PROCESSO MINERALIZADOR E MODELO GENÉTICO DA MINA DE OURO SCHRAMM (SC-BRASIL)

JOÃO CARLOS BIONDI¹, NILTON D. FRANKE, PAULO R. S. DE CARVALHO
& SANDRO N. VILLANOVA²

Abstract *MINERALIZING PROCESS AND GENETIC MODEL OF THE SCHRAMM GOLD MINE (SC-BRAZIL)* The primary ore fluid of Schramm Mine was aqua-carbonic, SiO₂, CO₂, Fe, Mg and Ca rich, with Cl, Na, K, very few sulfur, without nitrogen and methane, with Au, Ag, Ni, As and minor proportions of Zn and Co. Probably it collected Au, Ni and As from ultramafic rocks, while rising to the surface. Comparison of rare earth element models suggests that, during the formation of Schramm's deposit, hydrothermal fluids reacted with ultramafic granulitic rocks. Primary fluid salinity varied between 0,2% and 14 wt % NaCl_{equiv}. The use of the chlorite geothermometer and the relations of these temperatures with isochors deduced from microthermometric studies of fluid inclusions, allowed to the conclusion that siderite-ankerite and quartz veins crystallized at temperatures between 227° and 316°C and pressures between 1.35 and 0.1 kb. Into the shear zone, among granulites, the fluid precipitates carbonates, Au, Ni-As sulfides and altered rocks at temperatures from 227° to 316°C and pressures from 0.80 to 1.20 Kb (1.5 to 4.0 km). Precipitation formed carbonates veins, mineralized with gold and sulfides. It occurred especially in places with high pH, where fluid reacted with serpentinized rocks. Shear zone fracturing occurred at about 316°C, reducing pressure to about 0,1 Kb and changing pressure regime from lithostatic to hydrostatic. Meteoric water invaded the mineralizing system very fast. The consequence was the decreasing of fluid temperature to less than 227°C, the reduction on silica solubility and a bulk quartz precipitation, filling new voids opened in host rocks and also in carbonate veins. Therefore, the genetic model of Schramm gold deposit is a variant of classical "gold in shear zone deposit model" or "orogenic type deposit", formed under low pressure and temperature conditions, equivalent to weak-incipient metamorphic grade. Differences are highlighted by changes in composition of mineralizing fluid, occurred during its rise to surface, and by the ore metals precipitation, caused not only by reactions between fluid and Fe rich host rocks, but also due the increase of the environment pH.

Keywords: Schramm Mine (SC-Brazil), gold, shear zone, granulite, genetic model

Resumo Na Mina Schramm o fluido mineralizador primário foi uma solução aquo-carbônica com muito SiO₂, CO₂, Fe, Mg e Ca, com Cl, Na, K, muito pouco enxofre, sem nitrogênio e metano e com os metais Au, Ag, Ni, As e, em menores proporções, Zn e Co. É provável que o fluido tenha coletado Au, Ni e As durante sua ascensão, quando reagiu com rochas ultramáficas. A comparação de padrões de elementos terras raras (ETR) indica que, durante a formação do depósito do Schramm, os fluidos hidrotermais reagiram sobretudo com os granulitos ultrabásicos. A salinidade do fluido primário variou entre 0,2% a 14% NaCl_{equiv}. O uso de cloritas como geotermômetro e o relacionamento das temperaturas de cristalização com as isócoras deduzidas da microtermometria de inclusões fluidas, permitiu concluir que o depósito formou-se a temperaturas entre 227°C e 316°C e pressões entre 1,20Kb e cerca de 0,1Kb. Inicialmente, na zona de cisalhamento, em meio a granulitos, o fluido precipitou carbonatos, formando veios e disseminações, e alterou as rochas, a temperaturas crescentes, entre 227°C e 316°C, e pressões entre 0,80 e 1,20 Kb (1,5 – 4,0 Km). O ouro e os sulfetos de Ni-As precipitaram simultaneamente aos carbonatos, preferencialmente em locais com pH elevado, onde os fluidos reagiram com rochas serpentinizadas. Alcançada a temperatura de cerca de 316°C, deve ter ocorrido o rompimento (brechação) da zona de cisalhamento, o que causou queda súbita na pressão, que passou de litostática para hidrostática, caindo a cerca de 0,10 Kb. Rapidamente a água meteórica invadiu o sistema, fazendo a temperatura do fluido cair a menos de 227°C. Isto teve como consequência a diminuição da solubilidade da sílica e a precipitação rápida de quartzo nos novos espaços abertos nas rochas encaixantes e junto aos veios carbonatados, possibilitando a cristalização da maior parte dos veios de quartzo maciço. O modelo genético do depósito do Schramm, portanto, é uma variante daquele dos depósitos de ouro em zonas de cisalhamento, ou "depósitos orogênicos", formados em condições de baixas pressão e temperatura, equivalentes às do grau metamórfico fraco a incipiente. As diferenças estão manifestas nas mudanças da composição do fluido mineralizador, ocorridas durante sua ascensão, e no processo de precipitação dos metais do minério, consequência não somente de reações com rochas encaixantes ricas em Fe, mas também do aumento do pH do ambiente.

Palavras-chaves: Mina Schramm (SC-Brasil), ouro, zona de cisalhamento, granulito, modelo genético.

INTRODUÇÃO A mina de ouro Schramm está situada a 12 Km a NNE de cidade de Gaspar (SC) (Fig. 1), na margem esquerda do ribeirão do Arraial. Em 1986 a MINEPAR - Mineração Gaspar S.A. - localizou 44 veios de quartzo na região. Dentre esses veios, 42

estão em meio a rochas do Grupo Itajaí e apenas dois, o Schramm e o Subida, estão em uma zona de cisalhamento, em meio a granulitos do embasamento (granulitos do Complexo Luis Alves, de Santa Catarina). A pesquisa na área foi abandonada e reativada

1 - Universidade Federal do Paraná, Depto de Geologia. C.P. 19.001, 81.531-990 (Curitiba-BR)

2 - Gold Standard Minas S.A., Rua Tibagi 294, salas 1003/1004, 80.060-110 - Curitiba (PR)

Figura. 1 - Localização da Mina de ouro Schramm, no Estado de Santa Catarina. O depósito está em uma zona de cisalhamento dentro de granulitos do Complexo Luis Alves, junto ao contato com rochas da Bacia do Itajaí, em Santa Catarina.

várias vezes, até a descoberta, na área do Schramm, no final de 1999, de sítios mineralizados com altos teores de ouro. Biondi *et al.* (2001) estudaram a geologia e a petrologia da Mina Schramm. Em seguida, Biondi & Xavier (2002) determinaram a natureza e a evolução dos fluidos responsáveis pela mineralização aurífera dessa mina e a sequência de precipitação dos minerais do minério, da ganga e da alteração hidrotermal. O objetivo, agora, é investigar o processo mineralizador e propor um modelo genético para o depósito da Mina Schramm.

CONDIÇÕES FÍSICAS, QUÍMICAS E ESTRUTURAIS DE FORMAÇÃO DO CORPO MINERALIZADO Fluidos mineralizadores do depósito da mina Schramm Biondi & Xavier (2002) determinaram as características microtermométricas e composicionais das inclusões fluidas dos carbonatos e dos quartzos dos veios mineralizados da mina de ouro Schramm, conforme resumido na tabela 1. Concluíram que, na área Schramm, o fluido mineralizador foi uma solução aquo-carbônica rica em SiO_2 , CO_2 , Fe, Mg e Ca, com Cl, Na, K, muito pobre em enxofre, sem nitrogênio e metano e com os metais Au, Ag, Ni, As e, em menores proporções, Zn e Co. A salinidade desse fluido primário variou bastante, de 0,2% a 14% equivalente em peso de NaCl. Na primeira fase de percolação do fluido na zona de cisalhamento que contém o depósito, devido a temperatura do sistema hidrotermal estar aumentando, o fluido primário começou a precipitar somente carbonatos e a alterar as rochas quando estava com temperatura de, no mínimo, 280°C e salinidade entre 0,2% e 2,2% NaCl_{equiv.} Continuou a precipitar carbonatos até atingir pelo menos 310°C e salinidade de cerca

de 11% NaCl_{equiv.} Nesta fase, junto aos carbonatos, o ouro e os sulfetos também precipitaram. Quando foram atingidas temperaturas de no mínimo 310°C e salinidades entre 13% e 14% NaCl_{equiv.}, ocorreu o fraturamento (brechiação) da zona de cisalhamento, causada por deformações transtensionais relacionadas à abertura da Bacia Itajaí (Biondi *et al.* 1992, 2002), o que causou queda brusca na pressão, que passou de litostática para hidrostática. Isto teve como consequências: (a) diminuição brusca da solubilidade da sílica e a precipitação rápida de quartzo nos novos espaços abertos e junto aos veios carbonatados; (b) invasão do sistema por água vinda da superfície, que se misturou ao fluido primário. Inicialmente, devido ao sistema estar com sua temperatura aumentando (Biondi & Xavier 2002), a mistura fez baixar a salinidade a cerca de 6%-8% NaCl_{equiv.}, sem diminuição significativa na temperatura; (c) rapidamente a água meteórica passou a dominar o sistema, fazendo a temperatura do fluido cair e possibilitando a cristalização da maior parte dos veios de quartzo maciço.

PRESSÃO E TEMPERATURA DO SISTEMA MINERALIZADOR DO DEPÓSITO DE OURO DO SCHRAMM

Geotermômetro - Clorita hidrotermal da Mina Schramm Como geotermômetro foram usadas as composições das cloritas hidrotermais dos veios de quartzo e carbonato (corpo mineralizado) e das encaixantes. Essas cloritas foram descritas por Biondi *et al.* (2001) e analisadas com a microsonda eletrônica do Laboratório de Microsonda da UFRGS. Os resultados dessas análises estão nas Tabelas 2 e 3. As cloritas números 7 e 10 (Tabelas 2, 3 e 4 e Figs. 2 e 3) cristalizaram ao mesmo tempo que o quartzo do veio principal, ocorrendo no interior dos cristais ou no limite entre dois cristais de quartzo cristalizados em momentos diferentes (Figs. 2A e D, em Biondi *et al.* 2001). As números 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 11 e 14 (Tabelas 2, 3 e 4 e Figs. 2 e 3) cristalizaram ao mesmo tempo que os carbonatos e o quartzo do minério de alto teor, dentro dos corpos mineralizados alongados (Figuras 5 D e E, em Biondi *et al.* 2001). As cloritas 12 e 13 são hidrotermais, cristalizadas dentro de gnaisses que encaixam os veios quartzo-carbonáticos não mineralizados (Fig. 5C, em Biondi *et al.* 2001).

Com esses resultados foram calculados os números de cátions com base em 36 (O + OH) (Tabela 3), as fórmulas estruturais e a quantidade de Al em posição tetraédrica (Tabela 4). Isto possibilitou classificar essas cloritas como as variedades ripidolita (ricas em ferro) e brunsvigita (Fig. 2).

Com o uso da equação proposta por Cathelineau & Nieva (1985) foi construída a figura 3, da qual se deduz que as temperaturas de cristalização das cloritas hidrotermais associada à mineralização da Mina Schramm variaram entre 227°C e 316°C. Notar que essa temperatura máxima está pouco acima da temperatura de homogeneização total das inclusões C-1A, dos carbonatos, e Q-1, do quartzo, determinadas em 309°C (Tabela 1). Como nessas inclusões as homogeneizações se fizeram para líquido (Biondi & Xavier 2002), a cristalização das cloritas deve ter ocorrido a pressão muito alta, possivelmente ainda em regime litostático.

PRESSÕES DOS AMBIENTES DE CRISTALIZAÇÃO ESTIMADAS A PARTIR DAS INCLUSÕES FLUIDAS

As temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas apenas indicam o menor intervalo de temperatura dentro do qual os fluidos foram aprisionados em um determinado cristal. Conforme procedimentos bem conhecidos, com o auxílio de um geotermômetro independente e com o cálculo das isócoras determinadas a partir das densidades dos fluidos contidos nas inclusões, é possível estimar as con-

Tabela 1 - Resumo das características microtermométricas e composicionais de inclusões fluidas em cristais de carbonatos e do quartzo dos veios mineralizados da mina de ouro Schramm (Biondi & Xavier 2002).

Tipo	CARBONATO					QUARTZO		
	C1 Primárias Trifásicas		C2 Primárias Bifásicas/ Trifásicas	C3 Pseudo- secundárias Monofásicas	C4 Secundárias Bifásicas	Q1 Primárias Trifásicas	Q2 Primárias Bifásicas	Q3 Secundárias Bifásicas
	A	B				A	B	
Composição do fluido	$H_2O_L + CO_{2L} + CO_{2V}$		$H_2O_L + CO_{2L} + CO_{2V}$	H_2O_V	$H_2O_L + H_2O_V$	$H_2O_L + CO_{2L} + CO_{2V}$	$H_2O_L + H_2O_V + NaCl \pm KCl$	$H_2O_L + H_2O_V \pm KCl \pm MgCl_2 \pm FeCl_2$
TfCO ₂ Fusão do CO ₂ , (°C)	-56,4 a -56,9		-56,6 a -56,8			55,5 a 58,7		
Te Eutético, (°C)				?	?		-20,9 a -25,6	-22,1 a -41,7
ThCO ₂ Homogeneização do CO ₂ , (°C)	26,4 a 29,9		24,6 a 28,8			24,8 a 31,0		
D _f Densidade da fase carbônica (g/cm ³)	0,58 a 0,68		0,63 a 0,73			0,49 a 0,71		
Tfgel Fusão do gelo, (°C)				?	?		-2,5 a -8,0	-0,9 a -12,5
Tfclat Fusão clástratos, (°C)	3,9 a 4,6	5,9 a 8,0	8,9 a 9,8			1,1 a 2,7	5,9 a 7,2	
Salinidade (% em peso equivalente de NaCl)	10% a 11%	4,5% a 8,0%	0,2% a 2,2%	?	?	13% a 14%	6% a 8% (5 a 8?)	4% a 11%
Thi Homogeneização total (°C)	305 a 309°C	284 a 292°C (295?)	281 a 286°C	?	?	290 a 309°C	205 a 270°C	140 a 189°C

Tabela 2 - Composições, em % de peso, das cloritas hidrotermais associadas ao minério de ouro da Mina Schramm (SC).

Nº	CLORITAS	AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	TiO ₂	CaO	MnO	H ₂ O	Total
1	Ripidolita	E28AC1	24.313	18.877	35.457	7.689		0.251	0.374	10.596	97.557
2	Ripidolita	E28AC2	23.842	18.808	35.713	7.237	0.046	0.273	0.521	10.485	96.925
3	Ripidolita	E28AC3	23.327	19.201	34.980	7.481	0.018	0.318	0.322	10.421	96.068
4	Ripidolita	E28AC4	24.593	19.455	35.505	7.968	0.101	0.056	0.313	10.762	98.753
5	Ripidolita	E28AC5	23.989	19.524	34.510	7.637	0.046	0.24	0.451	10.575	96.972
6	Ripidolita	E28AC6	24.097	18.896	34.790	7.662	0.009	0.163	0.44	10.509	96.566
7	Ripidolita	E28AC7	23.128	20.886	33.964	8.522	0.129	0.014	0.379	10.692	97.714
8	Ripidolita	E28AC8	23.972	19.987	34.525	7.936		0.065	0.378	10.654	97.517
9	Ripidolita	E28AC9	23.470	20.219	34.824	7.980	0.148	0.094	0.398	10.654	97.787
10	Ripidolita	E28AC14	23.546	19.663	34.104	8.823	0.009	0.096	0.329	10.616	97.186
11	Ripidolita/ Brunsvigita	E28AC12	24.532	18.461	35.245	7.944		0.113	0.373	10.576	97.244
12	Brunsvigita	E28AC10	26.596	16.143	33.767	9.785		0.032	0.222	10.689	97.234
13	Brunsvigita	E28AC11	26.813	14.796	33.231	11.060	0.074	0.033	0.319	10.663	96.989
14	Brunsvigita	E28AC13	24.895	17.573	34.267	8.629		0.377	0.222	10.534	96.497

Tabela 3 - Número de cátions com base em 36 (O+OH) das cloritas hidrotermais da Mina do Schramm.

Nº	CLORITAS	Si	Al	Fe*	Mg	Ti	Ca	Mn	CLASSIFICAÇÃO			
									Si	Fe*	Mg	Fe*/(Fe*+Mg)
1	Ripidolita	5.504	5.036	6.712	2.594		0.061	0.072	5.504	6.712	2.594	0.721
2	Ripidolita	5.455	5.071	6.833	2.468	0.008	0.067	0.101	5.455	6.833	2.468	0.735
3	Ripidolita	5.369	5.209	5.734	5.567	0.003	0.078	0.063	5.369	5.734	5.567	0.507
4	Ripidolita	5.481	5.111	6.618	2.647	0.017	0.013	0.059	5.481	6.618	2.647	0.714
5	Ripidolita	5.441	5.219	6.546	2.582	0.008	0.058	0.087	5.441	6.546	2.582	0.717
6	Ripidolita	5.500	5.083	6.641	2.607	0.002	0.040	0.085	5.500	6.641	2.607	0.718
7	Ripidolita	5.188	5.522	6.372	2.849	0.022	0.004	0.072	5.188	6.372	2.849	0.691
8	Ripidolita	5.397	5.303	6.500	2.663		0.016	0.072	5.397	6.500	2.663	0.709
9	Ripidolita	5.284	5.365	6.557	2.678	0.025	0.023	0.076	5.284	6.557	2.678	0.710
10	Ripidolita	5.320	5.236	6.444	2.972	0.002	0.023	0.063	5.320	6.444	2.972	0.684
11	Ripidolita/ Brunsvigita	5.564	4.935	6.685	2.686		0.027	0.072	5.564	6.685	2.686	0.713
12	Brunsvigita	5.969	4.269	6.337	3.273		0.008	0.042	5.969	6.337	3.273	0.659
13	Brunsvigita	6.031	3.923	6.251	3.708	0.013	0.008	0.061	6.031	6.251	3.708	0.628
14	Brunsvigita	5.669	4.716	6.525	2.929		0.092	0.043	5.669	6.525	2.929	0.690

Tabela 4 - Cálculo das fórmulas estruturais e da quantidade de Al em posição tetraédrica das cloritas hidrotermais da Mina Schramm. Fórmula estrutural geral das cloritas = $(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$. Para a determinação das temperaturas de cristalização com a equação de Cathelineau & Nieva (1985), as quantidades de Al_{IV} foram recalculadas tendo como base fórmulas estruturais com 14 oxigênios ("meia fórmula"), conforme procedimento definido por aqueles autores (p. 237).

Nº	Si	Al_{IV}	Fe	Mg	Ti	Ca	Mn	Soma	Al_{IV}	$\text{Al}_{\text{IV}}/2$	Fórmula estrutural calculada
1	5.504	2.540	6.712	2.594		0.061	0.072	11.846	2.496	1.248	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.846}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.04}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
2	5.455	2.526	6.833	2.468	0.008	0.067	0.101	11.827	2.545	1.272	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.827}[(\text{Si}, \text{Al})_{7.98}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
3	5.369	2.578	5.734	5.567	0.003	0.078	0.063	13.879	2.631	1.315	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{13.879}[(\text{Si}, \text{Al})_{7.95}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
4	5.481	2.592	6.618	2.647	0.017	0.013	0.059	11.857	2.519	1.260	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.857}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.07}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
5	5.441	2.660	6.546	2.582	0.008	0.058	0.087	11.788	2.559	1.280	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.788}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.10}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
6	5.500	2.583	6.641	2.607	0.002	0.040	0.085	11.831	2.500	1.250	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.831}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.08}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
7	5.188	2.710	6.372	2.849	0.022	0.004	0.072	11.931	2.812	1.406	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.931}[(\text{Si}, \text{Al})_{7.89}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
8	5.397	2.700	6.500	2.663		0.016	0.072	11.863	2.603	1.310	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.863}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.10}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
9	5.284	2.649	6.557	2.678	0.025	0.023	0.076	11.884	2.716	1.358	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.884}[(\text{Si}, \text{Al})_{7.93}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
10	5.320	2.556	6.444	2.972	0.002	0.023	0.063	11.972	2.680	1.340	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.972}[(\text{Si}, \text{Al})_{7.88}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
11	5.564	2.499	6.685	2.686		0.027	0.072	11.870	2.436	1.218	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.870}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.06}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
12	5.969	2.238	6.337	3.273		0.008	0.042	11.848	2.031	1.016	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.848}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.21}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
13	6.031	1.954	6.251	3.708	0.013	0.008	0.061	11.913	1.969	0.985	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.913}[(\text{Si}, \text{Al})_{7.99}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$
14	5.669	2.385	6.525	2.929		0.092	0.043	11.839	2.331	1.166	$(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{11.839}[(\text{Si}, \text{Al})_{8.05}\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$

Figura 2 - Classificação das cloritas hidrotermais associadas à mineralização aurífera da Mina Schramm (SC), contida em uma zona de cisalhamento de alto ângulo. As composições dessas cloritas (círculos) as classificam como ripidolitas ferríferas e brunsvigitas. Fe^* = ferro total expresso como Fe^{2+} . Os números identificam os minerais analisados nas tabelas 2, 3 e 4 e na figura 3. Para comparação, também constam da figura as composições de cloritas hidrotermais associadas à mina de esmeraldas de Santa Terezinha (cruzes), geradas em uma zona de cisalhamento de baixo ângulo (análises inéditas de cloritas descritas em Biondi 1990).

dições reais de pressão e temperatura em que ocorreu o processo mineralizador. As densidades dos fluidos das inclusões fluidas do Schramm foram calculadas em g/cm^3 com os gráficos de Kennedy (1954), e recalculadas para volume molar (cm^3/mol) a partir das temperaturas de homogeneização do CO_2 das inclusões aquo-carbônicas do quartzo (inclusões Q-1) e do carbonato (inclusões C-1 e C-2) dos corpos mineralizados (Tabela 1). Os resultados constam na figura 4. Nessa figura foram lançadas, também, as temperaturas mínima e máxima de cristalização das cloritas, estima-

Figura 3 - Temperaturas mínima (227°C) e máxima (316°C) nas quais se cristalizaram as cloritas hidrotermais associadas à mineralização de ouro na Mina Schramm. Os números identificam os minerais analisados nas tabelas 2, 3 e 4 e na figura 2. As temperaturas foram calculadas com a equação e os procedimentos definidos por Cathelineau & Nieva (1985, p. 239-241).

das na figura 3.

As interseções das linhas que limitam as temperaturas de cristalização das cloritas com as isócoras definem os intervalos de pressão nos quais o quartzo e os carbonatos cristalizaram. Os corpos mineralizados alongados, com siderita/ankerita e quartzo, que contêm, praticamente todo o ouro do depósito (Biondi et al. 2001), formaram-se a pressões entre 1,20 e 0,80 Kb, equivalentes a profundidades entre 4,0 e 1,0 Km. Os veios de quartzo formaram-se a pressões entre 1,20 e 0,10 Kb, equivalentes a profundidades entre 4,0 Km e poucas centenas de metros. No caso dos veios de quartzo, pressões que variam dentro de um intervalo tão grande e que chegam a valores tão baixos sugerem ambientes nos quais tenha ocorrido decompressão súbita. Isto acontece nas zonas de cisalhamento quando, ultrapassado o regime de deformação elástica, ocorre rompimento das rochas e o regime de fluidos passa

Figura 4 - As interseções das isócoras das inclusões fluidas dos carbonatos e do quartzo com os limites de temperatura estimado com o geotermômetro das cloritas permite estimar os intervalos de pressão nos quais os carbonatos e o quartzo dos corpos mineralizados se cristalizaram. Abreviações usadas: cabto = carbonatos; qzo = quartzo; Q1, C1 e C2 = tipos de inclusões fluidas cujas propriedades constam na Tabela 1.

bruscamente de litostático para hidrostático.

Relações entre o fluido mineralizador e as rochas encaixantes dos veios de carbonato e de quartzo da Mina Schramm Os elementos terras raras (ETR) podem ser usados como indicadores das interações ocorridas entre fluidos e rochas durante o processo de alteração hidrotermal das rochas encaixantes e de formação dos veios de carbonatos e de quartzo. A tabela 5 mostra os resultados das análises das terras raras (análises feitas nos laboratórios LAKEFIELD GEOSOL Ltda) de amostras de rochas hidrotermalmente alteradas coletadas nas galerias da Mina Schramm e seus equivalentes inalterados, coletados nas galerias e fora delas, em locais próximos da área mineralizada (para localização, vide Biondi *et al.* 2001). A tabela 6 contém os mesmos dados da tabela 5, com valores normalizados aos teores dos condritos de Evensen *et al.* (1978).

As amostras SC-21, SC-22, SC-24 e SC-28E são de rochas muito hidrotermalizadas, a tal ponto transformadas que não é mais possível determinar suas composições originais. Na figuras 5, 6, 7, 8, 9 e 10 elas aparecem com as identificações "Alt +++", quando muito alteradas (amostras SC-21 e 24) e "Alt +", quando alteradas (SC-22 e 28E). Os teores de ETR dessas amostras foram comparados com os de amostras de rochas inalteradas, coletadas na área da Mina, cujas análises constam nas Tabelas 5 e 6. Com este procedimento foi possível estimar o quanto cada tipo de rocha associada aos veios mineralizados interagiu com os fluidos hidrotermais.

A figura 5 mostra os padrões de ETR das amostras analisadas. Os valores normalizados são muito variáveis (tabela 6), com as razões La/Lu_n entre 0,989 (SC-32 = veio de carbonato) e 111,563

(SC-33 = gnaiss feldspático inalterado) e SETR (Tabela 5) entre 1,171 (SC-28N = veio de carbonato) e 420,955 (SC-21 = hidrotermalito muito carbonatado). O quartzo dos veios (amostras SC-25A e 28K) têm os menores teores em ETR e padrão que tende à horizontalidade, com um pequeno fracionamento de ETRL e um perfil horizontal para as ETRP. As rochas mais ricas em ETR são os hidrotermalitos (SC-16, 21, 22 e 28E). Todos mostram um fracionamento nítido e contínuo, desde as ETRL até as ETRP (Figs. 5, 6, 7, 8, 9 e 10).

Como descrito em Biondi *et al.* (2001), na Mina Schramm o ouro está praticamente todo contido em corpos mineralizados quartzo-carbonatados verticalizados e, em teores muito menores, em veios de carbonatos (siderita e ankerita), inexistindo nos veios de quartzo. A carbonatação é, também, a principal alteração imposta pelo hidrotermalismo em todas as rochas encaixantes, seguida pela silicificação, albitização e sericitização (mais acentuadas nos gnaisses e formações ferríferas), pela cloritização (mais acentuada nos granulitos e formações ferríferas) e pela piritização (mais acentuada nas formações ferríferas e nos gnaisses). A figura 6 compara os padrões de ETR de amostras dos veios de carbonato, com e sem ouro, com os dos hidrotermalitos, notando-se que praticamente não há fracionamento de ETR nos carbonatos. Todos os padrões são horizontalizados, sobretudo aquele da amostra que tem ouro livre (teor de cerca de 2500 ppm de Au). Pela tabela 5 nota-se, também, que o total de ETR nos carbonatos é baixo, SETR variando de 1,17 a 7,13 ppm. A substituição dos minerais de qualquer rocha por carbonatos hidrotermais deverá, portanto, impor essas características à rocha, empobrecendo-a em SETR e horizontalizando o seu padrão de distribuição.

O que foi descrito sobre as amostras dos veios de carbonato é válido para as dos veios de quartzo (Fig. 7). As Σ ETR do quartzo são, também, muito baixas (1,41 a 1,99 ppm, tabela 5) e os padrões tendem a ser horizontalizados, com um pequeno fracionamento das ETRL. Portanto, também a silicificação hidrotermal deverá induzir uma diminuição geral dos Σ ETR das rochas alteradas.

Os gnaisses alterados (SC-7) e inalterados (SC-33 e 39) exibem padrões de ETR com nítidas anomalias positivas de Eu, um fracionamento muito pronunciado das ETRL e um enriquecimento dos ETRP (Fig. 5). Situam-se no meio da faixa de variação das ETR dos hidrotermalitos. Biondi e al. (2001, tabela 4) observaram que os gnaisses alteram-se ganhando muita albita e carbonatos, junto a quartzo, clorita, sericita e pirita. A cristalização de feldspato (albita) normalmente retém Eu, aumentando o teor da rocha, ao contrário do que se observa nas figuras 6 a 10. Embora o hidrotermalismo dessas rochas tenha gerado quartzo e carbonatos, as anomalias de Eu dos hidrotermalitos são muito fracas (SC-24 e 22) ou inexistentes, e não podem ser justificadas pela alteração hidrotermal. A carbonatação e a silicificação deveriam, também, diminuir o Σ ETR dos hidrotermalitos (Figs 5, 7 e 8). Essas características sugerem que apenas o hidrotermalito SC-24 se tenham formado a partir dos gnaisses, ainda que fosse de esperar que a albitização hidrotermal gerasse uma anomalia de Eu mais acentuada.

O padrão de distribuição dos ETR das formações ferríferas bandadas (FFB, Fig. 9) mostram anomalias negativas de Eu pouco acentuadas, ETRL pouco fracionados e ETRP sem fracionamento, com perfil horizontal. Este padrão é muito diferente do tipo "asa de pássaro" (bird wing), característicos das formações ferríferas arqueanas. São padrões de formações ferríferas que não têm associação genética com rochas vulcânicas (Cullers & Graf 1984, p. 303-304). Na Mina Schramm, o hidrotermalismo modificou pouco as formações ferríferas (Biondi *et al.* 2001, quadro 2), cristalizando

Tabela 5 - Mina Schramm – Teores em ppm dos elementos terras raras de amostras inalteradas, hidrotermalmente alteradas e de amostras dos veios. Abreviações: cabto = carbonatos; gdf = gersdorffita, sph = esfalerita; mgta = magnetita; po = pirrotita; clta = clorita; pirof. = pirofilita; topaz = topázi; sieg = siegenita.

Número	Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Soma
SC-7	Galeria-Gnaiss potássico hidrotermalizado com bandas máficas	18,010	27,780	8,404	1,252	0,592	0,802	0,268	0,045	0,126	0,112	0,033	55,448
SC-11	Galeria-Gnaiss magnético (metajaspilito) hidrotermalizado cloritizado	4,318	9,877	4,373	1,067	0,203	1,068	1,061	0,234	0,656	0,612	0,098	21,766
SC-16	Galeria-(entre zona venulada e veio principal) Granulito hidrotermalizado carbonatado e cloritizado	13,190	29,400	12,250	2,722	0,71	2,133	1,306	0,243	0,582	0,342	0,052	61,003
SC-21	Galeria (40 cm veio cabto) - Hidrotermalito muito carbonatado	109,500	199,500	81,420	12,960	2,820	7,898	4,087	0,78	1,722	1,047	0,148	420,955
SC-22	Galeria-(ao lado do veio mineralizado) Hidrotermalito cloritizado e carbonatado	22,010	37,950	14,320	2,658	1,023	1,852	1,097	0,193	0,466	0,302	0,045	80,911
SC-24	Galeria-(contato com veio de cabto)-Hidrotermalito de qzo+cabto+clta+pirof+topaz	1,538	2,741	1,488	0,372	0,207	0,365	0,351	0,071	0,245	0,185	0,039	5,769
SC-25 A	Galeria-Parte central do veio de quartzo principal	0,76	1,413	0,634	0,128	0,041	0,14	0,157	0,039	0,094	0,089	0,016	1,415
SC-28 E	Galeria-(Contato com veio de cabto) Hidrotermalito carbonatado e cloritizado	3,739	6,181	3,101	0,768	0,228	0,634	0,405	0,091	0,252	0,219	0,044	13,024
SC-28 G	Galeria-(Veio de carbonato com Au livre)-Mgta+gdf+po+sph+siegenita	0,94	1,853	1,096	0,474	0,185	0,707	1,011	0,195	0,587	0,49	0,087	3,964
SC-28 K	Galeria-(Dentro do veio de quartzo principal)	0,932	1,994	0,752	0,119	0,037	0,129	0,135	0,035	0,098	0,103	0,021	1,996
SC-28 N	Galeria-(Parte central do veio de carbonato)	0,754	1,169	0,669	0,166	0,082	0,198	0,187	0,043	0,119	0,146	0,041	1,171
SC-28 O	Galeria-(Veio de carbonato, no contato com veio de quartzo)	1,410	2,815	1,550	0,659	0,104	0,889	1,358	0,3	0,913	0,96	0,148	7,137
SC-32	Metajaspilito inalterado encaixado em gnaiss e em granulito	11,310	16,690	9,475	2,078	0,509	1,848	1,838	0,4	1,314	1,516	0,246	46,070
SC-33	Gnaiss feldspático inalterado encaixado por metajaspilito e anfibolito	22,570	29,050	8,184	1,104	0,837	0,696	0,298	0,045	0,101	0,099	0,021	60,910
SC-34	Biotita anfibolito inalterado, encaixado em gnaiss = Granulito ultrabásico	21,900	52,230	27,750	7,042	1,267	5,947	5,074	0,971	2,324	1,675	0,217	125,210
SC-39	Gnaiss feldspático rosado inalterado	15,770	21,820	6,058	0,88	1,118	0,619	0,37	0,057	0,141	0,192	0,037	44,768
SC-41	Granulito mesocrático feldspático	15,210	22,980	5,953	0,677	0,825	0,503	0,269	0,046	0,11	0,119	0,039	44,146

sericita, quartzo, pirita, calcopirita (pouca) e cloritas (ripidolita e brunsvigita). Aparentemente o hidrotermalismo não afetou o padrão de ETR das formações ferríferas, que mantém sua forma original, muito diferente daquela dos hidrotermalitos. Isto sugere que não houve trocas químicas importantes entre o fluido hidrotermal e essas rochas.

O granulito feldspático, não hidrotermalizado, têm padrão ETR (SC-41, Fig. 10) com forte anomalia positiva de Eu, ETRL fracionadas, ETRP enriquecidas em seus elementos mais pesados (Er, Yb e Lu) e Σ ETR entre 40 e 50 ppm. Esse padrão, com anomalia positiva de Eu, é diferente daqueles dos peridotitos do manto superior (Frey 1984, p. 156-167) ou daqueles das rochas básicas dos assoalhos oceânicos (Saunders 1984, p.209-211), geralmente encontrados entre os granulitos básicos, assemelhando-se aos padrões dos anortositos. Cullers & Graf (1984, p. 263) mencionam a existência de toleitos continentais atípicos, com anomalia positiva de Eu, comparáveis a essa fácies granulítica do Schramm. Já os anfibolitos, ou granulitos ultramáficos retrometamorfizados (metapiroksenitos), não hidrotermalizados (SC-34, Fig. 10), ao contrário, têm padrão de ETR igual ao dos toleitos continentais (Cullers & Graf 1984, p. 263), com fracionamento de ETRL e ETRP praticamente iguais e uma pequena anomalia negativa de Eu. Esses dois padrões, tão diferentes, de amostras coletadas praticamente em

um mesmo local, mostram o quanto são diferenciados os granulitos da região de Luis Alves.

Quando hidrotermalizado, o padrão ETR dos granulitos ultramáficos muda notavelmente. Os teores de todos os ETR diminuem nos granulitos alterados, com SETR caindo de 125 ppm (SC-34) a 61 ppm (SC-16, Tabela 5). O padrão torna-se uniforme e moderadamente fracionado, inclinado e quase retilíneo, sem qualquer anomalia, diferente, também, dos granulitos feldspáticos (Fig. 10, SC-41). O hidrotermalismo (Biondi *et al.* 2001, quadro 3) destruiu augitas, bitownitas, anfibólios e biotita dos granulitos ultramáficos, transformando-os em clorita + magnetita (depois hematita e óxido de ferro), e cristalizou grande quantidade de siderita e ankerita. Provavelmente a cristalização das cloritas hidrotermais (ripidolita e brunsvigita) retém ETR da rocha original (Luden & Thompson 1979). Isto explicaria a diminuição moderada dos teores de ETR dos granulitos ultramáficos alterados (SC-16) em relação aos inalterados (SC-34), apesar da carbonatação. Notar que o padrão ETR do granulito alterado é semelhante ao dos hidrotermalitos (Fig. 10), o que indica que os granulitos interagiram bastante com os fluidos hidrotermais. Qualquer hidrotermalito usados como padrão de comparação nas figuras 6 a 10 poderia ter sido gerado pelo hidrotermalismo de granulitos ultramáficos, as diferenças de Σ ETR entre eles sendo consequência apenas da maior ou menor

Tabela 6 - Valores normalizados aos condritos de Eversen et al. (1978) dos elementos terras raras de amostras da mina Mina Schramm – Teores de elementos terras raras normalizados. Abreviações: cabto = carbonatos; gdf = gersdorffita, sph = esfalerita; mgta = magnetita; po = pirrotita; clta = clorita; pirof. = pirofilita; topaz = topázio; sieg = siegenita.

Amostra		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	La _n / Lu _n	La _n / Sm _n	Eu _n / Eu*
SC-7	Galeria-Gnaiss potássico hidrotermali-zado com bandas máficas	73,630	43,549	17,737	8,130	10,203	3,926	1,055	0,794	0,759	0,678	1,300	56,651	9,057	1,693
SC-11	Galeria-Gnaiss magnético (metajaspilito) hidrotermaliza-do cloritizado	17,653	15,484	9,230	6,929	3,499	5,228	4,176	4,127	3,952	3,707	3,860	4,574	2,548	0,576
SC-16	Galeria-(entre zona venulada e veio principal) Granulito hidrotermali-zado carbonatado e cloritizado	53,925	46,089	25,855	17,675	12,237	10,441	5,140	4,286	3,506	2,071	2,048	26,330	3,051	0,87
SC-21	Galeria (40 cm veio cabto)-Hidrotermalito totalmente carbonatado	447,67	312,74	171,84	84,156	48,604	38,659	16,084	13,757	10,373	6,342	5,829	76,800	5,320	0,792
SC-22	Galeria-(ao lado do veio mineralizado) - Hidrotermalito cloritizado e carbonatado	89,984	59,492	30,224	17,260	17,632	9,065	4,317	3,404	2,807	1,829	1,772	50,771	5,213	1,340
SC-24	Galeria-(contato com veio de cabto)-Hidrotermalito de qzo+cabto+clta+pirofil+to -paz)	6,288	4,297	3,141	2,416	3,568	1,787	1,381	1,252	1,476	1,121	1,536	4,094	2,603	1,698
SC-25 A	Galeria-Parte central do veio de quartzo principal	3,107	2,215	1,338	0,831	0,707	0,685	0,618	0,688	0,566	0,539	0,63	4,931	3,738	0,932
SC-28 E	Galeria-(Contato com veio de cabto) Hidrotermalito carbonatado e cloritizado	15,286	9,690	6,545	4,987	3,930	3,103	1,594	1,605	1,518	1,326	1,733	8,821	3,065	0,971
SC-28 G	Galeria-(Veio de carbonato com Au livre) - Mgta+gdf+po+ sph+sieg.	3,843	2,905	2,313	3,078	3,189	3,461	3,979	3,439	3,536	2,968	3,427	1,122	1,249	0,975
SC-28 K	Galeria-(Dentro do veio de quartzo principal)	3,810	3,126	1,587	0,773	0,638	0,631	0,531	0,617	0,59	0,624	0,827	4,607	4,931	0,908
SC-28 N	Galeria-(Parte central do veio de Carbonato)	3,083	1,833	1,412	1,078	1,413	0,969	0,736	0,758	0,717	0,884	1,615	1,909	2,86	1,381
SC-28 O	Galeria-(Veio de carbonato, no contato com veio de quartzo)	5,765	4,413	3,271	4,279	1,792	4,351	5,344	5,291	5,500	5,815	5,829	0,989	1,347	0,415
SC-32	Metajaspilito inalterado encaixado em gnaiss e em granulito	46,239	26,164	19,998	13,494	8,773	9,046	7,233	7,055	7,916	9,182	9,689	4,772	3,427	0,778
SC-33	Gnaiss feldspático inalterado encaixado em metajaspilito e anfibolito	92,273	45,540	17,273	7,169	14,426	3,407	1,173	0,794	0,608	0,6	0,827	111,56	12,87	2,728
SC-34	Biotita anfibolito inalterado = granulito ultrabásico	89,534	81,878	58,569	45,727	21,837	29,109	19,969	17,125	14,000	10,14	8,547	10,476	1,958	0,584
SC-39	Gnaiss feldspático	64,473	34,206	12,786	5,714	19,269	3,030	1,456	1,005	0,849	1,163	1,457	44,242	11,28	4,407

quantidade de carbonato hidrotermal que contém.

PARAGÊNESE DO MINÉRIO DA MINA SCHRAMM A característica mais chamativa da Mina Schramm é a paragênese do seu minério (Biondi *et al.* 2001). A mina tem veios maciços de siderita-ankerita e veios de quartzo com glomérulos de carbonato e de cloritas. Praticamente todo o ouro está contido em corpos mineralizados alongados, maciços, verticais, de siderita-ankerita e quartzo (figura 4C, em Biondi *et al.* 2001), formados em locais onde os veios são encaixados por rochas ultramáficas. Nesses locais os teores de ouro na parte carbonatada dos corpos mineralizados variam entre 500 e 2300 g/ton e o quartzo têm menos de 1 g/ton. Fora desses bolsões alongados não há ouro nem nos veios de carbonato maciço nem nos veios de quartzo (Biondi *et al.* 2001).

Nos corpos mineralizados alongados, com altos teores de ouro, a quantidade total de sulfetos é geralmente menor que 0,5% em volume, e restringe-se às concentrações de siderita-ankerita. A paragênese sulfetada é complexa e composta essencialmente por

sulfetos de Ni e As, secundados pelos de Co, Zn e Cu. Ao contrário da maioria dos depósitos de ouro em zonas de cisalhamento, nos quais a arsenopirita e a pirita ou pirrotita são os minerais mais comuns, na Mina Schramm os sulfetos mais comuns são a gersdorffita, a millerita e a siegenita-violarita (grupo da linacita). Além desses minerais, análises minerográficas e com microsonda eletrônica mostram as presenças de muito ouro livre, e quantidades subordinadas de galena, calcopirita, arsenopirita (muito rara), esfalerita, pirita níquel-cobaltífera, pirita, um sulfoarseneto de Ni-Fe-Co desconhecido e de covelita (Biondi *et al.* 2001).

O ouro foi a primeira fase metálica a cristalizar, seguido da galena (traços), da calcopirita (muito pouco), da arsenopirita (traços) e da esfalerita. O ouro ocorre livre em meio aos carbonatos e como inclusões em todos os sulfetos. A gersdorffita geralmente envolve a millerita, que ocorre isolada ou como exsolução dentro de uma variedade de siegenita rica em Fe, transicional para a violarita. Gersdorffita, siegenita e millerita têm inclusões de esfalerita, calcopirita, galena e arsenopirita. Nas secções polidas descritas,

Figura 5 - Padrões de ETR de amostras de todas as rochas, hidrotermalmente alteradas e inalteradas, relacionadas à mineralização de ouro da Mina Schramm. Notar a variedade de padrões de decaimento e de teores de ETR. Os números das amostras são os mesmos das tabelas 5 e 6.

Figura 6 - Comparação entre os padrões de ETR de amostras dos veios de carbonato com os dos hidrotermalitos da Mina Schramm. Os números das amostras são os mesmos das tabelas 5 e 6. Abreviações: Alt +++ = rocha hidrotermalmente muito alterada; Alt + = rocha hidrotermalmente alterada.

Figura 7 - Comparação entre os padrões de ETR de amostras dos veios de quartzo com os dos hidrotermalitos da Mina Schramm. Os números das amostras são os mesmos das tabelas 5 e 6. Abreviações: Alt +++ = rocha hidrotermalmente muito alterada; Alt + = rocha hidrotermalmente alterada.

Figura 8 - Padrões de ETR dos carbonatos dos veios (sem Au) e dos corpos mineralizados alongados (ricos em Au) da mina Schramm, comparados aos dos hidrotermalitos. Os números das amostras são os mesmos das tabelas 5 e 6. Abreviações: Alt +++ = rocha hidrotermalmente muito alterada; Alt + = rocha hidrotermalmente alterada.

somente um cristal de arsenopirita foi encontrado. O ouro tem 27,5% de Ag (Biondi *et al.* 2001).

As questões que sobressaem das observações anteriores são: (a) Por que o ouro ocorre somente dentro dos carbonatos maciços contidos nos corpos mineralizados alongados? (b) Por que o ouro ocorre de forma tão concentrada e localizada (500 a 2300 ppm de Au)? (c) Por que a paragênese é essencialmente sulfetada níquel-arseniada, com sulfetos de ferro, cobre, zinco e chumbo associados?

Não há respostas definitivas a essas questões. É bem conhecida, e mal compreendida, a tendência de o ouro associar-se a paragêneses ferro-arseniadas. No caso da Mina Schramm, a situ-

ação complica-se devido a presença do Ni junto ao Fe e As. O Ni é um elemento de grande afinidade geoquímica com as rochas ultrabásicas, o que faz pensar que a fonte dos fluidos mineralizadores tenha sido em meio a rochas desse tipo ou que o fluido tenha interagido bastante com essas rochas. Gervilla *et al.* (1996) observaram que, em meio a magmas máfico-ultramáficos, pode formar-se uma fase metálica líquida, de arsenietos, imiscível nos líquidos sulfetados de Fe-Ni-Cu que coexistem com rochas ultramáficas. Essa fase arseniada imiscível tem a capacidade de coletar metais preciosos, produzindo um líquido metálico arseniado rico em Au e platinoides. Dentre as possibilidades de explicação para a paragênese da Mina Schramm poderiam ser consideradas:

Figura 9 - Comparação entre os padrões de ETR das formações ferríferas e os hidrotermalitos da Mina Schramm. As formações ferríferas têm padrão de ETR característico de formações ferríferas não vulcanogênicas. Os números das amostras são os mesmos das tabelas 5 e 6. Abreviações: Alt +++ = rocha hidrotermalmente muito alterada; Alt + = rocha hidrotermalmente alterada.

(a) durante sua ascensão em direção à superfície, o fluido teria entrado em contato com rochas ultramáficas enriquecidas em As, Au e Fe-Ni-Cu, como as previstas nos estudos de Gervilla *et al.* (1996). Esses elementos poderiam ser solubilizados e transportados até o local onde hoje está a mina Schramm; ou (b) o fluido aquo-carbônico seria arseniado desde a sua origem e, por isso, teria capacidade de coletar e concentrar Au enquanto atravessou rochas migrando em direção à superfície. Durante esse percurso, esse fluido extrairia das rochas por ele percoladas os metais que constituem os minerais do minério da Mina Schramm.

Outra questão trata do mecanismo de precipitação dessas soluções. A precipitação concentrada e localizada dos metais faz pensar em uma descarga súbita. Descargas súbitas, que precipitam toda a carga metálica de um fluido aquo-carbônico rico em Si e Ca, e produzem minérios com teores elevados, ocorrem nas seguintes situações (Rimstidt 1997): (a) a temperaturas relativamente baixas (menores que a temperatura crítica da solução), quando ocorre ebulição do fluido ("boiling"); (b) a temperaturas elevadas, quando ocorre diminuição da salinidade do fluido; (c) a qualquer temperatura, se houver um aumento brusco do pH do ambiente. No caso da Mina Schramm, embora os estudos das inclusões fluidas não tenham sido conclusivos, não há evidências de que tenha havido ebulição. Esses mesmos estudos mostraram que não houve mudança significativa da salinidade do fluido, enquanto os carbonatos precipitaram. Resta, portanto, a alternativa de os fluidos terem encontrado, em meio aos granulitos, um ambiente com pH elevado, o que é comum com as rochas ultrabásicas serpentinizadas.

CONCLUSÃO - PROCESSO MINERALIZADOR E MODELO GENÉTICO DA MINA DE OUROS SCHRAMM

O fluido mineralizador da Mina Schramm foi uma solução aquo-carbônica com muito CO_2 , Fe, Mg e Ca e SiO_2 . Também tinha Cl, Na, K, muito

Figura 10 - Comparação entre os padrões de ETR dos granulitos e os hidrotermalitos da Mina Schramm. O padrão de ETR dos granulitos inalterados é muito variado, dependendo da fácies analisada. Após hidrotermalizados, os padrões de ETR dos granulitos ultramáficos da Mina Schramm tornam-se iguais aos dos hidrotermalitos, indicando que os fluidos hidrotermais interagiram fortemente com essas rochas. Os números das amostras são os mesmos das tabelas 5 e 6. Abreviações: Alt +++ = rocha hidrotermalmente muito alterada; Alt + = rocha hidrotermalmente alterada.

pouco enxofre e era desprovido de nitrogênio e metano. Ao menos nos locais onde hoje estão os corpos mineralizados, esse fluido teve teores elevados de Au, Ag, Ni, As e, em menores proporções, Zn, e Co, que precipitaram como sulfetos. A salinidade desse fluido primário variou bastante, de 0,2% a 14% NaCl_{equiv.} (Tabela 1). É possível que esse fluido tenha sido gerado em uma única fonte, profunda, a partir de um único fluido primitivo, derivado da desidratação de litosfera oceânica subduzida (McCuaig e Kerrich 1998). Migrou e evoluiu durante sua ascensão, interagindo com rochas variadas, quando, provavelmente, coletou metais em meio a rochas ultramáficas ricas em Ni-Cu-Fe-As-Au, transformando-se no fluido mineralizador do depósito da mina Schramm. Ao percolar a zona de cisalhamento, em meio aos granulitos, começou a precipitar ankerita, siderita e dolomita e a alterar as rochas, quando com temperatura de, no mínimo, 280°C (= T_{ht} de C2, Tabela 1), salinidade entre 0,2% e 2,2% NaCl_{equiv.} (inclusões Q2, Tabela 1) e pressão entre 0,80 e 1,25 Kb, equivalentes a cerca de 1,5 – 4,0 Km (Figs. 3 e 4). Pulsos subsequentes tiveram temperaturas e salinidade maiores, e continuaram a precipitar carbonatos até atingir cerca de 316°C (Fig. 3) e 11% NaCl_{equiv.} (inclusões C1A, Quadro 1). Dado que (Biondi & Xavier 2002): (a) não há evidências claras de que esse fluido tenha entrado em ebulição, liberando CO_2 ; (b) a solubilidade dos carbonatos em fluidos aquosos é inversamente proporcional à temperatura; e (c) os granulitos serpentinizados geram um ambiente alcalino, que desestabiliza soluções aquo-carbônicas e faz precipitar carbonatos; provavelmente a precipitação dos carbonatos, e dos metais que estavam em solução no fluido aquo-carbônico, foi consequência do aumento da temperatura desse fluido e do pH do ambiente (Rimstidt 1997).

Junto aos carbonatos, o ouro e os sulfetos precipitaram preferencialmente em locais onde a zona de cisalhamento atravessa granulitos ultramáficos e formações ferríferas. Isto sugere que esses metais estavam em solução sustentados em complexos sulfurosos. Conforme proposto por Phillips (1984), Neall & Phillips (1987) e McCuaig & Kerrich (1998), entre outros, o enxofre dos complexos sulfurosos é deslocado pelo ferro contido em minerais da rocha encaixante, o que faz precipitar o ouro livre, dentro dos carbonatos, junto aos sulfetos de ferro e dos outros metais (As, Ni, Co, Cu, Zn, etc) desestabilizados pelo aumento do pH do meio.

Devido ao sistema hidrotermal estar, no início de sua atividade, com temperatura em ascensão, não houve precipitação da sílica junto aos carbonatos, (cujas solubilidade é diretamente proporcional à temperatura, até a temperatura crítica da solução (Rimstidt 1997), mas houve alteração das rochas encaixantes, hoje visível sobretudo nos locais não afetados pela carbonatação (Biondi *et al.* 2001). Quando foram atingidas temperatura de cerca de 316°C e salinidades entre 13% e 14% NaCl_{equiv.} (Fig. 4 e inclusões Q1A, Tabela 1), deve ter ocorrido a reativação e o rompimento ("fracturing") da zona de cisalhamento. Novas fraturas foram formadas e aumentou o espaço nas fraturas anteriormente preenchidas por carbonatos. Esse processo causou uma mudança na pressão, que passou de litostática para hidrostática, caindo a cerca de 0,10 Kb, equivalente a poucas centenas de metros até a superfície (Fig. 4). Isto teve como consequência a diminuição brusca da solubilidade da sílica e a precipitação rápida de quartzo nos novos espaços abertos e junto aos veios carbonatados (Rimstidt 1997). O sistema foi invadido por água vinda da superfície que se misturou ao fluido primário. Em um primeiro momento, devido ao sistema ainda estar com sua temperatura aumentando (Fig. 8, em

Biondi & Xavier 2002), a mistura fez baixar a salinidade a cerca de 6%-8% NaCl_{equiv.}, sem alteração significativa na temperatura (inclusões Q1B, Quadro 1). Rapidamente a água meteórica passou a dominar o sistema, fazendo a temperatura do fluido cair a menos de 225°C e possibilitando a cristalização da maior parte dos veios de quartzo maciço.

A variação da salinidade das inclusões Q2 (4% a 11% NaCl_{equiv.}, Quadro 1) provavelmente se deve as diferentes taxas de mistura ocorridas entre o fluido primário e a água meteórica. Muito provavelmente o depósito do Schramm foi modificado após a sua formação. As épocas mais prováveis foram: (a) na reativação das zonas de cisalhamento ocorrida durante a fase compressiva do Itajaí, ocorrida há 580±40 Ma, (b) no magmatismo ocorrido entre 594±5 e 541±26 Ma e, (c) no anquimetamorfismo ocorrido na região há 534±4 Ma. Todos esses fenômenos podem ter causado recristalizações totais e/ou parciais do quartzo e do carbonato dos veios de minério da Mina Schramm, gerando inclusões secundárias (Q3 e C4) com propriedades muito variadas.

O modelo genético do depósito da Mina Schramm, portanto, é uma variante daquele dos depósitos de ouro em zonas de cisalhamento formados em condições de baixas pressão e temperatura, equivalentes as da fácies xisto verde baixa (grau metamórfico fraco a incipiente). As diferenças se manifestam nas mudanças da composição do fluido mineralizador, ocorridas durante sua ascensão, e no processo de precipitação dos metais do minério, consequência não somente de reações com rochas encaixantes ricas em Fe, mas também ao aumento do pH.

Agradecimentos Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Biondi J.C. 1990. Depósitos de esmeraldas de Santa Terezinha. *Rev. Bras. Geociências*, **20**(1):7-24.
- Biondi J.C., Schicker G., Bugalho A. 1992. Processos mineralizadores em bacias tardi-orogênicas: 1. Influência das estruturas rígidas na geração dos depósitos da Minepar e do Ribeirão da Prata. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:275-288.
- Biondi J.C., Franke R.S., Carvalho P.R.S., Villanova S.N. 2001. Geologia e petrologia da mina de ouro Schramm (Gaspar - SC). *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:287-298.
- Biondi J.C. & Xavier R.P. 2002. Fluidos associados à mineralização da mina de ouro Schramm, complexo Granulítico Luis Alves (SC). *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:147-156.
- Cathelineau M. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer - The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contr. Mineral. Petrol.*, **91**:235-244.
- Cullers R.L. & Graf J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks - Ore petrogenesis. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier (N.Y.), p. 275-316.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **42**:1119-1212.
- Frey F.A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier (N.Y.), p. 153-204.
- Hey M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, **30**:277-279.
- Gervilla F., Leblanc M., Torrez-Ruiz J., Hach-Ali P.F. 1996. Immiscibility between arsenide and sulfide melts: a mechanism for the concentration of noble metals. *Can. Mineral.*, **34**:485-502.
- Kennedy G.C. 1954. Pressure-volume-temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressures. *Amer. Jour. Sci.*, **252**:225-241.
- Luden J.N. & Thompson G. 1979. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during weathering of sea floor basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**:85-92.
- McCuaig T.C. & Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geol. Rev.*, **12**:381-453.
- Neall F.B. & Phillips G.N. 1987. Fluid-wall rock interaction in the Archean hydrothermal gold deposit: A thermodynamic model for the Hunt Mine, Kambalda. *Econ. Geol.*, **82**:1679-1694.
- Phillips G.N. 1984. Archean gold deposits of Australia. Information Circular n° 175, Economic Research Unit, University of Witwatersrand (África do Sul), 45 p.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. In H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley & Sons, NY, p.487-514.
- Saunders A.D. 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier (N.Y.), p. 205-236.

Manuscrito A-1268

Recebido em 3 de novembro de 2001

Revisão dos autores em 20 de outubro de 2002

Revisão aceita em 25 de outubro de 2002