³)	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Ox 15 A	2,458	-37,82	-0,07	-1,81	-0,01	-0,04	-0,07	-1,80	-3,17	-0,01
Ox 15 B	2,34	-40,17	-0,07	-1,95	-0,02	-0,05	-0,08	-1,69	-4,07	-0,01
OX-15 C	2,043	-46,62	-0,07	-1,96	-0,02	-0,04	-0,08	-2,42	-3,80	-0,01
OX-15 D	1,789	-50,04	-0,08	-2,04	-0,02	-0,04	-0,08	-2,56	-4,56	-0,01
OX-7	2,261	-53,40	0,03	0,24	0,01	0,58	-0,09	-2,58	-2,99	0,00

Tabela 3 - Ganho (+) ou perda (-) em % de peso ocorrido com o riólito Floresta quando se argilisa gradativamente, de OX-15 A até OX-7. Nesse cálculo o teor de Zr das rochas foi considerado imutável e a variação de volume (K_v) desde o riólito até OX-7 foi de -56,74% ($K_v=0,4326$).

Amostra	Densidade (g/cm ³)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Ox 15 A	2,458	-43,16	-7,30	-0,08	-1,86	-0,02	-0,05	-0,07	-1,91	-3,65	-0,01
Ox 15 B	2,34	-45,18	-6,94	-0,08	-1,98	-0,02	-0,05	-0,08	-1,81	-4,42	-0,01
OX-15 C	2,043	-50,70	-7,17	-0,08	-1,99	-0,02	-0,04	-0,08	-2,45	-4,18	-0,01
OX-15 D	1,789	-53,63	-7,24	-0,09	-2,06	-0,02	-0,04	-0,08	-2,56	-4,83	-0,01
OX-7	2,261	-56,50	-1,77	0,00	-0,11	0,01	0,49	-0,09	-2,58	-3,49	0,00

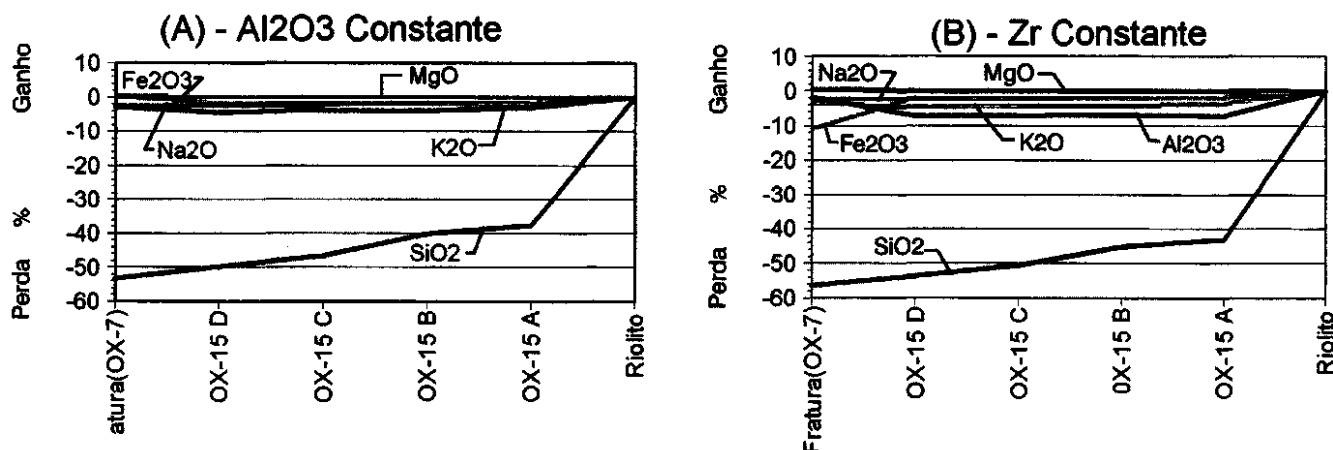


Figura 3 - Balanço em termos de perdas e ganhos ocorridos durante a argilização do riólito Floresta, (a) Se os teores de Al_2O_3 permanecerem constantes, (b) Se os teores de Zr permanecerem constantes.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES As informações sobre a geologia e mineralogia das fácies argilosas das minas de caulim Cambuí e Floresta apresentadas anteriormente (Biondi & Furtado, nesse número) e sobre as composições químicas desses fácies, permitem propor o modelo genético sintetizado na figura 4. A sequência mostrada nessa figura se inicia (Figs. 4A e B) com a intrusão de rochas ácidas (fase vulcânica 2, das Figs. 2 e 10 de Biondi & Furtado, nesse número) em tufos e brechas vulcânicos (fase vulcânica 1). Ao final do vulcanismo houve intenso hidrotermalismo, com a percolação de água e vapor superaquecidos sob alta pressão através das rochas e a geração de espaços por hidrocatclamento. Os processos hidrotermais atuando através dos espaços abertos (fraturas e vênulas) afetou as rochas de três modos diferentes (Fig. 4C): a) - Alteração em profundidade, a partir das fraturas, que causou a filitização das rochas junto as fraturas profundas e a caulinizacão e filitização dos riólitos e tufos. Este foi o processo hidrotermal que se desenvolveu a maiores profundidades, mantendo elevados os teores de potássio das rochas. Esse processo gerou as fácies argilosas e micáceas associadas às fraturas e causou a argilização das rochas próximas.

b) - Formação de vênulas preenchidas por caulim e quartzo, formando a assim denominada de fácies venular (Figs. 2,7,8,9 e 10, em Biondi & Furtado, nesse número). Essas vênulas podem ou não ter atingido a superfície na época do hidrotermalismo.

c) - Formação de uma pluma hidrotermal dentro da qual houve argilização generalizada das rochas. É difícil estimar que proporção das rochas, em volume, foi argilizada nessa etapa. Embora a maior parte dos sistemas hidrotermais conhecidos mostrem que apenas 5 a 10% do

volume total das rochas sejam substituídas por argila nessa etapa, são também conhecidos sistemas hidrotermais onde 100% das rochas foram convertidos em argila (Velde 1992, pag. 144). A proporção na qual ocorre a substituição depende do tempo durante o qual o hidrotermalismo foi ativo, da proporção água/rocha do sistema, da atividade química do fluido aquoso, da composição da rocha e da temperatura do ambiente.

Caso a pluma hidrotermal tenha atingido a superfície, as rochas hidrotermalizadas começaram a ser transformadas supergênicamente já em épocas antigas. Caso contrário a supergênese desenvolveu-se sobretudo após as rochas hidrotermalizadas terem sido expostas pela erosão. Em ambos os casos a ação supergênica deve ter sido muito favorecida por se desenvolver sobre rochas fragilizadas pela ação hidrotermal pretérita (Fig. 4D).

Concomitante à supergênese ocorreu a pedogênese, com a formação de espessos mantos de solos negros superpostos aos solos retrabalhados. Esses solos formaram-se sobre as rochas argilizadas pelo hidrotermalismo e pela supergênese (Figs. 2,3,4 e 10, em Biondi & Furtado, nesse número, e Figs. 4D e E). Em alguns locais, como no depósito de Floresta (Fig. 10, Biondi & Furtado, nesse número), a região caulinizada foi cortada por drenagens que, nas épocas de enchentes, sedimentaram lentes de argilitos macios, com espessuras métricas, em ambiente de planície de inundação (Fig. 4E). Essas lentes são lavradas e constituem os minérios denominados sedimentares.

Ao menos três outros modelos podem, ainda, ser considerados para explicar, mesmo que parcialmente, o desenvolvimento da fase hidrotermal desses depósitos:

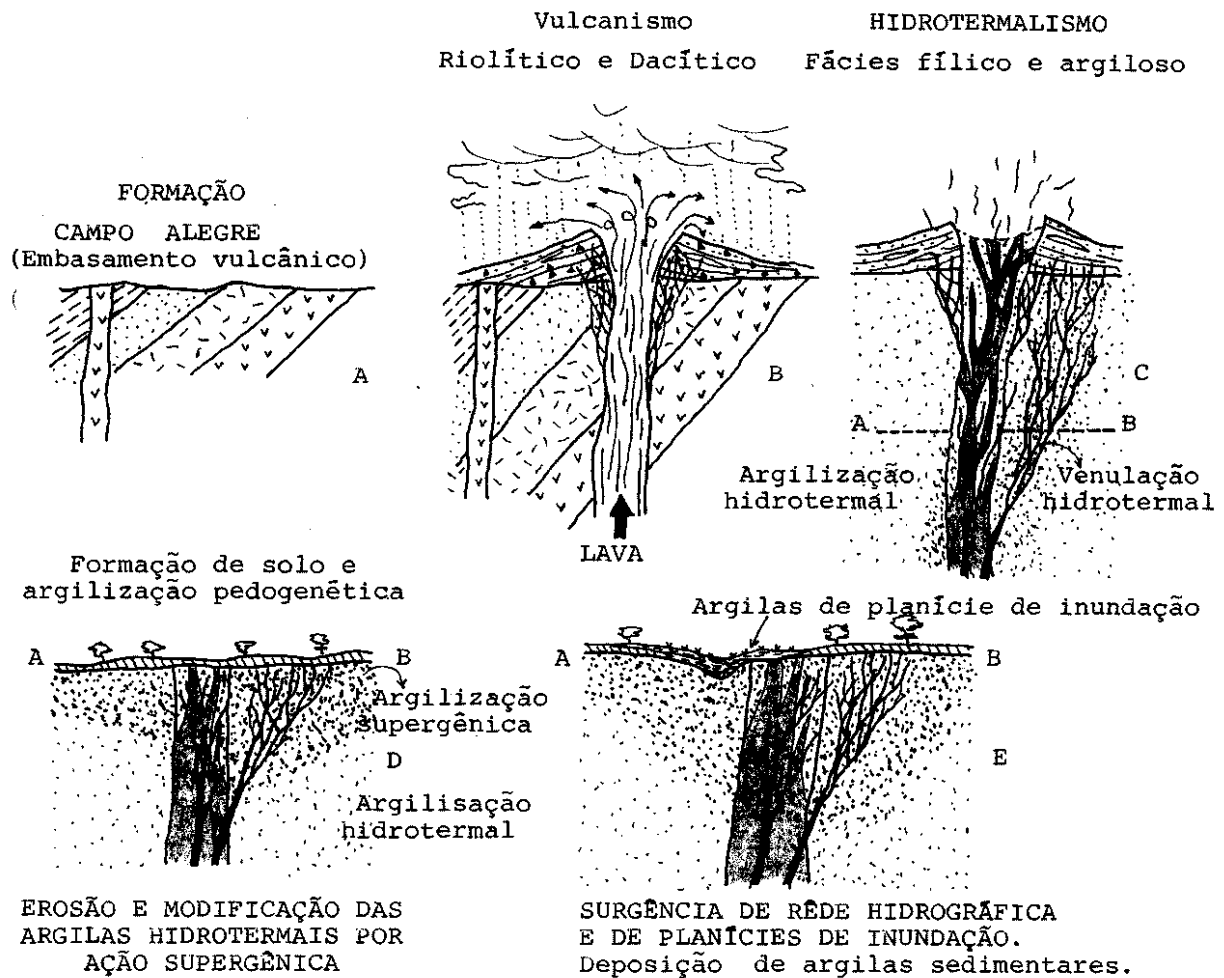


Figura 4 - Modelo genético proposto para os depósitos de caulim Cambuí e Floresta.

a) - Modelo apical disseminado vulcânico (*volcanic porphyry copper*) descrito por Sutherland Brown (1976, apud Biondi 1986, pag. 323-372) entre outros. Segundo este modelo, ao redor de intrusões ácidas o hidrotermalismo pode gerar zonas de alteração caracterizadas por mineralogia específica. Do interior (junto ao plutão) para o exterior formam-se as zonas potássica (biotita + feldspato potássico), fílica (sericita + quartzo + pirita) e propilitica (clorita + epidoto + quartzo). Entre as zonas propilitica e fílica, geralmente fazendo uma auréola ou então recobrando a zona fílica, forma-se a zona argílica, onde há forte caulinição e silicificação das rochas. O diagrama triangular da figura 5 é um dos principais diagramas discriminantes das zonas de alteração relacionadas aos depósitos apicais disseminados. Lançadas neste diagrama, os resultados das análises feitas em amostras dos depósitos Cambuí e Floresta ocupam posições em todos os domínios representativos das zonas de alteração. O riólito Floresta e o riólito representado pela amostra OX-15 A (muito pouco alterado) superpõem-se aos domínios composicionais das rochas inalteradas e da zona potássica. Em direção ao vértice A, no domínio da zona fílica e na transição desse domínio para o da zona argílica estão os pontos representativos das amostras de rochas sucessivamente mais alteradas pelo hidrotermalismo profundo, ricas em potássio (OX-15 B, C e D e OX-7). Todas as outras fácies (minérios disseminados branco e verde, fácies venular e fácies de fratura) estão dentro do domínio no qual ficam as amostras das zonas argílicas dos depósitos apicais disseminados. Embora se constatem essas coincidências, isto não basta para selecionar o modelo apical disseminado como gerador desta fácies. Rochas com as mesma mineralogia das zonas de alteração potássica, fílica e argílica geradas em outros sistemas estarão nesse mesmo domínio no diagrama AKF. Este fato, aliado a ausência de sulfetos, de uma propilitização extensiva nos locais hidrotermalizados e de um anel piritoso, típico dos depósitos minerais desse modelo, tornam o modelo apical disseminado menos provável que aquele proposto anteriormente.

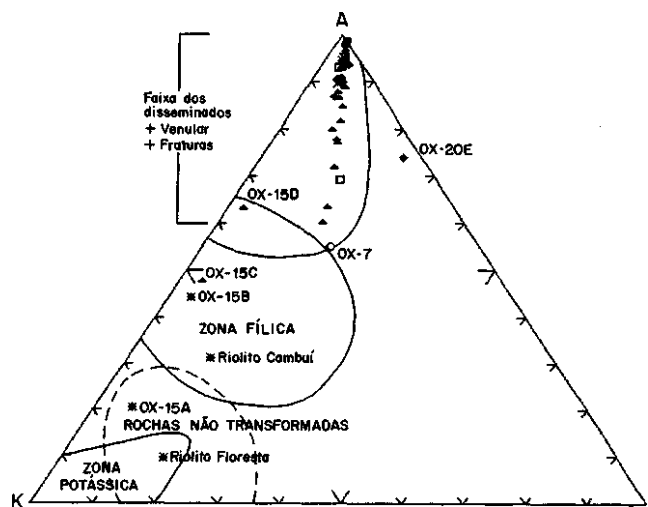


Figura 5 - Diagrama A = moles de Al_2O_3 - (moles de $Na_2O + K_2O + CaO$); K = moles de K_2O ; F = moles de $FeO + MgO + MnO$ das rochas argilizadas das Minas Cambuí e Floresta.

b) - Modelo vulcanogênico ácido sulfatado ou de alta sulfurização (*high sulfidation*). Esse modelo foi inicialmente proposto por Heald et al. (1986), discutido por muitos autores (vide Berger & Bethke 1986) e sintetizado por Hedenquist et al. (1996). Mostra a formação, em profundidade, de uma zona de alteração caracterizada pela paragéneses alunita + caulinita + quartzo em torno de um núcleo de rochas vulcânicas ácidas silicificadas e mineralizadas a ouro, em ambientes hidrotermais vulcanogênicos onde o pH é ácido (polo ácido sulfatado) e de alta sulfurização. Envolvendo essa primeira zona argilizada forma-se uma outra zona, também argilosa, caracterizada pela paragéneses illita + smectita. A menores profundidades a alunita pode deixar de formar-se na zona argilosa interna e a illita pode deixar de formar-se na zona externa. Hedenquist et al. (op.cit.) mostram, ainda, nesse modelo, a formação de uma zona de argilização pervasiva em ambientes intermédios entre as zonas onde predomina o processo ácido sulfatado e a zona com sericita-adularia. Esta região, afastada do centrada pluma hidrotermal, é denominada de "região de vapor superaquecido" (*steam-heated overprint*), forma-se nas proximidades da superfície e caracteriza-se pela paragéneses cristobalita + caulinita + alunita, ou, a profundidades pouco maiores, somente por caulinita ± esmectita.

Não foi detectada a presença de alunita ou dickita, argilo-minerais tipicamente hidrotermais, nas amostras analisadas, embora a presença de nacrita não seja improvável (Biondi & Furtado, nesse número). Caso seja este o modelo aplicável aos depósitos Cambuí e Floresta, a

caulinita desses depósitos ter-se-ia formado ou em zonas hidrotermais rasas ou na "região de vapor superaquecido". Se formada em profundidade a alunita pode ter sido transformada em caulinita pela ação supergênica, após a exumação do depósito. Em qualquer desses casos as regiões caulinizadas da Formação Campo Alegre seriam potenciais portadoras de ouro.

d) - Nos Andes chilenos é comum a presença de extensas zonas propilitizadas e caulinizadas no meio de rochas ácidas e intermediárias. Os geólogos locais atribuem essas zonas a um processo de alteração por eles denominado de "autometassomatismo". Essa alteração resultaria do aprisionamento de água e vapor superaquecidos pelo magma-tismo em rochas porosas e pouco permeáveis. As rochas são argilizadas, propilitizadas e em alguns locais cristalizam-se cristobalita e/ou opala, que cimentam tufo e brechas. Tufo lapflicos com matriz de opala como os existente na Mina Cambuí (Fig. 5, em Biondi & Furtado, nesse número) são típicos desse processo. Esse tipo de evidência permite aventar-se a hipótese de os processos de alteração descritos nestes depósitos terem sido consequência de autometassomatismo.

Em todos os casos mencionados seria necessário, para formar depósitos de caulim como o de Cambuí e da Floresta, que as rochas alteradas hidrotermalmente sofressem transformações supergênicas e pedogênicas.

Referências

- Babcock, R.S. 1973. Computational models of metassomatic processes. *Lithos*, 6:279-290.
- Biondi, J.C. 1986. *Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática*. T.A. Queiroz-CBMM (São Paulo), 602 p.
- Biondi, J.C. & Furtado, L.I. (1998). Geologia e gênese dos depósitos de caulim Floresta e Cambuí (Formação Campo Alegre - SC) - I. Faciologia e mineralogia das rochas e minérios. *Rev. Brasil. Geociências*, nesse volume.
- Berger, B.R. & Bethke, P.M. 1986. *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Reviews in Economic Geology, Soc. Econ. Geology, vol. 2, 298 p.
- Heald, P.; Hayba, D.O. e Foley, N.K. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. *Econ. Geol.*, 82:1-26.
- Hedenquist, J.W.; Izawa, E.; Arribas, A. e White, N.C. 1996. *Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration*. Spec. Public, n° 1 da Society of Resource Geology (Japan), Tokio, 16 p.
- Mutschler, F.E.; Wright, E.G.; Ludington, S. e Abbott, J.T. 1981. Granite molybdenite system. *Econ. Geol.*, 76:874-897.
- Sutherland Brown, A. 1976. General aspects of porphyry copper deposits of the Canadian Cordillera - Morphology and classification. In *Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera*, *Pib.* Can. Inst. Min. Met., special publication 15:44-51.
- Velde, B. 1992. *Introduction to Clay Minerals*. Chapman & Hall (London), 198 p.

Manuscrito A-998

Recebido em 19 de junho de 1998

Revisão dos autores em 30 de setembro de 1998

Revisão aceita em 15 de outubro de 1998