

Metalogênese do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, RS -Revisão e Geoquímica Isotópica de SR, S, O e C-

JOÃO ANGELO TONIOLO¹, MARCUS VINICIUS DORNELES REMUS², MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA³
& CÂNDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA³

¹ CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.toniolo@pa.cprm.gov.br

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15.001,
Porto Alegre, RS, Brasil. CEP:91.509-900.

³ Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 66.075-900, Belém, Pará.

(Recebido em 07/04. Aceito para publicação em 01/05)

Abstract - This paper presents the geology, chemical data, Pb-Pb zircon ages, sulfur, carbon, oxygen, strontium isotopes and fluid inclusions of Cerro dos Martins copper deposit. The deposit is hosted by the Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence of the Camaquã Basin in the Rio Grande do Sul Shield, southern Brazil. The ores consist of a set of Cu-sulfide NW-trending veins and disseminations within of the Bom Jardim Group. Chalcocite and bornite are the main ore minerals, whereas carbonates, barite, quartz and hematite are the gangue. The volcanic host rocks show an alkaline affinity. An intrusive quartz-diorite body, also shown alkaline affinity, yield a 550±5 Ma zircon age (initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of 0,704), which is considered the minimum age of the copper mineralization. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ of sulfides ranges from -6.2 to +0.9‰. Hematite in the mineral paragenesis suggests oxidizing conditions, which would shift the original magmatic sulfur isotopic compositions ($\delta^{34}\text{S} \sim 0\text{‰}$) to negative values. Barite with $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ from +9.25 to +10.65‰ may also indicate oxidation due to mixing of a hot rising fluid with cold meteoric water. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ of calcite from gangue, in the range of -1,90 to -4,45‰ is interpreted as originated from mixing sources - magmatic and fluids contaminated by basement marbles. Studies on primary aqueous biphasic fluid inclusions show homogenisation temperatures with average of 215°C. Water in equilibrium with calcite from hydrothermal fluid show calculated values of $\delta \text{O}^{18}_{\text{SMOW}}$ between 3 and 14‰, suggesting derivation from a magmatic source with some contributions from meteoric water. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr from these calcite show values between 0,7068 - 0,7087, typical from upper crust. Hence, the Cerro dos Martins copper deposit is interpreted to have had origin by a mixing between a magmatic-hydrothermal fluids related to the alkaline-shoshonitic, post-collisional magmatic event (595-550 Ma) of the Dom Feliciano Orogeny and basement rocks. Exploration models for copper deposits in this shield should consider the alkaline magmatism in the genesis of deposits.

Keywords - metallogeny, sedimentary-hosted deposit, isotopes, base-metal mineralization.

INTRODUÇÃO

O Depósito de Cobre Cerro dos Martins (DCM), situado a sudeste da cidade de Caçapava do Sul (Fig. 1) é, até o momento, o segundo maior depósito de metais base do Rio Grande do Sul, com reservas totais de 1.450.000 t e teor médio de 0,83% Cu (Companhia Brasileira de Cobre - CBC, 1978). A encaixante do depósito é a seqüência vulcano-sedimentar clástica do Grupo Bom Jardim (*sensu* Ribeiro *et al.*, 1966), da Bacia do Camaquã, de idade neoproterozóica. O depósito possui dois estilos de mineralização: o mais importante com morfologia filoniana, conhecido desde o início do século XX, consiste de um conjunto de veios que preenchem fraturas de direção NW e vazios em andesitos e rochas sedimentares clásticas (ocorrências Cu₂ e Cu₃, na Fig. 2); o segundo, de morfologia estrati-

forme, consiste de disseminações confinadas aos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário (*sensu* Porcher & Lopes, 2000) do Grupo Bom Jardim (Cu₁ da Fig. 2). Os minerais de minério dominantes são: calcosina e bornita, com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas; digenita, covelita, malaquita, cuprita e azurita ocorrem como minério secundário, em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita.

Este depósito foi estudado por vários autores, com interpretações e gênese das mais diversas. Os estudos pioneiros foram realizados por Leinz & Almeida (1941) que reconheceram a jazida Cerro dos Martins através de trabalhos de prospecção em afloramentos, trincheiras e poços. Nesse trabalho foram identificados os minerais de minério, a ganga e as estruturas principais que con-

trolam a mineralização. Baseado no estudo do minério filoniano estes autores, assim como Eckert & Fabrício (1970), indicaram uma origem hidrotermal para o depósito, relacionada ao vulcanismo andesítico. Estudos posteriores de prospecção e reavaliação das reservas de cobre no Cerro dos Martins e arredores, propuseram uma origem sedimentar para este metal, baseada na ocorrência disseminada de calcosina em níveis de siltitos e de sulfetos diversos disseminados em arenitos arcoseanos (Chaban *et al.*, 1978; Ribeiro, 1978; Beckel *et al.*, 1978; Santos *et al.*, 1978). Este modelo entendia que os filões sulfetados, controlados pelas fraturas NW, correspondiam a remobilizações de cobre sedimentar. Flores (1981) determinou uma temperatura da ordem de 150-200 °C para a diagênese dos siltitos e arenitos encaixantes e baseado em evidências petrográficas e distribuição dos elementos menores, interpretou o depósito como do tipo estratiforme, originado através de processos diagenéticos. Este autor caracterizou a geometria estratiforme do depósito como controlada por níveis de pirita framboidal depositada em domínios redutores no interior das camadas de siltitos e posteriormente substituídos por minerais de cobre. Assim, definir a origem precisa e a idade do Depósito Cerro dos Martins é fundamental para a geologia exploratória dos depósitos de metais base na Bacia do Camaquã, pois permitirá o entendimento da sua gênese e servirá de modelo para a busca de novos depósitos.

Este trabalho revisa o conhecimento do depósito Cerro dos Martins e apresenta resultados inéditos de geocronologia Pb-Pb em zircão, isótopos estáveis (C, O e S) e de composição isotópica do Sr da ganga, e geoquímica de elementos maiores e traços das rochas vulcânicas encaixantes. Os trabalhos consistiram de levantamentos de campo com revisão e atualização dos mapas geológicos nas escalas 1:25.000 e 1:50.000. Análises químicas (maiores, traços e elementos terras raras) em rocha total, identificaram a afinidade geoquímica do vulcanismo relacionado às encaixantes do depósito. Estudos petrográficos do minério sulfetado e da ganga permitiram estabelecer uma ordem cronológica de deposição dos minerais e que embasaram as interpretações dos dados isotópicos. Os isótopos de S, obtidos em sulfetos de filões em testemunhos de sondagem e afloramentos, estabeleceram a fonte de enxofre do minério. Os isótopos de C e O e Sr foram determinados em calcita de veios associadas as mineralizações da área do DCM e de outras ocorrências minerais do

Escudo Sul-riograndense (ESRG) para estudar a fonte do carbono e do estrôncio do fluido mineralizador. As temperaturas de deposição foram determinadas em inclusões fluidas de cristais de quartzo e barita permitindo estabelecer a composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita no fluido hidrotermal. Estes resultados são utilizados para discutir as diferentes hipóteses genéticas das mineralizações e para propor um modelo de origem consistente com os dados disponíveis.

AMBIENTE GEOLÓGICO DO DEPÓSITO CERRO DOS MARTINS

A Bacia do Camaquã iniciou sua evolução no final da orogênese colisional Dom Feliciano (630-600 Ma) e terminou com o vulcanismo extensional do Membro Rodeio Velho a aproximadamente 470 Ma (Hartmann *et al.*, 2000; Remus *et al.*, 2000). Os depósitos na bacia iniciaram-se num ambiente marinho raso de *foreland* (Formação Maricá) evoluindo para uma bacia *strike-slip* de retroarco com depósitos deltáicos e intensa atividade vulcânica básico-intermediária associada (Grupo Bom Jardim); seguiu-se o vulcanismo ácido alcalino (Formação Acampamento Velho) e a sedimentação siliciclástica deltáica em ambiente lacustre da Formação Santa Bárbara (Ribeiro *et al.*, 1966; Paim *et al.*, 1992; Paim *et al.*, 2000). A deposição na bacia encerrou-se com os depósitos eólicos, aluviais e deltaicos da Formação Guaritas e vulcanismo básico do Membro Rodeio Velho (Paim *et al.*, 2000).

O DCM consiste de um conjunto de veios sulfetados preenchendo fraturas de direção N40°-60°W, em andesitos e rochas sedimentares clásticas (Cu₂ e Cu₃ da Fig. 2), com disseminações confinadas em níveis de silito e arenito (Cu₁) pertencentes à Formação Hilário do Grupo Bom Jardim, com idade neoproterozóica da Bacia do Camaquã (Fig. 2).

A encaixante do DCM é uma seqüência vulcano-sedimentar formada predominantemente por andesitos, arenitos, siltitos e conglomerados conforme o detalhe atingido nos mapeamentos geológicos. A idade mínima para as vulcânicas da Formação Hilário na região do DCM é de 550 Ma (ver adiante na seção de Geocronologia). As rochas cartografadas na base da unidade, como hip1 (Fig. 2), consistem de siltitos e arenitos de cor marrom, com intercalações de camadas de silito cinza subordinadas. Algumas camadas de silito cinza apresentam malaquita disseminada ao longo da estratificação e

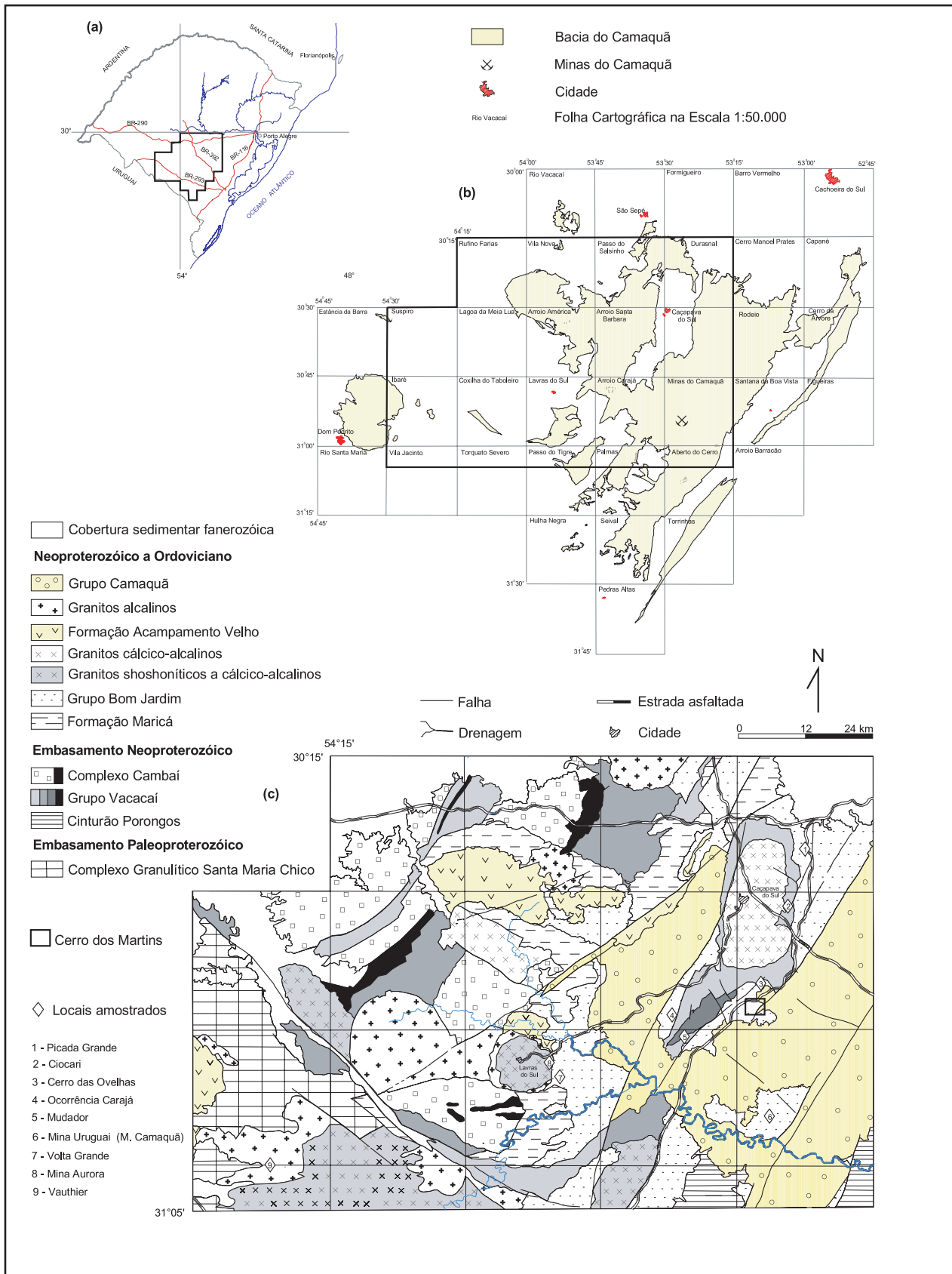


Figura 1 - (a) Localização da Bacia do Camaquã no Rio Grande do Sul. (b) Mapa esquemático da Bacia do Camaquã com a localização do Depósito Cerro dos Martins e Minas do Camaquã. (c) Mapa geológico parcial do Bloco São Gabriel com a localização do Depósito Cerro dos Martins e sítios de amostragem dos carbonatos analisados isotopicamente (modificado de Santos *et al.*, 1989).

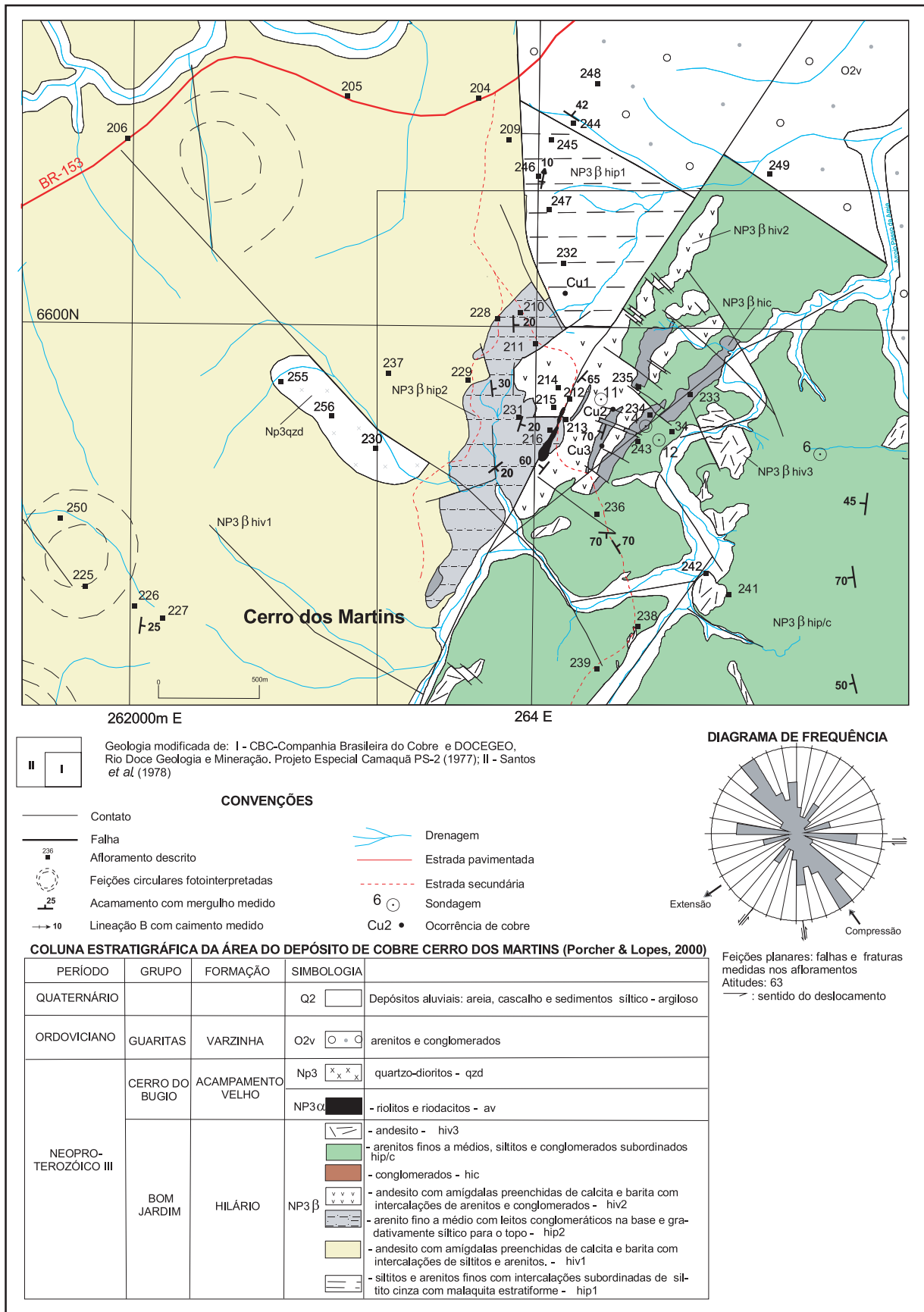


Figura 2 - Mapa geológico da área do Depósito Cerro dos Martins com a coluna estratigráfica adotada, diagrama de frequência das fraturas/falhas mapeadas e, localização das amostras analisadas e dos furos de sondagem amostrados.

em planos de fraturas centimétricas, formando sulfetos de Cu do tipo estratiforme. As atitudes do acamamento (So) são variadas e dobras abertas a fechadas, com pequeno comprimento de onda e eixos N15°E; 10°NE, são observáveis em trincheiras de pesquisa. Essas rochas são cortadas por fraturas e vênulas de barita com atitude medida de N40°W; subvertical. Sobrepostas a esse conjunto uma seqüência de andesitos intercalados com siltitos e arenitos (hiv1) com atitudes de direção NE e mergulho SE. Os andesitos destacam-se em afloramento, por constituírem as áreas altas e de “meia encosta suave”, enquanto as rochas sedimentares intercaladas, afloram nas encostas íngremes. Este grupo inclui ainda uma rocha intrusiva rasa, aflorante na forma de blocos, que se destaca pelas estruturas circulares (Fig. 2) observadas em fotografias aéreas na escala 1:25.000 (225). Os andesitos frequentemente apresentam venulações preenchidas por calcita e, próximos às falhas com direções NS e NE, ocorrem como brechas silicificadas com calcosina, malaquita e pirita, disseminadas. A unidade de arenitos com raros leitos de conglomerados na base e siltitos no topo (hip2) tem atitudes gerais NE e mergulhos SE. Há inversão do mergulho da atitude para NW nas proximidades da falha de direção N30°E. A unidade sobreposta consiste de andesitos com intercalações de arenitos e siltitos (hiv2), normalmente brechados com calcosina e malaquita nas fraturas e veios de barita e quartzo, de comprimentos decimétricos e espessuras centimétricas; em direção ao topo ocorrem camadas de conglomerados mal selecionados com seixos e grânulos (hic) com vênulas de quartzo, carbonato, barita com ou sem sulfetos associados. A unidade hip/c também é constituída de arenitos, siltitos e conglomerados subordinados intercalados, com atitudes gerais NNW e mergulhos WSW no leste da área. Inversões de atitudes e afloramentos de arenitos brechados, com vênulas preenchidas por malaquita, são observados próximos da falha N30°E que atravessa toda a área; no topo do pacote ocorrem novamente andesitos (hiv3) que, próximos das falhas, apresentam-se brechados.

Rochas intrusivas epizonais são representadas pelas unidades simbolizadas por: Np3áv constituída de riolitos e riolitos com pirita e calcosina disseminadas; e NP3qzd representada por quartzo-dioritos.

A tectônica da área do DCM é sintetizada pelos lineamentos cartografados na figura 2 com as seguintes direções N45°W, N10°W, N30°E, N60°E e N80°E. Os locais dos traços destas falhas e suas

proximidades correspondem no terreno aos locais de maior deformação rúptil das rochas, representados por brechas, com ou sem filonetes de minério, lenticularizações centimétricas e até milimétricas, fraturas retilíneas e contínuas espaçadas centimétrica a milimetricamente, filões de quartzo, barita e/ou calcita. As atitudes de fraturas/falhas medidas nos afloramentos confirmam aqueles traços como mais frequentes nas encaixantes do depósito estudado, conforme observado no diagrama de frequência na figura 2.

As rochas da área do DCM foram deformadas por um sistema transpressional com os esforços NW-SE conforme modelo proposto por Dias (2003) in Toniolo *et al.* (2004). Esta compressão gera falhamentos de distensão N45°W; falhas sinistrais N10°W e N30°E e falhas dextrais N80°E. As falhas N60°E podem representar planos de empurrão a partir de falhas N40°E rotadas. A concentração dos filonetes de minério na área de maior brechação das rochas hospedeiras, mostra a importância dos falhamentos no controle do minério. Os corpos de minério estudados em trabalhos anteriores, têm comprimento de alguns metros ou mesmo dezenas de centímetros de direção N45°W coincidente com as falhas de distensão, conforme o modelo de cisalhamento não-coaxial admitido. A deformação atuou em ambientes rúptil e subordinadamente dúctil-rúptil. Os níveis pelíticos mostram dobras abertas e toda a seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM apresenta ondulações suaves. Os efeitos rúpteis são observados nas brechas em rochas andesíticas, psamíticas e conglomeráticas da seqüência vulcano-sedimentar.

PETROGRAFIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

As rochas vulcânicas da área do DCM são classificadas como andesitos, basaltos, riolitos e quartzo-diorito. Mostram textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio (andesina An_{32-45}), isolados e subordinadamente glomeroporfiríticos. Esses são prismáticos com até 5 mm de tamanho somando até 35% dos constituintes minerais da rocha e frequentemente com orientação preferencial. Os fenocristais de plagioclásio apresentam-se fraturados devido ao rápido resfriamento e, por vezes, corroídos pelas reações de reequilíbrio com a matriz traquítica. Ainda como fenocristais, ocorrem relictos e pseudomorfo de minerais máficos menores que 1,0 mm, possivelmente de piroxênio, e/ou olivina, transforma-

dos para clorita e óxidos de ferro, isolados ou glomeroporfíricos com o plagioclásio. Os fenocristais estão envolvidos por uma matriz vítrea, parcialmente devitrificada a microcristalina, com os resíduos vítreos de cor marrom, sugerindo uma composição básica ou intermediária. Quando intersertal a matriz é microcristalina formada por diminutos prismas de plagioclásio e cristálitos aciculares de mineral opaco (hematita). A apatita, é o mineral acessório, tem grão extremamente fino, inferior a 0,015 mm e ocorre como agulhas em texturas *quench*, nos domínios vítreos. Diminutos glóbulos castanhos, possivelmente de titanita, ocorrem na matriz. A clorita é secundária e ocorre microcristalina e fibrorradiada preenchendo parcialmente a porção central das vênulas de carbonatos ou como alteração dos resíduos vítreos. Vesículas arredondadas a subarredondadas, com dimensões milimétricas a centimétricas, preenchidas por clorita microcristalina e carbonatos são comuns em alguns dos derrames. Vênulas de carbonato, por vezes demarcadas por filmes de minerais opacos, cortam as rochas aleatória e abundantemente. Os minerais secundários, produtos da hidratação mineral primária das rochas vulcânicas, são representados por mica branca e carbonatos, produtos da alteração do plagioclásio; clorita e hidróxidos de ferro da transformação dos minerais máficos; e clorita e epidoto subordinado, como produtos de alteração da matriz.

A amostra de nº 10 da tabela 1 classificada como riocacito brechado, apresenta fragmentos irregulares e raras cavidades, com até 0,5 mm, preenchidas por quartzo euédrico. Os fragmentos, na sua maioria, mostram textura porfírica com fenocristais de grão médio a fino (2 mm a 0,5 mm), de plagioclásio e feldspato alcalino mergulhados em matriz afanítica a fina, com quartzo fibroso e feldspatos. Os fenocristais têm como características principais os bordos arredondados, sericitizados, oxidados e quebrados. O plagioclásio apresenta maclas polissintéticas e o feldspato potássico ocorre sob forma prismática e sem maclas. A presença de matriz microcristalina dificulta a identificação precisa da rocha, porém a ocorrência do quartzo livre, constituinte da matriz, juntamente com os fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, identificam a rocha como riocacito.

As rochas classificadas como quartzo-dioritos (n^{os} 11 e 12 na Tab. 1) apresentam textura intergranular, onde nos interstícios de prismas de plagioclásio (An = 46-52) com até 6 mm de tamanho, com inci-

piente argilização, zonação direta e alguns com arranjo radial, alojam-se o clinopiroxênio e a hornblenda com até 2 mm de tamanho. O clinopiroxênio é a pigeonita que, por vezes, nucleia cristais de augita tardia, parcialmente transformada para hornblenda com opacos secundários associados. Subordinadamente ocorrem domínios intersertais com intercrescimentos micrográficos de quartzo e feldspato muitas vezes nucleados em fenocristais de plagioclásio. O quartzo tem aspecto cuneiforme ou vermicular e localmente conecta-se a cristais maiores de quartzo que representam a última fase cristalizada, atestando saturação de sílica do magma e indicando um resfriamento relativamente rápido, em condições epizonais. Do mesmo modo, a apatita, como acessório, ocorre de forma acicular indicando resfriamento rápido.

Intercalam-se nas rochas vulcânicas, siltitos e arenitos e, subordinadamente, conglomerados. Os siltitos apresentam-se maciços, raramente estratificados com laminação marcada pela orientação de lamelas de mica detritais com tamanho inferior a 0,03 mm e grãos de quartzo no intervalo silte (0,03 a 0,015 mm), mergulhados em abundante matriz siltico-argilosa de cor esverdeada. Ocasionalmente ocorrem níveis castanho-escuro marcados por opacos de coloração avermelhada. Ao microscópio os grãos são subangulares a subarredondados, com esfericidade moderada e contatos flutuantes. De uma forma geral os fraturamentos presentes são posteriores à consolidação da rocha. Não foi encontrada contribuição vulcânica. Os arenitos mostram granulação fina a grossa, com diâmetro dos grãos de 0,125 a 1mm, moderadamente a bem selecionados, este último, nas fácies mais finas. Os grãos são subarredondados a subangulares com esfericidade média a baixa. Os contatos entre os grãos são tangenciais, eventualmente côncavo-convexos, caracterizando um empacotamento frouxo a médio. A mineralogia constitui-se essencialmente de quartzo, feldspato, muscovita, argilo-minerais, fragmentos líticos e minerais pesados. O quartzo é límpido e monocristalino, raramente mostra crescimento autigênico. Os feldspatos presentes, plagioclásio e subordinadamente feldspato alcalino, estão turvos devido a argilização. A muscovita ocorre como partículas detritais, em lamelas muito finas e intersticiais, normalmente deformadas pela compactação mecânica, e tingida de vermelho pela intensa oxidação. Os acessórios encontrados são: opacos, apatitas e zircões. Os fragmentos líticos têm origem predominantemente vul-

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores e traços das rochas magmáticas da área do Depósito Cerro dos Martins. Análises efetuadas no Activation Laboratories Ltd, Ontário, Canadá.

Amostra	Nº de campo	Petrografia	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	Au
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppb
1	204	andesito	50,91	15,31	10,64	0,310	3,69	3,51	4,01	3,14	2,040	1,36	4,13	99,04	-2
2	205 b	andesito	49,90	14,49	11,63	0,200	3,40	5,76	3,33	2,20	2,191	1,42	4,27	98,78	-2
3	207	andesito	48,64	15,13	11,45	0,165	4,91	4,99	3,92	2,74	2,222	1,23	3,33	98,71	-2
4	217	andesito	50,40	12,84	11,16	0,205	3,19	5,83	4,03	2,07	2,417	1,11	5,77	99,03	-2
5	218	andesito	47,45	13,82	13,36	0,196	3,63	4,97	3,83	2,94	2,641	1,20	4,98	99,02	-2
6	220	andesito	50,05	14,29	11,86	0,227	5,08	3,88	2,42	4,76	2,261	1,05	3,59	99,48	-2
7	223	andesito	51,25	14,83	10,27	0,204	5,42	3,91	4,21	2,71	2,018	1,13	3,95	99,91	-2
8	225 b	andesito	47,30	15,27	10,37	0,201	4,54	5,84	2,80	3,48	2,209	0,98	6,77	99,75	2
9	227	andesito	49,93	14,58	12,11	0,129	4,19	3,54	3,19	4,04	2,181	1,15	4,03	99,07	2
10	216	riodacito	69,39	13,34	4,34	0,060	0,52	0,37	2,96	5,60	0,635	0,24	1,41	98,86	-2
11	230 c	qz-diorito	59,15	14,89	8,38	0,122	2,98	5,44	3,62	2,64	1,580	0,64	0,81	100,27	2
12	230 d	qz-diorito	59,18	15,07	8,23	0,118	2,94	5,44	3,74	2,57	1,581	0,64	0,88	100,39	2

Determinações analíticas executadas por Activation Laboratories LTD, Ontario, Canada

*INAA

Análises dos elementos maiores e Sc, Be através de Inductively Coupled Plasma - ICP

Análises dos elementos traços através de Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry - ICP-MS

Números negativos indicam valores menores que o limite de detecção

Amostra	Nº de campo	Petrografia	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As*	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb*	Cs	Ba
			ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	204	andesito	17,9	3	158	71	32	61	43	1,010	23	2	1,9	62	276	47	446	32	-2	0,6	-0,2	2	0,6	1,1	892
2	205 b	andesito	20,1	2	162	74	32	66	35	249	22	2	4,5	34	638	50	440	31	-2	0,6	-0,2	2	0,4	2,8	1.280
3	207	andesito	13,9	3	166	59	31	69	29	255	24	2	5,5	38	918	50	425	33	-2	-0,5	-0,2	2	0,3	1,9	1.960
4	217	andesito	20,1	2	167	60	29	69	23	234	19	1	3,4	41	329	49	404	31	-2	0,5	-0,2	2	0,6	0,6	920
5	218	andesito	22,8	2	186	78	39	114	42	316	21	1	5,8	66	411	54	399	31	-2	0,6	-0,2	2	0,8	0,8	1.540
6	220	andesito	20,1	3	172	72	31	70	57	314	22	2	4,8	121	360	46	418	31	-2	0,7	-0,2	2	-0,1	1,6	1.520

Tabela 1 - continuação

Amostra	Nº de campo	Petrografia	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As*	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb*	Cs	Ba
			ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
7	223	andesito	18,9	3	149	113	29	76	32	383	22	2	6,1	55	551	46	435	34	39	0,6	-0,2	2	0,4	0,5	1.200
8	225 b	andesito	21,6	3	194	66	27	85	14	359	21	2	4,6	74	314	42	335	31	-2	0,5	-0,2	2	0,4	15,6	1.770
9	227	andesito	20,7	3	180	100	31	72	19	343	22	2	7,2	88	354	48	411	33	-2	0,7	-0,2	2	0,2	16,8	1.650
10	216	riodacito	5,9	2	50	-20	7	-20	723	58	18	1	2,7	115	174	29	366	34	-2	-0,5	-0,2	4	0,4	0,7	2.380
11	230 c	qz-diorito	15,5	3	137	52	21	49	31	123	22	2	3,9	49	587	45	477	28	-2	0,6	-0,2	2	-0,1	0,9	1.360
12	230 d	qz-diorito	15,4	3	135	48	20	49	34	121	22	2	2,3	48	607	45	478	28	-2	0,6	-0,2	2	-0,1	0,8	1.390
Amostra	Nº de campo	Petrografia	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U	Br
			ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	204	andesito	91,4	181	21,3	87,5	15,9	4,52	13,3	1,9	9,5	1,7	5,2	0,71	4,5	0,66	10,4	1,3	-1	0,6	33	-0,4	3,2	0,7	2,3
2	205 b	andesito	92,4	186	21,8	91,3	16,8	4,85	14,3	2,0	10,1	1,8	5,6	0,78	4,7	0,70	10,5	1,3	-1	0,3	37	-0,4	3,0	0,6	-0,5
3	207	andesito	81,3	165	19,3	79,7	15,1	4,27	12,9	1,9	9,9	1,8	5,7	0,81	5,0	0,75	10,5	1,4	-1	0,3	11	-0,4	3,3	0,7	1,4
4	217	andesito	75,7	152	18,0	76,1	14,7	4,03	12,8	1,9	9,7	1,8	5,7	0,80	4,9	0,73	10,0	1,7	-1	0,4	25	-0,4	2,6	0,5	-0,5
5	218	andesito	81,3	162	18,9	78,3	15,4	4,66	14,0	2,1	10,7	2,0	6,1	0,82	5,0	0,73	9,8	1,3	-1	0,7	41	-0,4	2,4	0,5	-0,5
6	220	andesito	81,0	161	18,7	77,5	14,5	4,04	12,5	1,8	9,3	1,7	5,3	0,72	4,5	0,68	10,4	1,3	-1	1,4	33	-0,4	3,2	0,7	-0,5
7	223	andesito	85,9	175	20,2	82,9	15,6	4,24	13,1	1,9	9,6	1,8	5,5	0,75	4,6	0,67	10,7	1,5	-1	0,5	20	-0,4	3,3	0,6	-0,5
8	225 b	andesito	82,0	158	18,1	74,1	13,8	3,84	11,7	1,7	8,5	1,6	4,9	0,65	4,2	0,60	8,5	1,2	-1	0,8	16	-0,4	2,9	0,5	-0,5
9	227	andesito	91,7	176	20,4	83,8	15,4	4,38	13,5	1,9	9,6	1,8	5,5	0,74	4,7	0,69	10,0	1,4	-1	0,8	20	-0,4	3,0	0,6	-0,5
10	216	riodacito	79,2	144	15,6	56,8	9,5	1,65	7,2	1,1	5,3	1,0	3,5	0,54	3,5	0,54	9,6	1,5	-1	1,1	7	-0,4	15,0	1,7	-0,5
11	230 c	qz-diorito	78,2	152	17,0	67,4	12,8	3,05	10,8	1,7	8,8	1,7	5,2	0,75	4,6	0,71	11,7	1,1	-1	0,3	12	-0,4	4,5	0,9	-0,5
12	230 d	qz-diorito	77,6	150	16,7	66,7	12,6	3,13	10,7	1,7	8,6	1,6	5,1	0,75	4,6	0,72	11,8	1,1	-1	0,3	12	-0,4	4,2	0,9	-0,5

cânica, estando ausentes nos arenitos finos. Os arenitos grossos definem uma gradação com a concentração dos fragmentos líticos vulcânicos, tamanho areia grossa, em níveis. Os fragmentos de rochas vulcânicas são principalmente de andesitos, basaltos e fragmentos de vidro, os quais encontram-se fortemente oxidados, com cores castanho-escuro a avermelhada, muitas vezes com texturas porfirítica e traquítica visíveis e bem preservadas. Os conglomerados polimíticos são maciços, matriz suportados e imaturos, onde os clastos atingem até 10 cm. Os clastos são subarredondados a arredondados, com esfericidade média a baixa, localmente alongados. Composicionalmente constituem-se de granitos, quartzitos, intraclastos de arenitos e siltitos. A contribuição vulcânica é inexpressiva. A matriz constituída de um arenito muito fino a médio, com grau de seleção moderado, é composta por grãos de quartzo e feldspato e uma fração siltico-argilosa.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS

A caracterização geoquímica das vulcânicas encaixantes dos filões/filonetes do DCM baseou-se na análise de elementos maiores e traço de 12 amostras (Tab. 1 e Fig. 2). Estas análises químicas foram realizadas em novembro de 2003 no laboratório Activation Laboratories LTD, Ontario, Canada, seguindo os procedimentos analíticos adotados, conforme códigos 4 LITHO e 4B-INAA, deste laboratório.

A presença de minerais secundários, somada as vênulas de carbonatos e as vesículas preenchidas por clorita e carbonatos, observadas nas amostras de mão, dificultou a interpretação dos resultados das análises químicas. Na tentativa de minimizar os efeitos da carbonatação e cloritização, as amostras foram reduzidas a um tamanho inferior a 1 cm e separou-se, com auxílio da lupa de mão, os fragmentos que apresentavam vênulas e vesículas preenchidas. Contudo, devido às alterações dos minerais essenciais, não foi possível eliminar integralmente os valores de perda ao fogo. Assim, as rochas vulcânicas estudadas mostraram valores relativamente elevados de perda ao fogo (0,81 – 6,77%), principalmente nas unidades basalto-andesíticas, o que implica na mobilidade de elementos químicos da rocha original. Para sanar essa dificuldade os elementos maiores foram recalculados em base anidra para 100%, efetuando-se a classificação e comparação entre essas rochas com outras unidades vulcânicas do ESRG.

Das amostras investigadas, 10 ocupam, no diagrama álcalis total versus sílica (TAS), o campo de traquiandesito basáltico, estando as outras duas posicionadas, respectivamente, nos campos do andesito e do riolito (Fig. 3). Os traqui-andesitos basálticos posicionam-se em sua maioria no campo das rochas alcalinas saturadas em sílica, com relações $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$ e razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} < 2$, que as classificam neste diagrama como shoshonitos. Apenas a amostra 217 apresenta valor de $\text{Na}_2\text{O} - 2$ levemente superior (0,1) ao de K_2O .

Quanto aos elementos traço e terras raras, observou-se que os intervalos de valores dos elementos litófilos de baixo potencial iônico indicam também uma afinidade shoshonítica para as amostras estudadas, como por exemplo: Sr (276 a 918 ppm), Ba (892 a 1950 ppm), Rb (34 a 121 ppm), e os teores relativamente elevados de terras raras leves (La, Ce, Nd). A ausência de anomalia de Eu (ver adiante Fig. 6) e conteúdos relativamente altos de Al_2O_3 (até 15,31 %) corroboram a tendência shoshonítica.

Entretanto, os altos valores de elementos litófilos de elevado potencial iônico como o Zr (335 a 446 ppm), Nb (31 a 34 ppm), Y (42 a 50 ppm), aliados às altas concentrações de TiO_2 (2,02 a 2,64%), P_2O_5 (0,98 a 1,42%) e Fe_2O_3 (10,27 a 13,36%), somadas às razões baixas de Ce_N/Yb_N ($< 10,5$) sugerem uma afinidade moderadamente alcalina sódica para essas rochas. O caráter alcalino destas rochas foi sugerido previamente por Flores (1981).

A amostra classificada como riolito posiciona-se no diagrama TAS (Fig. 3), no campo das rochas alcalinas saturadas em sílica, sendo classificada quimicamente como riolito. Essa rocha mostra relações $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$ e $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} < 2$, que correspondem aos termos mais diferenciados ($\text{SiO}_2 > 63\%$ em peso) da série shoshonítica. Entretanto, da mesma forma que o grupo anterior, os parâmetros geoquímicos a direcionam para a série alcalina sódica saturada em sílica.

Os quartzo-dioritos posicionam-se no diagrama TAS no campo das rochas cálcico-alcalinas alto K, sendo classificados como andesitos. Entretanto, os teores altos de elementos de elevado potencial iônico como o Zr, Nb, Y e os elementos terras raras (ETR), aliados às concentrações de TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 , considerando que as rochas são mais diferenciadas, sugere também uma afinidade moderadamente alcalina sódica.

A afinidade alcalina dos traqui-andesitos basálticos é observada no diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Fig. 4), que relaciona SiO_2 com elemen-

tos traço de baixa mobilidade (Zr e Ti). Essas rochas, juntamente com as amostras de riolito e quartzodioritos, lançadas no diagrama Zr x TiO₂ de Pearce (1980) (Fig. 5), localizam-se no campo das vulcânicas intra-placas. A presença de zircões herdados nessas rochas, no entanto, indica que o uso de diagramas que utilizam Zr deve ser feito com cautela.

Em nove amostras de andesito o padrão de distribuição dos ETR, segundo curvas paralelas, (n^{es} 1 - 9 na Tab. 2 e Fig. 6) indica que eles são cogenéticos. O grau de fracionamento dos ETR dessas rochas, expresso pelas razões $(La/Lu)_N$ variáveis entre 10,7 - 14,14, corresponde ao intervalo dos andesitos continentais (1,5 - 21,5) de Henderson (1984), servindo para diferenciá-los dos andesitos oceânicos (1,0 - 8,6). Da mesma forma o ΣTR variável entre 379 - 453 ppm aponta para um intervalo mais elevado que a dos andesitos continentais (67 - 341 ppm), destacando-se ainda dos andesitos oceânicos (25 - 178 ppm).

Os padrões de distribuição dos ETR para as duas amostras de quartzo-diorito e para a de riolacito indicam um padrão de fracionamento distinto. Essa diferença é refletida pelas razões $(La/Sm)_N$ maiores para o riolacito (5,2) e quartzo-dioritos (3,9) quando comparadas aos andesitos (3,3 - 3,7). Da mesma forma, essas três amostras possuem leves anomalias negativas de Eu, ausentes nos andesitos. Entretanto, as razões $(La/Lu)_N$ apresentam sobreposições entre os valores encontrados nos andesitos (10,7 - 14,4) e nos quartzo-dioritos (11,2 - 11,4), ambas contrastantes com a razão do riolacito (15,3). Estas razões podem representar magmas com características e origens distintas para os três tipos de rocha, conforme a interpretação estratigráfica.

Portanto, a composição química em rocha total das vulcânicas (maiores e traços, incluindo ETR) indica uma afinidade alcalina para o vulcanismo relacionado à Formação Hilário na região do Cerro dos Martins. Os dados geoquímicos das doze amostras estudadas, plotados nos diferentes diagramas (Winchester e Floyd, 1977; Pearce, 1982 e Evensen *et al.*, 1978), comparados com os dados de Wildner *et al.*, (1999) e Sommer *et al.*, (inédito) para os mesmos diagramas dos basaltos alto Ti-P, do Platô Taquarembó, e das lavas e diques básicos alto-Ti, do Platô da Ramada respectivamente, apresentam posicionamento semelhantes. Esses autores atribuem às rochas dos platôs discutidos como pertencentes ao Alogrupo Acampamento Velho (Paim *et al.*, 2000). Isto pode indicar que as três associações de rochas possuem o mesmo posicionamento estratigráfico. Entretanto, como vere-

mos adiante, geocronologicamente apenas as amostras de quartzo-diorito da região do Cêro dos Martins têm idade similar à da unidade Acampamento Velho.

GEOCRONOLOGIA

As determinações geocronológicas pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão foram efetuadas em quatro amostras de rochas vulcânicas e numa de rocha hipabissal. Três dessas quatro amostras foram coletadas em afloramentos na área do DCM, enquanto que a outra foi coletada no leito do

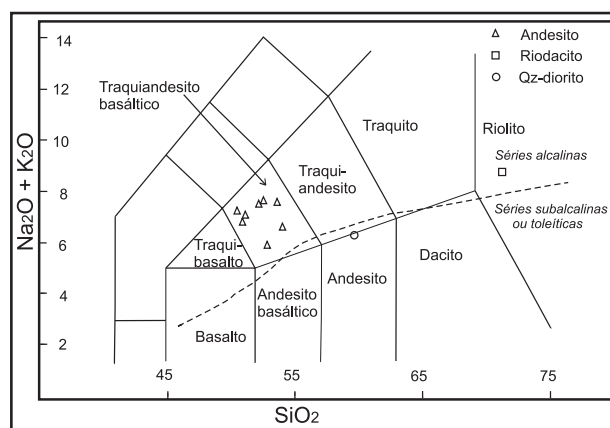


Figura 3 - Diagrama TAS (álcalis total versus sílica) segundo Le Bas *et al.* (1986), com a classificação das amostras de rochas vulcânicas e hipabissais analisadas da área do Depósito Cerro dos Martins. Os dados em porcentagem em peso foram recalculados para 100% em base anidra. A linha tracejada separa campo alcalino do subalcalino (Kuno, 1966). Símbolos: triângulos = vulcânicas intermediárias a básicas (nove amostras com numeração entre 204 e 227, Tab. 1); quadrado = vulcânica ácida (amostra 216, Tab. 1); círculos = hipabissais intermediárias a básicas (amostras 230c e 230d, Tab. 1).

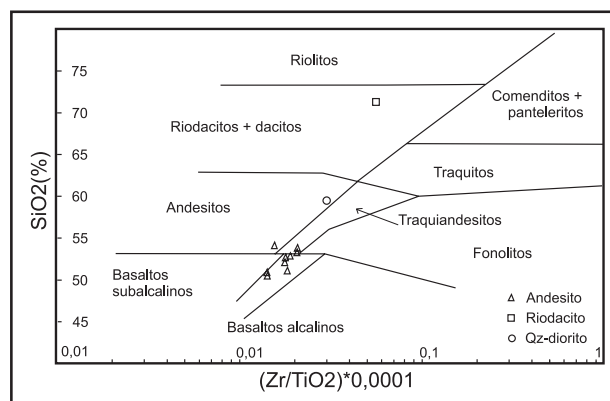


Figura 4 - Diagrama de classificação sílica versus elementos incompatíveis das amostras analisadas da área do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, segundo Winchester e Floyd (1977). Os símbolos utilizados são os mesmos da figura 3.

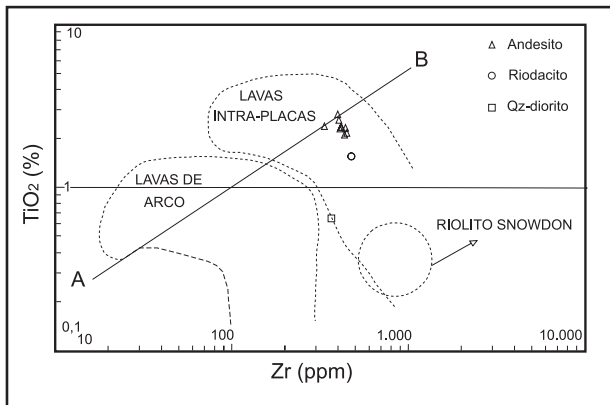


Figura 5 - Diagrama Zr (ppm) versus TiO_2 (peso %) mostrando campos de lavas de arco e intra-placas segundo Pearce (1982). A linha A-B separa rochas básicas das rochas intermediárias e ácidas. As rochas básicas posicionam-se acima da linha.

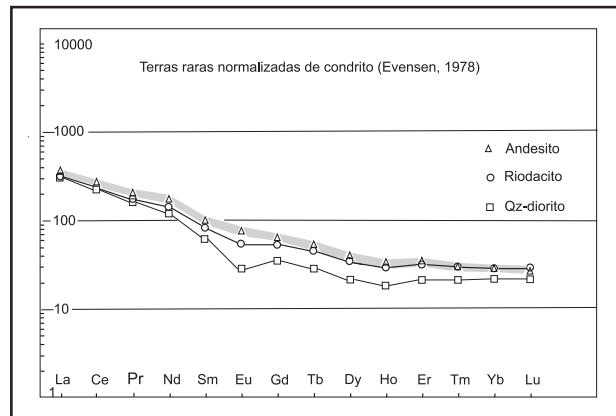


Figura 6 - Padrão de terras raras normalizadas ao condrito para as rochas vulcânicas e hipabissais da área do Depósito Cerro dos Martins. Os símbolos utilizados são os mesmos da figura 3. As nove amostras de lavas intermediárias a ácidas, representadas por triângulos, mostram padrão similar e estão limitadas pela faixa de cor cinza.

Arroio Mudador, situado ao sudoeste da área do DCM, (Fig. 1). Essa amostra, classificada como metabasalto, da fácies xisto verde inferior, ocorre associada aos mármores aflorantes na região do Mudador, cujos carbonatos foram analisados para C e O. Essas litologias, da Suíte Metamórfica Vacacaí, foram analisadas para comparação pois pertencem ao embasamento da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do minério do DCM.

A datação de monocristais de zircão por evaporação de (Pb Kober, 1987) foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) utilizando o espectrômetro de massa de ionização termal Finnigan MAT 262. Os cristais de zircão foram separados seguindo a metodologia tradicional de concentração de minerais pesados, a partir da amostra pulverizada. Os cristais selecionados para análise isotópica, com o auxílio de uma lupa binocular, são aprisionados em um filamento de rênio com o formato de uma canoa (filamento de evaporação), e introduzido no espectrômetro de massa. Este filamento é aquecido em três etapas distintas de evaporação, normalmente nas temperaturas de 1450, 1500 e 1550°C. A cada etapa de evaporação, ou aquecimento, com duração máxima de 5 minutos, o Pb evaporado do zircão se deposita em um filamento de rênio (filamento de ionização) colocado em frente ao filamento de evaporação. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o de ionização é aquecido, até temperaturas em torno de 1050°C, para ionização e análise isotópica do Pb. Os dados isotópicos são adquiridos no modo dinâmico

utilizando o contador de ions do aparelho. A intensidade das diferentes massas de Pb são medidas na sequência de massa 206, 207, 208, 206, 207, 204, ao longo de 5 varreduras, definindo um bloco de dados com nove razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Valores discrepantes são eliminados através do teste de Dixon. Correção de Pb comum é feita utilizando o modelo de evolução do Pb em dois estágio de Stacey & Kramers (1975). No entanto, apenas os blocos com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ abaixo de 0,0004 são utilizados para o cálculo da idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do bloco. Em cada etapa de aquecimento são coletados até 5 blocos de dados e determinado o valor médio das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas nos diferentes blocos, para o cálculo da idade da respectiva etapa. A idade obtida na etapa de mais alta temperatura de evaporação é interpretada como a idade mínima do cristal. No entanto, caso as idades de duas ou mais etapas de aquecimento se superponham nos limites dos erros analíticos, é calculada uma idade média para o cristal.

Os grãos de zircão da amostra de metabasalto são prismáticos, pouco ou moderadamente arredondados, transparentes e translúcidos, de cor marrom claro e quebrados (Fig. 7). Foram analisados 11 cristais, sendo sete selecionados e utilizados no cálculo da idade da amostra; quatro grãos foram eliminados por fornecerem poucos blocos ou elevado valor do Pb comum. Os sete zircões utilizados, identificados com os n°s 2, 3, 5, 7, 10, 13 e 14 podem ser observados na figura 8 e indicam uma idade média de 1529 ± 9 Ma (USD = 5,0) que, embora presente

Tabela 2 - Dados da composição isotópica do C e O das calcitas do minério da área do Depósito Cerro dos Martins e de outras ocorrências minerais do Escudo Sul-rio-grandense. As análises da composição isotópica de Sr são oriundas das calcitas do minério do Depósito Cerro dos Martins. Análises efetuadas pelo Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), Belém, Pará.

Grupo	Proveniência	Nº Amostra	Tipo de amostra	Mineral	Rocha Encaixante	Unidade Estratigráfica	$\delta^{13}C_PDB$	$\delta^{18}O_PDB$	$\delta^{18}O_SMOW$	87Sr / 86Sr	Erro (1 sigma)
A	Mudador	121d (F)	Afloramento	Calcita	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai	-1,90	-6,65	23,15	na	na
A	Mudador	121C	Afloramento	Calcita* (Mg-Fe)	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai	-1,37	-8,77	20,97	na	na
A	Mudador	121A	Afloramento	Calcita em mármore	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai	0,02	-19,87	9,52	na	na
A	Mudador	121A.1 (F)	Afloramento	Calcita	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai	0,17	-19,85	9,55	na	na
A	Mudador	121A.2 (F)	Afloramento	Calcita*	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai	0,28	-18,43	11,01	na	na
B	Volta Grande	86 (F)	Afloramento	Calcita	Basalto brechado	Formação Hilário	-8,43	-34,30	-5,35	na	na
B	Volta Grande	146B (F)	Afloramento	Calcita	Andesito hidrotermalissado	Formação Hilário	-8,40	-30,44	-1,37	na	na
B	Vauthier	84A (F)	Afloramento	Calcita	Granito hidrotermalissado	Suíte subvulcânica Vauthier	-7,68	-19,63	9,77	na	na
B	Volta Grande	145A (F)	Afloramento	Calcita*	Andesito	Formação Hilário	-6,52	-15,52	14,01	na	na
B	Vauthier	84C (F)	Afloramento	Calcita	Quartzo latito	Suíte subvulcânica Vauthier	-6,30	-24,65	4,60	na	na
B	Picada Grande	46B (F)	Afloramento	Calcita	Andesito brechado	Formação Hilário	-5,15	-16,17	13,34	na	na
B	Volta Grande	146A (F)	Afloramento	Calcita	Andesito brechado	Formação Hilário	-4,864	-18,210	11,24	na	na
B	Picada Grande	46A (F)	Afloramento	Calcita	Andesito brechado	Formação Hilário	-4,86	-18,21	11,24	na	na
B	Mina Aurora	148B (F)	Afloramento	Calcita	Granito hidrotermalissado	Granito Lavras do Sul	-4,80	-13,37	16,23	na	na
B	Mudador	41B (F)	Afloramento	Calcita	Andesito	Formação Hilário	-4,60	-17,95	11,50	na	na
C	Cerro das Ovelhas	161 (F)	Furo CO-77-02 aos 94,10 m	Calcita	Veio brechado	Formação Hilário	-5,24	-17,84	11,62	na	na
C	Cerro das Ovelhas	159 (F)	Furo CO-77-02 aos 134,00 m	Calcita*	Anfibolito	Suíte Metamórfia Vacacai	-5,11	-19,16	10,26	na	na
C	Cerro das Ovelhas	160 (F)	Furo CO-77-02 aos 114 m	Calcita*	Mármore	Suíte Metamórfia Vacacai	-4,83	-18,29	11,16	na	na
C	Cerro das Ovelhas	170 (F)	Furo CO-77-02 aos 60,00 m	Calcita	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário	-3,90	-15,40	14,13	na	na
D	Cerro dos Martins	157 (F)	Furo CM-77-06 aos 36,15 m	Calcita	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário	-4,45	-13,66	15,92	na	na
D	Cerro dos Martins	164 (D)	Furo CM-12-65/77 aos 177,80 m	Calcita*	Brecha de falha	Formação Hilário	-3,83	-17,10	12,38	0,707321	0,000090

Tabela 2 - continuação

Grupo	Proveniência	Nº Amostra	Tipo de amostra	Mineral	Rocha Encaixante	Unidade Estratigráfica	δ ¹³ C_PDB	δ ¹⁸ O_PDB	δ ¹⁸ O_SMOW	87Sr / 86Sr	Erro (1 sigma)
D	Ciocari	09 (F)	Afloramento	Calcita*	Mármore	Suite Metamórfica Vacacai	-3,00	-16,10	13,41	na	na
D	Cerro dos Martins	150 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 313,10 m	Calcita	Siltito brechado	Formação Hilário	-2,92	-14,22	15,35	na	na
D	Ocoirância Carajá	60B (F)	Afloramento	Calcita	Olivina minete	Formação Hilário	-2,89	-9,10	20,63	na	na
D	Cerro dos Martins	168 (D)	Furo CM-12-65/77 aos 75,00 m	Calcita*	Arenito fino	Formação Hilário	-2,89	-14,26	15,31	na	na
D	Cerro dos Martins	155 (F)	Furo CM-77-11 aos 155,55 m	Calcita*	Andesito	Formação Hilário	-2,87	-14,86	14,69	0,706842	0,000038
D	Mina Uruguai	81A (F)	Afloramento	Calcita	Siltito	Formação Hilário	-2,47	-12,99	16,62	na	na
D	Cerro dos Martins	169 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 78,00 m	Calcita	Filonetes de quartzo e sulfetos	Formação Hilário	-2,45	-13,52	16,08	na	na
D	Cerro dos Martins	171 (F)	Furo CM-04-64 aos 62,00 m	Calcita	Arenito brechado	Formação Hilário	-2,45	-17,37	12,10	0,707878	0,000039
D	Cerro dos Martins	152 (F)	Furo CM-77-11 aos 258,00 m	Calcita*	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário	-2,25	-13,10	16,50	na	na
D	Cerro dos Martins	158 (F)	Furo CM-77-11 aos 16,40 m	Calcita	Granófito	Formação Hilário	-2,21	-11,84	17,81	na	na
D	Cerro dos Martins	172 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 313,00 m	Calcita	Siltito brechado	Formação Hilário	-2,20	-10,72	18,96	na	na
D	Cerro dos Martins	167.2 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 73,60 m	Calcita	Arcóseo	Formação Hilário	-2,10	-15,27	14,27	0,708541	0,000070
D	Cerro dos Martins	167.1 (F)	Furo CM-12-65/77 aos 73,60 m	Calcita*	Arcóseo	Formação Hilário	-2,07	-11,85	17,79	na	na
D	Cerro dos Martins	154 (F)	Furo CM-77-11 aos 156,50 m	Calcita	Andesito brechado	Formação Hilário	-2,05	-13,50	16,09	0,708788	0,000088
D	Cerro dos Martins	151 (F)	Furo CM-04-64 aos 56,80 m	Calcita	Litarenito	Formação Hilário	-2,04	-16,00	13,52	0,708768	0,000046
D	Cerro dos Martins	34 (F)	Afloramento	Calcita	Siltito/conglomerado brechados	Formação Hilário	-2,00	-7,58	22,20	0,707662	0,000076
D	Cerro dos Martins	156 (F)	Furo CM-77-06 aos 37,75 m	Calcita	Siltito/arenito brechados	Formação Hilário	-1,93	-12,75	16,87	0,707500	0,000034
D	Cerro dos Martins	153 (D)	Furo CM-77-11 aos 157,60 m	Calcita	Conglomerado brechado	Formação Hilário	-1,90	-11,82	17,83	0,708192	0,000040

Calcita : identificada em lâmina petrográfica e testada com HCl diluído
 Calcita* : confirmada no Microscópio Eletrônico de Varredura - Centro de Microscopia Eletrônica - UFRGS
 F : Filão / Filonete
 D : Disseminada
 na : não analisada

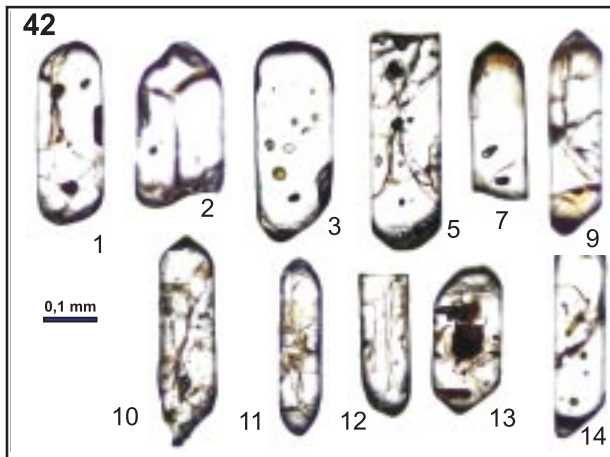


Figura 7 - Zircões analisados provenientes da amostra de rocha metavulcânica (n° 42) coletada no leito do Arroio Mudador (Fig. 1), pertencentes à Suíte Metamórfica Vacacaí, representando parte do embasamento da seqüência vulcano-sedimentar da área do Depósito Cerro dos Martins.

alto valor para USD (raiz quadrada do MSWD), mostra coerência no conjunto.

O valor de 1529 ± 9 Ma representa a idade mais antiga possível para as rochas metavulcânicas do Arroio Mudador, da Suíte Metamórfica Vacacaí. Idade semelhante foi encontrada num grão de zircão (1538 ± 7 Ma; U-Pb SHRIMP) do Gnaiss Arroio dos Ratos na região de Encruzilhada do Sul (Silva *et al.*, 1999). Contudo, os grãos de zircões analisados, apesar de serem prismáticos, apresentam desgaste nas extremidades indicando arredondamento devido sua passagem pelo ciclo sedimentar. Assim, os zircões dos metabasaltos são herdados e provenientes do embasamento mais antigo, tendo sido incorporados no magma básico durante a sua ascensão, possivelmente no Neoproterozóico. Alternativamente, o arredondamento dos zircões poderia ter sido ocasionado pela dissolução de suas extremidades pelo magma básico (Watson, 1996) e, desta forma, a idade de 1,5 Ga representaria a idade de cristalização do basalto.

O posicionamento estratigráfico das rochas vulcânicas encaixantes do DCM possui diversas interpretações. Robertson (1966) as considerou como pertencentes à Formação Santa Bárbara, enquanto Ribeiro *et al.* (1966) as posicionaram no Membro Hilário, da Formação Crespos. Porcher e Lopes (2000) incluíram esta unidade na Formação Hilário, do Grupo Bom Jardim. Na tentativa de estabelecer o posicionamento estratigráfico dessas rochas, foram separados zircões da amostra de rocha 213b, classificada na petrografia como andesito. Os

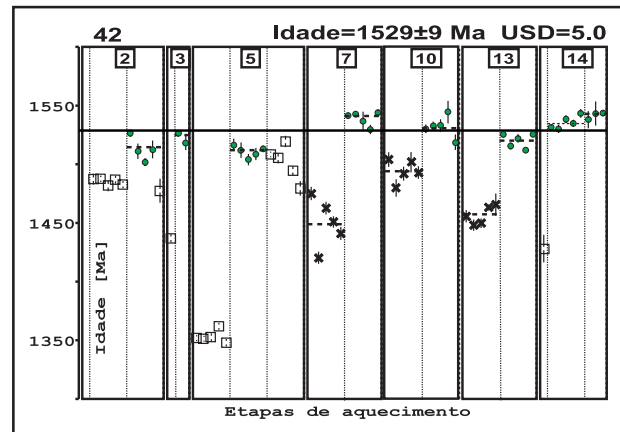


Figura 8 - Diagrama relacionando a idade dos zircões da amostra de metavulcânica estudada (n° 42) com as etapas de aquecimento. Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; x = bloco descartado devido a razão de Pb^{204}/Pb^{206} ser maior que 0.0004; quadrado = bloco descartado porque a idade fornecida nesta temperatura é maior que a idade obtida na etapa de temperatura subsequente.

zircões desta amostra são muito pequenos, prismáticos, translúcidos, transparentes e, na sua maioria, quebrados pela metade, contendo inclusões (Fig 9). Estes zircões liberaram pouco Pb e dificultaram a análise durante a etapa de evaporação. Dois grãos (3 e 9) foram analisados na etapa de ionização. Os 4 grãos usados para o cálculo da idade média (Fig. 10), apesar do pequeno número de blocos, indicam um valor de 1538 ± 6 Ma, muito próximo do resultado obtido nos zircões da amostra 42 do Arroio Mudador. Esta idade, na região do DCM, também é interpretada como derivada de zircões herdados do embasamento Mesoproterozóico. Assim, a idade em torno de 1535 Ma, juntamente com a forma prismática dos zircões, sugerem a ocorrência de um evento magmático durante o Mesoproterozóico no ESRG.

A morfologia dos grãos de zircão da amostra 213b, observados na figura 9, destaca o desgaste dos mesmos durante o ciclo sedimentar e sua interpretação como grãos herdados, não sendo possível à determinação da idade do vulcanismo da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM. Portanto, estas rochas foram consideradas como pertencentes à Formação Hilário, de acordo com a proposição de Porcher e Lopes (2000), em que pese sua afinidade moderadamente alcalina, à semelhança da Formação Acampamento Velho.

A amostra 216, classificada como riodacito, ocorre de forma restrita ao longo de uma falha com direção nordeste (Fig. 2) sendo posicionada na estratigrafia como Formação Acampamento Velho. Os grãos de zircões obtidos são muito pequenos, transparentes e translúcidos, prismáticos e fraturados, contendo

algumas inclusões (Fig. 11). Em 13 tentativas de análise apenas duas obtiveram sucesso, mesmo juntando vários grãos em uma análise. O grão de nº 10 resultou em uma idade de 2.262 ± 5 Ma (a 1500°C) que é interpretada como representante de grãos herdados, possivelmente do Gnaiss Encantadas aflorante no embasamento adjacente, a leste. Por outro lado, o conjunto de 4 grãos de zircão referente à análise de nº 12 (Fig. 11) forneceu apenas um bloco de resultados com Pb comum acima do admitido, indicando a idade de 525 ± 128 Ma. Esta última idade apresenta elevado erro não permitindo um posicionamento estratigráfico preciso para esta unidade.

A amostra 230d classificada como quartzodiorito aflora como um corpo alongado na direção noroeste e é intrusiva nas rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes do DCM tendo sido mapeada por Santos *et al.* (1978) e posicionada na Formação Acampamento Velho. Esta rocha apresenta os grãos de zircões predominantemente prismáticos, transparentes a translúcidos, castanho claro, apresentando fraturas, quebramentos nas bordas e algumas inclusões (Fig. 12). Treze grãos foram analisados, sendo que apenas um cristal não forneceu resultados satisfatórios. De um modo geral, o Pb comum foi alto para os zircões desta amostra. Usando o corte adotado na rotina do laboratório ($204/206 > 0,0004$), restaram os grãos 2, 6 e 12, indicando uma idade média de 550 ± 5 Ma com $\text{USD} = 1,4$ (Fig. 13). Esta idade confirma a posição estratigráfica desta rocha na Formação Acampamento Velho e fornece uma idade mínima para as rochas vulcano-sedimentares encaixantes do DCM. Idades semelhantes foram obtidas para a Formação Acampamento Velho: 546 ± 13 Ma para os riolitos da região do Cerro do Bugiu pelo método Rb-Sr (Almeida *et al.*, 1996) e de 549 ± 5 Ma para amostra de riolito, hipabissal do Platô da Ramada, pelo método U-Pb em zircão via SHRIMP (Sommer *et al.*, inédito).

MINERALIZAÇÃO E CRONOLOGIA DE DEPOSIÇÃO

O depósito possui dois estilos de mineralização: um filoniano, formado por um conjunto de veios que preenchem fraturas de direção NW e o outro estratiforme, consistindo de disseminações nos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim.

Os filões atravessam as rochas sedimentares e continuam em parte nos andesitos (Leinz e Barbosa,

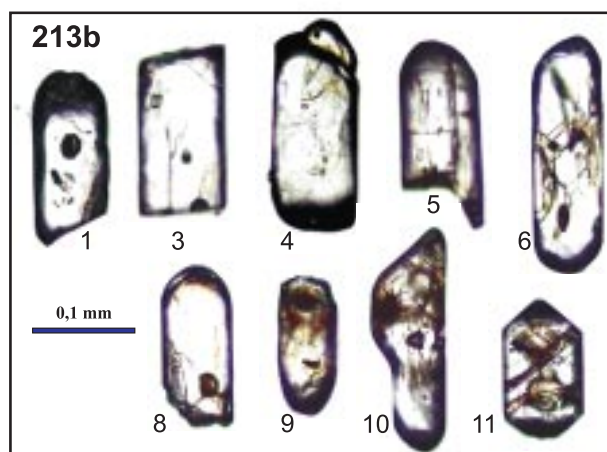


Figura 9 - Zircões analisados provenientes de amostra de andesito (nº 213) coletada na Formação Hilário, encaixante do minério do Depósito Cerro dos Martins.

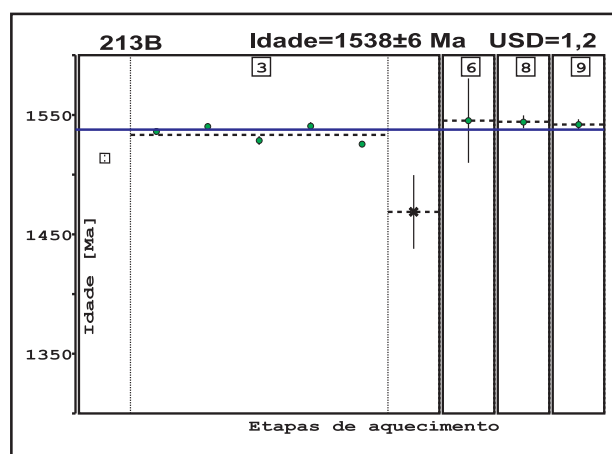


Figura 10 - Diagrama relacionando a idade dos zircões do andesito estudado (nº 213) com etapas de aquecimento. Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; x = bloco descartado devido a razão de $\text{Pb}^{204}/\text{Pb}^{206}$ ser maior que 0.0004; quadrado = bloco descartado porque a idade fornecida nesta temperatura é maior que a idade obtida na etapa de temperatura subsequente.

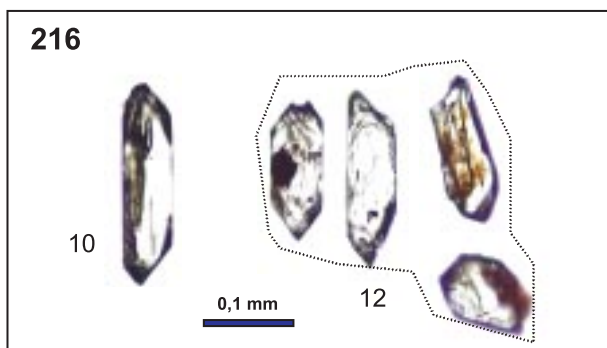


Figura 11 - Zircões analisados provenientes da amostra de rioladito (nº 216) da Formação Acampamento Velho, coletada na área do Depósito Cerro dos Martins. Os zircões agrupados sob o número 12 foram analisados conjuntamente devido ao pequeno tamanho.

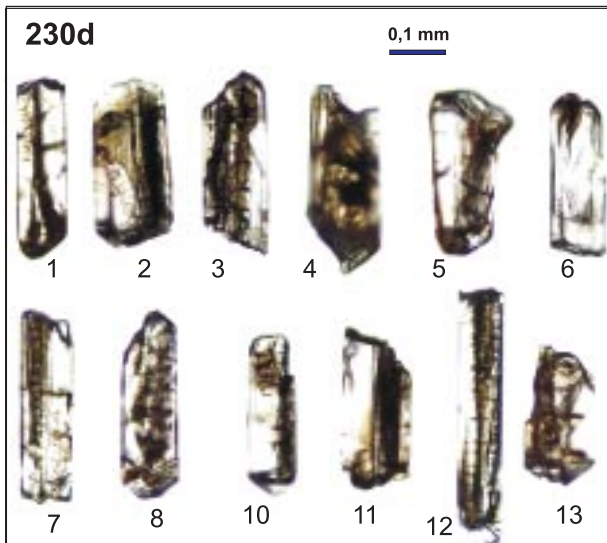


Figura 12 - Zircões provenientes da amostra de quartzo-diorito (nº 230) da Formação Acampamento Velho coletada na área do Depósito Cerro dos Martins.

1941). Esses são formados de brechas tectônicas, silicificadas com preenchimento de barita e sulfetos. Alinham-se segundo uma direção preferencial N40° - 60°W com mergulhos dominantes para SW. A grande maioria dos filões apresenta baixos teores, pequenas possanças e reduzida continuidade em superfície, acunhando-se após poucos metros ou mesmo centímetros de extensão. Dois filões de brecha silicificada com calcosina foram estudados por Eckert e Fabrício (1970). Um dos filões, corresponde à ocorrência de Cu₂ (Fig. 2) com mais de 400 m de extensão, possança de até 10 m, encaixado em falha inversa N40°W; 60°W e profundidade de 100 m determinada em sondagem (Fig. 14A e B). O outro filão, corresponde à ocorrência Cu₃, com 170 m de extensão e possança média de 3,5 m, com atitude N60°W; 70°NE e 155 m de profundidade. Trabalhos posteriores indicam que os filões alcançam até 200 m de profundidade (CBC, 1978).

Os minerais do minério filoniano são: calcosina e bornita com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas. Digenita, covelita, malaquita, cuprita e azurita ocorrem como minério secundário em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita. Os teores de Ag alcançam até 70 ppm nas amostras deste minério (CBC, 1978). As texturas dos minerais de minério mostram que os sulfetos de Cu ocorrem nas fases principal e tardia na seqüência deposicional, indicando enriquecimento de cobre nos estágio finais de deposição do fluido mineralizador .

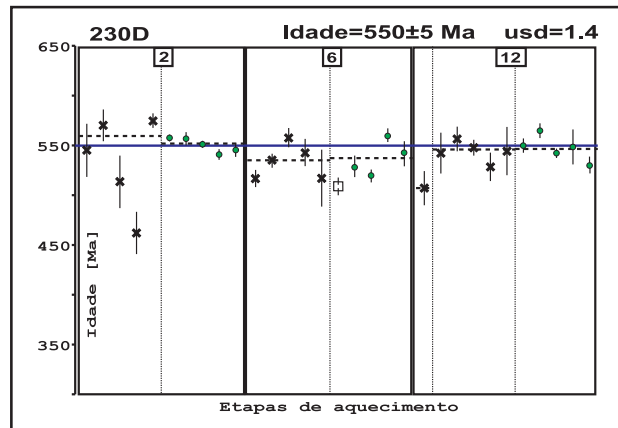


Figura 13 - Diagrama relacionando a idade dos zircões do quartzo-diorito (nº 230) com as etapas de aquecimento. Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; x = bloco descartado devido a razão Pb²⁰⁴/Pb²⁰⁶ ser maior que 0.0004; quadrado = bloco descartado porque a idade fornecida nesta temperatura é maior que a idade obtida na etapa de temperatura subsequente.

O minério estratiforme constitui-se de duas camadas com minério de Cu e Ag com espessuras que alcançam entre 3 a 5 m, variando lateralmente ao longo de 700 m e desaparecendo para norte (Chaban *et al.*, 1978). Estas corréncias foram interpretadas, pelos últimos autores, como Cu de origem sedimentar do tipo *red beds* não associada a falha. O minério apresenta-se como pontuações finas ou leitos finos de calcosina e bornita, paralelas ao acamamento de siltitos e arenitos finos de cor escura, sempre carbonáticos nas faixas com minerais de minério mais abundante. A calcita substitui a matriz de argila e sericita. Calcopirita, neodigenita, covelita e pirita ocorrem de maneira subordinada. Estes horizontes mineralizados, são recortados por fraturamentos, por vezes densos, com deslocamentos centimétricos. Os minerais de minério não são homogeneamente distribuídos, mostrando alternância com faixas estéreis. Os minerais de alteração supergênica são a malaquita e, secundariamente, a azurita, que ocorrem permeando as fraturas e planos de aleitamento.

A ordem de deposição das fases minerais foi determinada neste trabalho através de estudos petrográficos das amostras de filões e veios mineralizados, incluindo a ganga. Os primeiros minerais depositados são a pirita seguida da calcopirita (Figs. 15 e 16). As relações texturais indicam ainda a contemporaneidade entre a calcopirita e bornita, associados ou não com a galena (Fig. 16H) ou esfalerita. A galena, de ocorrência subordinada, pode ser simultânea a bornita e a calcopirita, depositando-se até o

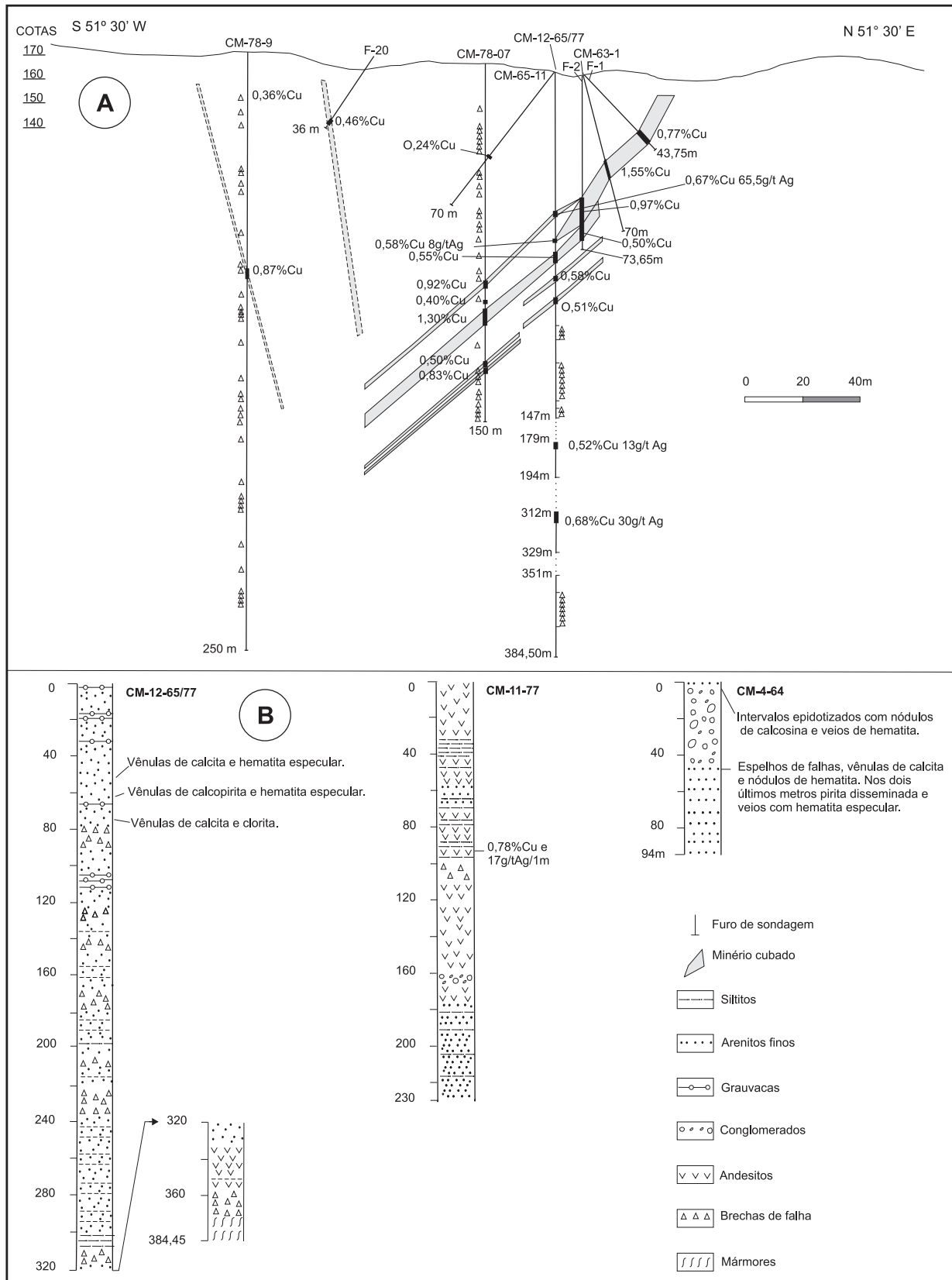


Figura 14 - A: Perfil transversal à ocorrência Cu_2 baseado em furos de sondagem, tendo como referência o furo CM-12-65/77 mostrado na figura 2. Observa-se a morfologia e teores de Cu e Ag do minério cubado. B: Perfis descritivos simplificados de furos de sondagem selecionados da ocorrência Cu_2 . Observa-se a intercalação das rochas vulcano-sedimentares e interseções com minério (modificado de CBC, 1978).

ORDEM DE DEPOSIÇÃO				
MINERAIS	PRECOCE	PRINCIPAL	TARDIO	SUPERGÊNICO
Pirita	—————	—————		
Calcopirita	- - -	—————	---	
Bornita			-----	
Calcosina		- - -	-----	
Galena			-----	
Esfalerita			-----	
Hematita		- - -	-----	
Quartzo	—————			
Calcita	—————			
Barita		- - -	-----	
Malaquita				-----
Azurita				-----
Covelita				-----
Cuprita				-----
Digenita				-----

Figura 15 - Cronologia de deposição do minério e ganga do Depósito Cerro dos Martins. Os sulfetos de baixa sulfetação dominam nos estágios tardios de deposição.

estágio tardio. A calcosina é o sulfeto mais tardio na ordem de deposição, aparecendo no final do estágio principal, ocorrendo nas bordas dos outros sulfetos ou associado com a barita. Associações de sulfetos com zonação concêntrica, iniciam com pirita, passando a calcopirita e bornita e finalizando circundados por calcosina ou galena (Fig. 16F e G). Esta ordem de deposição indica enriquecimento de Cu e empobrecimento de S e Fe dos fluidos com a evolução da deposição ao longo do tempo.

O carbonato dominante é a calcita, identificada em estudos de microscópio eletrônico de varredura. A calcita precipita precocemente, antes dos sulfetos, continuando durante a etapa principal e prolongando-se até a fase tardia. A calcita precoce ocorre nas paredes dos veios (Fig. 16E) e como inclusão na calcopirita, enquanto que a calcita tardia corta os sulfetos. O quartzo mostra comportamento similar ao da calcita na cronologia de formação, depositando-se juntamente com a calcita nas paredes dos veios, ocorrendo como inclusão na calcopirita e raramente cortando os sulfetos (Fig. 16D-E).

A barita inicia sua deposição no final da fase principal, acompanhando os estágios finais da calcopirita e contemporânea a calcosina (Fig. 16D), e segue pelos estágios tardios do quartzo e calcita. A hematita precipita após a calcopirita, contemporaneamente à fase tardia da galena (Fig. 16G), indicando oxidação dos fluidos nas fases tardias de deposição do minério.

INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo de inclusões fluidas foi realizado utilizando-se um microscópio *Leitz Laborlux 12 pol*, com aumento de até 1.250X, com sistema de

microtermometria *Rehaix-Meca* montado sobre a platina do microscópio.

Foram analisados cristais milimétricos de quartzo piramidado, encontrados na parede de veio (< 0,5 cm) contendo sulfetos e subordinadamente barita depositada em sua porção mais central. Neste mineral foram identificadas inclusões fluidas bifásicas aquosas, com tamanho variando entre >1 e 10mm (média de 4,8 mm) e grau de preenchimento pouco variável ($F = 0,9$), apresentando morfologias tubulares, cúbicas e oblatas. Essas inclusões são de natureza primária, distribuindo-se em planos de crescimento do mineral, perpendiculares ao eixo c. Ocorrem ainda, com menor frequência, inclusões com morfologias amebóides e vermiformes.

Verificou-se, ainda, a presença de algumas inclusões monofásicas gasosas, porém o tamanho diminuto das mesmas não permitiu sua definição, ou seja, se pertencem a um grupo distinto, ou se são resultados de vazamento. Em função do pequeno tamanho das inclusões não foram realizadas análises por crioscopia, para a estimativa da salinidade equivalente do fluido, devido à dificuldade de observar as mudanças de fase (fusão do gelo).

Nos ensaios por aquecimento verificou-se a predominância (constância) da homogeneização do fluido no estado líquido ($L+V \rightarrow L$). As temperaturas de homogeneização total (Th), em 45 medidas, variaram entre 157,1 e 273,0° C com média de 213,7° C e mediana de 214,9° C (Fig. 17).

Os valores de Th não podem ser utilizados diretamente como temperatura de formação do mineral, sendo requerida para isso a correção, devido aos efeitos da pressão (Roedder, 1984). Entretanto, em depósitos relativamente rasos esses valores de correção são pouco significativos. Desta forma, a temperatura de 215°C, correspondente à mediana, foi utilizada como valor de referência para a deposição do minério. A ausência de sais de saturação nas inclusões, embora não tenham sido realizadas medidas de fusão do gelo, é indicativa de que o fluido continha salinidade moderada a baixa. Novas medidas de temperatura de homogeneização são necessárias para complementar o intervalo de temperatura de deposição.

As 5 leituras de medidas de Th obtidas de inclusões fluidas com 3mm de tamanho em barita, registraram 115,2°; 121,4°; 124,1°; 124,1°; e 125,4° C. Esses valores mais baixos indicam que a barita amostrada de veios do minério é dos estágios finais do processo hidrotermal, o que está de acordo com as observações petrográficas, discutidas na seção Mineralização e Cronologia da Deposição.

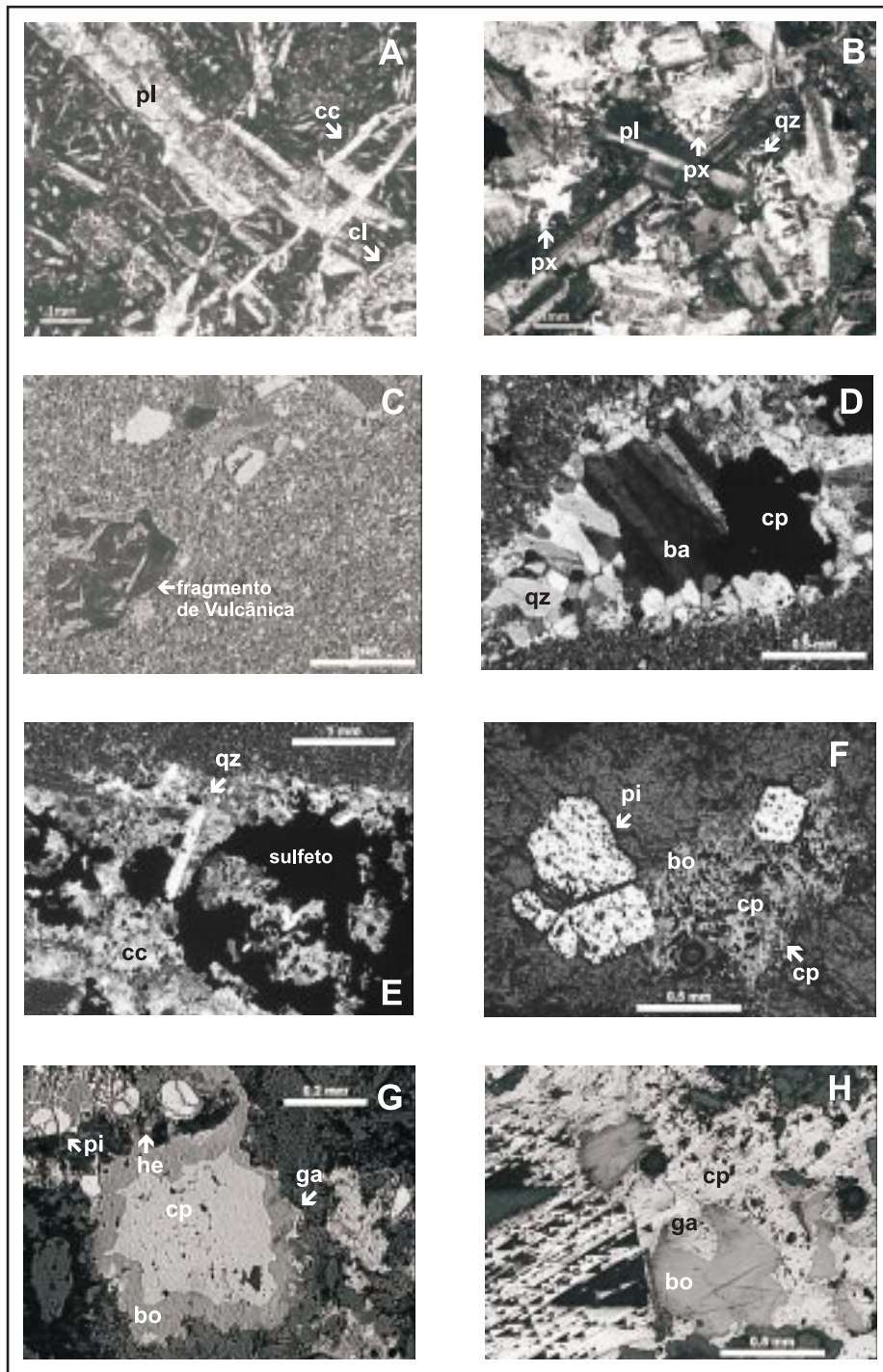


Figura 16 – Fotomicrografias das rochas encaixantes e do minério do Depósito Cerro dos Martins: A. Andesito com textura seriada contendo fenocristais de plagioclásios (pl) deslocados por falhas, em matriz de cristais finos e cristálitos de plagioclásios. Cavidades com clorita (cl), quartzo microcristalino e calcita (cc). Ocorrem também vênulas com calcita, quartzo microcristalino e opacos. LP. Amostra 154. B. Quartzodiorito com textura intergranular, mostrando augita (px) e hornblenda alojadas nos interstícios de prismas de plagioclásio. Os fenocristais de plagioclásio suportam crescimentos granofíricos (qz). LP. Amostra 230. C. Litarenito fino com estratificação marcada pela concentração de fragmentos, predominantemente vulcânicos, com tamanho areia grossa. LP. Amostra 231. D. Veio de minério cortando siltito, preenchido das bordas para o centro, por quartzo (qz), barita (ba) e calcopirita (cp). Técnica de LP. Amostra 34. E. Siltito com fratura preenchida por veios mostrando zonação mineralógica das bordas para o centro, iniciando com calcita, quartzo prismático e finalizando com sulfeto (ver fotomicrografia H). LP. Amostra 150. F. Conglomerado polimítico com sulfetos disseminados: pirita (pi), calcopirita (cp), bornita (bo) e calcosina (cln). Luz refletida. Amostra 233. G. Arenito brechado com sulfetos disseminados identificados por Microscopia Eletrônica: pirita (pi), calcopirita (cl), bornita (bo), galena (ga) e hematita (he). Luz refletida. Amostra 168. H. Detalhe dos sulfetos que preenchem as fraturas do siltito mostrado na fotomicrografia E. Observa-se bornita cercada por calcopirita e galena. Luz refletida. Amostra 150.

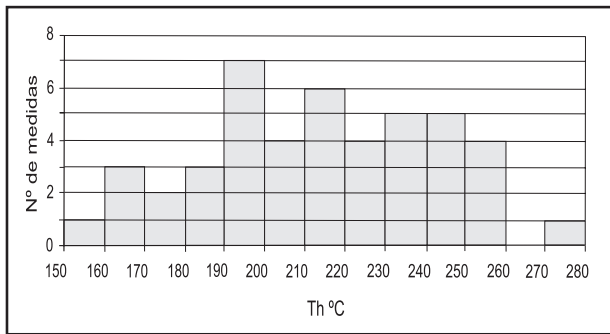


Figura 17 - Histograma de frequências das temperaturas de homogeneização (n=45) das inclusões fluidas bifásicas aquosas em quartzo microcristalino (n=1; 168 °C) e em cristais milimétricos de quartzo piramidado (n=44).

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Os isótopos estáveis representados pelos elementos leves C, O, H e S, são constituintes dos fluidos envolvidos nos processos geológicos formadores de minério. O estudo de sua composição auxilia no entendimento dos efeitos das interações fluido/rocha, bem como nas determinações da fonte dos elementos. Em situações favoráveis, auxilia na determinação da paleotemperatura do fluido, além dos mecanismos de difusão e reação envolvidos no processo (Rollinson, 1995; Hoefs, 1997). Para melhorar o entendimento dos processos geológicos geradores do minério do DCM foram determinados os valores da composição isotópica do C, O em carbonatos da ganga do depósito e de C e O de outras ocorrências de minério do ESRG para comparação.

A análise isotópica de carbono e oxigênio foi realizada no Pará-Iso utilizando o espectrômetro de massa Finnigam MAT 252, acoplado a um sistema Kiel III de extração *on line* de C & O em carbonatos. Nesse sistema a amostra de carbonato reage sob vácuo com ácido fosfórico a 70°C, durante 5 a 8 minutos, liberando CO₂ que tem determinadas suas razões isotópicas de oxigênio e carbono. Os valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ *permil* (‰) são apresentados em relação ao padrão de referência PDB. Análises do padrão NBS-19 realizadas conjuntamente com as amostras forneceram valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ $1,97 \pm 0,05$ ‰ e $\delta^{18}\text{O}$ de $-2,29 \pm 0,07$ ‰.

ISÓTOPOS DE ENXOFRE

Os minerais sulfetados analisados foram extraídos de veios do minério e posteriormente separados

manualmente com o auxílio de lupa binocular. As análises dos isótopos de enxofre foram realizadas em setembro de 2003 no laboratório Activation Laboratories Ltd, Ontario, Canada, seguindo os procedimentos analíticos adotados, conforme código 10A-34S-SULPHATE/SULPHIDE, deste laboratório.

Os dados da composição isotópica do S das amostras analisadas e as informações geológicas pertinentes aparecem na tabela 3 e na figura 18. Os resultados da análise de sulfetos do DCM mostram $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ com valores relativamente homogêneos entre - 6.2 e + 0.9‰ (n= 7), similar aos dados obtidos por Remus *et al.*, (1999). A barita analisada apresenta valores mais restritos com $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ entre +9.25 e +10.65‰ (n=4).

O valor de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ da calcopirita, levemente positivo (+0.9‰), indica uma origem magmática para o S. Este elemento pode ter sido derivado diretamente de fluidos magmáticos-hidrotermais ou removido de rochas vulcânicas da Formação Hilário. Os valores negativos de outros sulfetos, incluindo amostras de calcopirita, podem indicar o envolvimento de outras fontes com enxofre reduzido como, por exemplo, remobilização de sulfetos de origem diagenética ou enxôfre orgânico. Entretanto, a presença de hematita nas paragêneses minerais e as texturas indicativas de deposição progressiva de sulfetos com menores teores de enxofre, indicam empobrecimento do S reduzido, com a evolução da deposição sulfetada. Este fato é observado na zonação composicional concêntrica, onde os sulfetos ricos em S aparecem no núcleo das estruturas (pirita e calcopirita) e são, progressivamente, empobrecidos neste elemento em direção à borda (galena, calcosina). Isto pode estar relacionado a incorporação deste elemento na estrutura da barita devi-

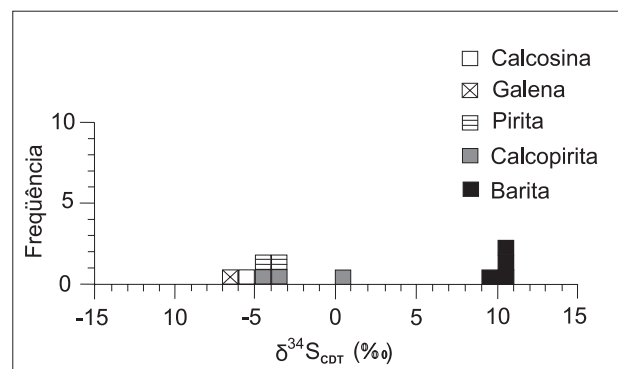


Figura18 - Composição isotópica $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de sulfetos e sulfatos do Depósito Cerro dos Martins. Os sulfetos possuem composição isotópica magmática com variações para valores negativos devido à deposição em condições oxidantes.

Tabela 3 - Dados da composição isotópica ($\delta S^{34} \text{‰}_{\text{CDT}}$) de S de sulfetos e sulfatos do minério do Depósito Cerro dos Martins. Análises efetuadas no Activation Laboratories Ltd, Ontário, Canadá.

Grupo	Veios de Minério	Amostra	Rocha Encaixante	Unidade Estratigráfica	Mineral	$\delta 34S\text{‰}$
E	Furo CM-77-11 aos 156,50m	154	Andesito brechado	Formação Hilário	Calcopirita	-5,00
E	Furo CM-12-65/77 aos 313,10m	150	Siltito brechado	Formação Hilário	Calcopirita	-3,75
E	Furo CM-12-65/77 aos 177,80m	164	Brecha de falha	Formação Hilário	Calcopirita	0,86
F	Furo CM-12-65/77 aos 383,00m	166	Metamarga	Suíte Metamórfica Vacacaí	Pirita	-4,71
F	Furo CM-12-65/77 aos 313,10m	150	Siltito brechado	Formação Hilário	Pirita	-3,46
G	Furo CM-12-65/77 aos 313,00m	172	Siltito brechado	Formação Hilário	Galena	-6,16
H	Afloramento	209	Andesito brechado	Formação Hilário	Calcosina	-5,95
I	Afloramento	247B	Arenito muito fino	Formação Hilário	Barita	9,25
I	Afloramento	213	Andesito/Arenito fino	Formação Hilário	Barita	10,27
I	Afloramento	214B	Andesito	Formação Hilário	Barita	10,58
I	Afloramento	215D	Andesito brechado	Formação Hilário	Barita	10,65

do a oxidação progressiva do fluido mineralizador (Figs. 16D, F, G e H). O ferro disponível deposita-se, em parte, como hematita. Os sulfetos mais estáveis, em condições de fugacidade de oxigênio relativamente elevada no DCM, são a calcosina e a galena. Nessas condições de deposição, o S originalmente magmático ($\delta^{34}S_{\text{CDT}} \sim 0 \text{‰}$), muda para valores negativos (Fig. 18 e Tab. 3). Assim, a composição isotópica do S dos sulfetos (especialmente galena e calcosina) com valores $\delta^{34}S_{\text{CDT}}$ negativos, indicam precipitação em condições oxidantes.

A presença de barita, com valores de $\delta^{34}S_{\text{CDT}}$ positivos (+ 9.25 to + 10.65‰) descarta o envolvimento de fontes exclusivamente marinhas para o S porque os valores de $\delta^{34}S_{\text{CDT}}$ em equilíbrio com a água do mar, no intervalo de idade entre 450-600 Ma, são bem mais elevados (> 25‰ segundo Claypool *et al.*, 1980) que os encontrados na barita do DCM. Alternativamente, as composições isotópicas da barita do DCM podem indicar deposição em condições oxidantes, originadas pela mistura de um fluido magmático quente com água meteórica.

ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

A calcita estudada foi agrupada conforme o tipo dominante de rocha encaixante (grupos A e B) e mineralizações selecionadas (grupos C e D). A maior parte da calcita investigada distribue-se, no diagrama $\delta^{13}C_{\text{PDB}} \times \delta^{18}O_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$ (Fig. 19), ao longo de uma faixa formando um *trend* aproximadamente linear subparalelo ao carbono de carbonatos observados em depósitos hidrotermais com contribuição magmática. Os valores de $\delta^{13}C$ obtidos para a calcita do Grupo A provenientes de rochas metacalcárias do embasamento (Suíte Metamórfica Vacacaí do ESRG), concentram-se próximos de zero (-1.9‰ a 0.28‰), indicando uma origem marinha para o carbono. A calcita do Grupo B forma filonetes/filões encaixados em rochas andesíticas e graníticas pertencentes à Formação Hilário, Granito Lavras, Granito Vauthier e mostram assinatura isotópica de carbono magmático (mantélico), com valores $\delta^{13}C_{\text{PDB}}$ entre -8,43‰ até -4,60‰. Ao grupo C pertence à calcita de filonetes/filões encaixados em anfíbolitos

e mármore do embasamento e, siltitos e arenitos relacionados a Fm. Hilário da ocorrência de Cu do Cerro das Ovelhas (Badi e Kolling, 1978). Esta calcita mostra valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre -5,24‰ a -3,90‰ que se superpõem ao campo mantélico (magmático). O grupo D corresponde a calcita da ganga do DCM e inclui uma amostra da Mina do Camaquã-Setor Uruguai e outra da ocorrência de Cu denominada Ciocari, encaixada em mármore do embasamento. A calcita do DCM foi coletada em veios ou filonetes que continham sulfetos, sendo considerada como pertencente à fase principal de deposição (ver Fig. 15). Este grupo mostra valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre -4,45‰ e -1,90‰.

A composição isotópica do carbono das calcitas do grupo A com valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ negativos, pode indicar uma pequena participação de carbono orgânico, consistente com a identificação de matéria orgânica em micritos (Tab. 2). A composição isotópica do carbono da calcita do grupo B representa um fluido de origem magmática (mantélico), com

pouca contaminação de carbono de outra origem. A fonte do carbono da calcita do grupo B está relacionada a processos magmático-hidrotermais proximais. Assim, a composição isotópica do carbono das calcitas dos grupos A e B registram duas fontes distintas de carbono, representando dois polos composicionais importantes, relacionados a reservatórios primários no ESRG.

A calcita do Grupo C possui composição isotópica de carbono resultante de fluidos de origem profunda (mantélico/magmático) com pequena interação com as rochas encaixantes. Isto reflete uma pequena influência da composição isotópica do carbono da rocha encaixante nas calcitas, devido à baixa relação fluido/rocha durante a percolação dos fluidos mineralizantes.

A oxidação dos fluidos mineralizantes, discutido na seção dos isótopos de S, não poderia produzir modificações importantes na composição isotópica do carbono (Rye e Ohmoto, 1974). Assim, os valores da composição isotópica do carbono das calcitas do

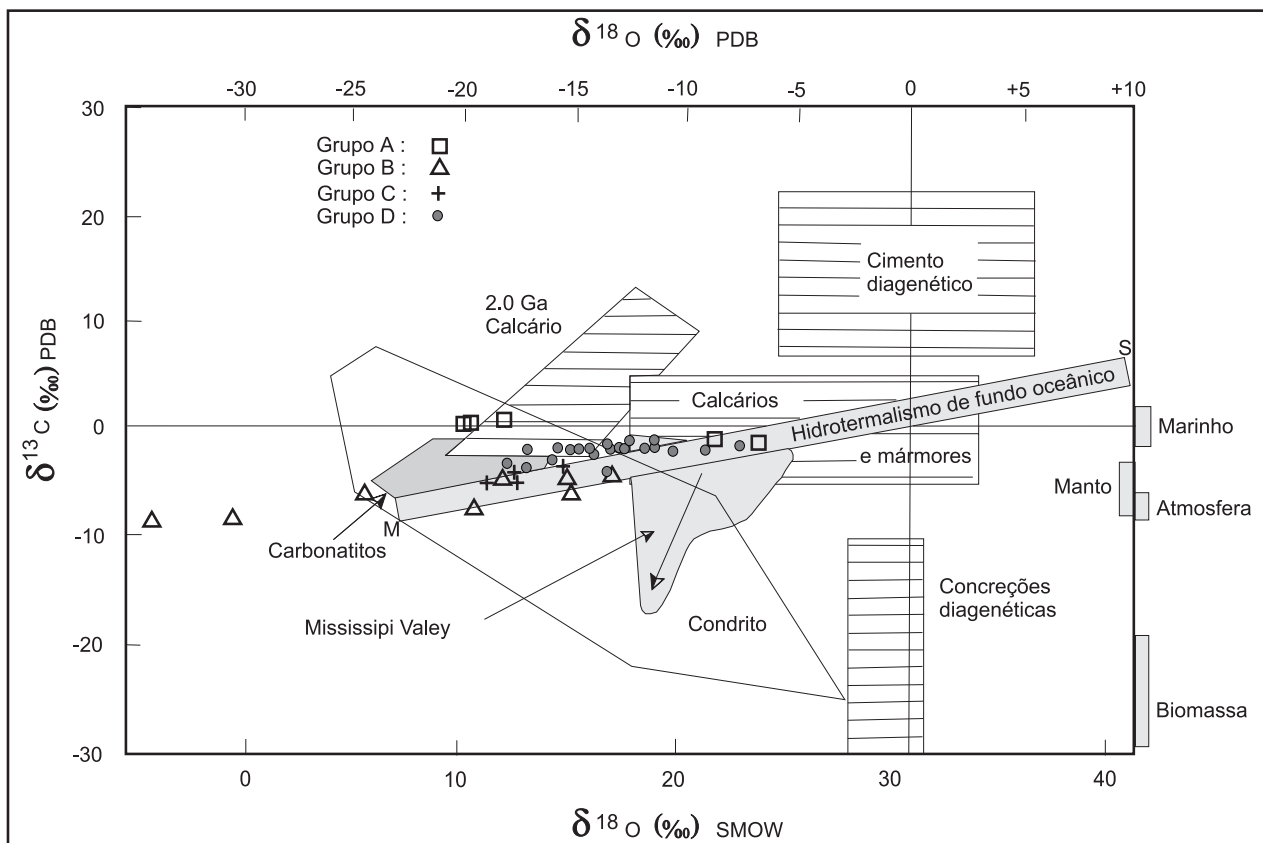


Figura 19 - Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos do Depósito Cerro dos Martins comparados com os carbonatos de ambientes diversos, onde M = carbono derivado do manto e S = carbono da água do mar (modificado de Rollinson, 1993). As calcitas do grupo A (\square) pertencem aos mármore da Suíte Metamórfica Vacacaí e mostram composição isotópica de carbono marinho. As calcitas do grupo B (Δ) coletadas em veios encaixados em rochas magmáticas possuem composição isotópica de carbono de fontes magmáticas. As calcitas dos grupos C (+) e D (\bullet) dos depósitos Cerro das Ovelhas e Cerro dos Martins, respectivamente, representam a mistura de fluidos magmático-hidrotermais com carbono derivado dos mármore do embasamento.

grupo D é produto da mistura de carbono magmático e de carbono de fonte marinha dos reservatórios primários discutidos anteriormente. O fluido originalmente magmático, possivelmente proveniente de intrusões epizonais, percola o embasamento contendo associações de rochas constituídas por uma significativa parcela de mármore e contamina-se, em grau variável, com o carbono de origem marinha dessas rochas. A composição isotópica final do carbono depende da intensidade da interação entre o fluido e a rocha, sendo função da razão fluido/rocha. Assim os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das calcitas do DCM são interpretados como o resultado desta mistura. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ dos carbonatos do Cerro das Ovelhas representam essa mistura, porém em menor intensidade. Essas variações composicionais, comparadas com a composição isotópica de carbono de outros depósitos hidrotermais, estudados por Rye e Ohmoto (1974), podem ser observadas na figura 20.

Os valores isotópicos de C e O do carbonato estudado mostram *trends* de covariação no diagrama da figura 19, com mudanças progressivas e contínuas na composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Estes *trends* poderiam representar halos de alteração de sistemas hidrotermais de escalas regional ou local. As calcitas do Grupo B, encaixadas em rochas

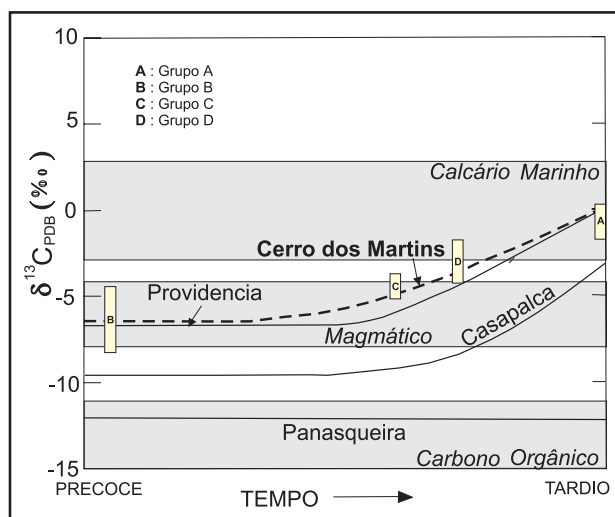


Figura 20 - Diagrama mostrando a evolução da composição isotópica do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ no decorrer do tempo de depósitos hidrotermais selecionados, modificado de Rye e Ohmoto (1974). Os diferentes grupos de calcitas analisadas neste trabalho foram plotados para comparação. As calcitas dos grupos C e D provenientes das mineralizações do Cerro das Ovelhas e Cerro dos Martins, respectivamente, foram geradas pela mistura de carbono derivado de fluidos magmático-hidrotermais (grupo B) com carbono originado de rochas do embasamento (mármore da Suite Metamórfica Vacacaí - grupo A). Note que a composição isotópica do carbono do campo A, que representam carbonatos mais antigos, poderia ser atingida por calcitas depositadas a partir do fluido hidrotermal que interagiu integralmente com os mármore.

magmáticas, possuem carbono derivado de fontes magmáticas proximais, com menor contribuição de carbono dos mármore do embasamento, enquanto que as calcitas do Grupo D (Cerro dos Martins) possuem carbono derivado de fonte mais distal, com significativa participação de carbono dos mármore do embasamento.

O cimento carbonático diagenético das rochas siliciclásticas encaixantes do DCM pode ter modificado a composição isotópica do carbono do fluido mineralizador, tendo em vista que os veios de minério contendo calcita ocorrem como *stockworks* de veios de reduzida espessura. Este processo pode ter adicionado carbono de composição marinha devido a dissolução da calcita do cimento dos arenitos/conglomerados, causando modificações para valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ que se aproximam de zero (Tab. 2). Embora a composição isotópica do carbono do cimento diagenético dos arenitos encaixantes do DCM não tenha sido analisado neste trabalho, sugere-se que sua composição tenha sido herdada dos mármore do embasamento, devido à incorporação de detritos destas rochas carbonáticas na seqüência sedimentar precursora dos sedimentitos.

A composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita do fluido hidrotermal do DCM, calculado para uma temperatura de 215°C (mediana), de acordo com a equação, $1000 \ln \frac{\text{mineral-water}}{\text{SMOW}} = A + B (10^6 / T^2)$, proposta por O'Neil *et al.* (1969), mostra valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 3‰ e 14‰ nas calcitas do Grupo D, indicando H_2O derivada de fonte magmática, com menor contribuição de água meteórica. A avaliação da contribuição da água meteórica para o fluido hidrotermal necessita de dados adicionais que serão obtidos em trabalhos futuros.

ISÓTOPOS DE Sr

A composição isotópica do Sr foi obtida em dez amostras de calcita selecionadas, separadas do minério do DCM (Tab. 2) e em 4 amostras de rocha total do quartzo-diorito no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), Belém, PA.

O procedimento para análise isotópica do Sr envolveu: lavagem da amostra com de cerca de 2 mg em um cadinho de teflon, com a adição de 2 mL de H_2O Milli-Q, deixando dacantar e retirando a água por 2 vezes. Para a abertura química acrescentou-se no cadinho com a amostra, 1,5 mL de HCl (2,5N) tridestilado, levando-se ao ultra-som por 3 minutos. Evaporou-se a amostra a uma temperatura de 70°C. Posteriormente, adicionou-se ao resíduo seco 1,0 mL

de HNO₃ (3,5 N) bidestilado e levou-se ao ultra-som por 3 minutos. Em seguida, a solução foi cetrifugada por 20 minutos. Para a separação cromatográfica do Sr, cerca de 300 mL de resina específica (Eichrom Sr Resin SPS) foram transferidos para uma coluna de teflon. Lavou-se e condicionou-se a resina contida na coluna, passando-se 2 vezes 500 mL de H₂O Milli-Q e 500 mL de HNO₃ (3,5N) bidestilado. Em seguida, introduziu-se na coluna 500 mL de amostra cetrifugada. Para eluir a amostra na coluna, adicionou-se 4 vezes 500 mL de HNO₃ (3,5N) bidestilado. Para liberar o Sr, foram adicionados 500 mL de H₂O Milli-Q por 2 vezes. No cadinho de coleta contendo a solução de Sr, foram adicionados 10 mL de H₃PO₄ (0,125N). Evaporou-se a solução a 70°C. A resina usada foi descartada. O equipamento utilizado para leitura foi o Finnigan MAT262.

A calcita analisada possui razões ⁸⁷Sr/⁸⁶S variáveis entre 0,70684 e 0,70878. Esses valores são assumidos como representantes das razões iniciais da época da formação desses minerais, refletindo as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶S dos fluidos hidrotermais, homogeneizados isotopicamente durante o período que antecedeu a incorporação do estrôncio pelos carbonatos. As amostras do minério mostram valor médio da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7078 (n = 10). Nove amostras analisadas registram valores das razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr superiores a 0,7070 e indicam inicialmente origem a partir de fontes relacionadas a crosta superior (Rollinson, 1995). Apenas uma amostra (155) apresentou valor ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menor (0,7068), mas muito próximo daqueles considerados como típicos da crosta superior. O contexto geológico regional e local indica que os mármorees da Suíte Metamórfica Vacacaí (Grupo A, Tab. 2) podem ter contribuído como fonte importante da crosta superior para o Sr das soluções hidrotermais geradoras do minério do DCM. A composição isotópica de mármorees da região do Batovi, pertencentes a Suíte Metamórfica Vacacaí (porção oeste do ESRG), mostram razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7121 para a idade de 669 ± 13 Ma (Schmitt, 1995). Assim, fluidos inteiramente derivados das rochas carbonáticas do embasamento (Suíte Metamórfica Vacacaí) ou do cimento carbonático dos sedimentitos encaixantes, produziriam razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr próximas ou ligeiramente superiores aos encontrados nos mármorees. As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr da calcita do minério estudado são inferiores às dos mármorees do embasamento, indicando que processos diagenéticos isoladamente não poderiam produzir as composições isotópicas encontradas na calcita do minério do DCM.

Análises Rb-Sr em rocha total do quartzodiorito, mostraram em três amostras razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, corrigidos para a idade de 550 Ma, entre 0,70405 e 0,70445. A quarta amostra possui valor de Rb baixo (17 ppm), mostrou razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais elevada (0,70587). Estas razões mostram que o quartzodiorito poderia ser a fonte para os fluidos magmático-hidrotermais formadores da calcita, necessitando da mistura de um componente mais radiogênico. Outras rochas candidatas à fonte e que mostram razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr com valores próximos aos da calcita do DCM, consistem de associações vulcânicas alcalinas ácidas com idades entre 545 ± 12 e 546 ± 12,9 Ma e com valores ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr iniciais de 0,7067 e 0,7093, registradas por Almeida *et al.* (1996) e Gastal e Lafon (1998) no ESRG.

Rochas intrusivas alcalinas na Bacia do Camaquã, como por exemplo o Granito São Sepé que é portador de ocorrências de ouro e cassiterita em endo e exogreaisens (Porcher *et al.*, 1995), mostram o envolvimento de fontes crustais heterogêneas e mais antigas na sua gênese (Remus *et al.*, 1997, Gastal e Lafon, 1998). Este granito possui valores variáveis de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,706 – 0,710 (Sartori, 1978) ou de 0,7101 conforme recálculos efetuados (Gastal e Lafon, 1998) utilizando as idades U-Pb, SHRIMP em zircão de 559 ± 7 Ma e 542 ± 6 Ma, obtidos por Remus *et al.* (1997).

Assim, a ocorrência de vulcanismo e plutonismo alcalino bimodal entre 545 e 559 Ma, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7040-0,7101, e que se superpõe aos valores determinados na calcita (0,70684 e 0,70878) associada ao minério do DCM, indica que os fluidos magmáticos deste evento podem ter participado na geração do minério deste depósito.

Alternativamente, rochas shoshoníticas e alcalinas de cerca de 595 ± 5 Ma (Remus *et al.*, 2000) mostram razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr com valores entre 0,7041-0,7053 (Babinski *et al.*, 1996; Gastal e Lafon, 2003) também são candidatas à fonte dos fluidos das mineralizações. Entretanto, estes fluidos magmático-hidrotermais necessitariam também de um componente mais radiogênico para atingir a composição da calcita anteriormente mencionada. Tal componente pode relacionar-se aos mármorees do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí.

CONCLUSÕES

A combinação dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos aponta para uma origem hidrotermal-magmática para

as mineralizações de metais-base do DCM. Os fluidos de origem magmática lixiviaram metais-base e carbono (e Sr) do embasamento e da pilha vulcano-sedimentar e depositaram o minério em estruturas de alívio/fraturas e vazios, devido as variações nas condições físico-químicas.

A caracterização geoquímica das vulcânicas encaixantes do Depósito de Cu do Cerro dos Martins indica sua classificação como traqui-andesito basáltico, andesito e apenas uma como riolito. A composição química em rocha total das vulcânicas (elementos maiores e traços, incluindo ETR) indica uma afinidade alcalina para o vulcanismo relacionado à Formação Hilário na região do Cerro dos Martins. Os dados geoquímicos das amostras estudadas, plotados em diagramas discriminantes selecionados, indicaram uma semelhança geoquímica com as rochas do Alogrupo Acampamento Velho. Entretanto, em termos geocronológicos, apenas as amostras de quartzo-diorito da região do Cêrro dos Martins possuem idades similares as da unidade Acampamento Velho.

O corpo de quartzo-diorito, intrusivo nas rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes das mineralizações mostrou uma idade de 550 ± 5 Ma (zircões pelo método Pb-Pb via evaporação), indicando uma idade mínima para a geração do minério do DCM, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70405 e 0,70445. Esta idade confirma a posição estratigráfica desta rocha na Formação Acampamento Velho e também fornece uma idade mínima para a deposição da seqüência vulcano-sedimentar encaixante do DCM.

As mineralizações de Cu sulfetadas são predominantemente filões encaixados em rochas vulcano-sedimentares, controlados por estruturas brechadas de direção N40°–60° W; SW e, subordinadamente, estratiforme, como disseminações nos siltitos, arenitos, andesitos e conglomerados da Formação Hilário. Os minerais do minério filoniano são a calcosina e bornita com calcopirita, pirita, galena e esfalerita subordinadas. Digenita, covelita, malaquita cuprita e azurita ocorrem como minério secundário em ganga constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita. As texturas dos minerais de minério mostram que os sulfetos de Cu ocorrem nas fases principal e tardia na seqüência deposicional, indicando enriquecimento de cobre nos estágios finais de deposição do fluido mineralizador.

As temperaturas de homogeneização total (Th), em 45 medidas em cristais de quartzo, variaram entre 157,1° e 273,0° C com média de 213,7° C e mediana de 214,9° C.

A composição isotópica do enxofre dos sulfetos do minério do DCM aponta para uma origem magmática. Os valores negativos, entre -6.16‰ e -3.75‰, encontrados nos sulfetos, incluindo amostras de calcopirita, poderiam indicar o envolvimento de outras fontes com enxofre reduzido. Entretanto, a presença de hematita nas paragêneses minerais e o empobrecimento do S reduzido com a evolução da deposição sulfetada, conforme as texturas de deposição progressiva de sulfetos com menores teores de enxofre, evidencia que o S originalmente magmático ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \sim 0$ ‰), muda para valores negativos devido à oxidação progressiva da solução mineralizadora.

A composição isotópica do carbono das calcitas do DCM é o resultado da mistura de duas fontes de carbono: uma fonte magmática relacionada a fluidos de intrusões epizonais de afinidade alcalina e outra de carbono de composição marinha, originada dos mármores do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí. O carbono da calcita do cimento carbonático dos arenitos encaixantes do DCM também pode ter participado do fluido mineralizador. A composição isotópica do oxigênio da água em equilíbrio com a calcita do fluido hidrotermal (T= 215 °C) mostra valores de $\delta \text{O}^{18}_{\text{SMOW}}$ entre 3‰ e 14‰, indicando derivação de fonte magmática, com contribuição de água meteórica.

A calcita associada ao minério do DCM mostra razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ média de 0,7078. Este valor sugere uma origem a partir de fontes relacionadas à crosta superior. A ocorrência de vulcanismo e plutonismo alcalino bimodal entre 545 e 559 Ma, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7040-0,7101, e que se superpõem aos valores determinados nas calcitas (0,7068 e 0,7087), associadas ao minério do DCM, indicam que os fluidos magmáticos deste evento participaram na geração do minério do depósito. Alternativamente, rochas shoshoníticas e alcalinas, plutônicas e vulcânicas com idade de 595 ± 5 Ma, mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores entre 0,7041-0,7053, e também são candidatas à fonte dos fluidos das mineralizações. Estes fluidos magmático-hidrotermais, necessitariam de um componente mais radiogênico para atingir a composição das calcitas anteriormente mencionadas. Tal componente pode estar relacionado aos mármores do embasamento da Suíte Metamórfica Vacacaí.

Agradecimentos - Agradecemos a CPRM - Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais pelo apoio logístico e financeiro e ao Geól. José L. Reischl (Companhia Brasileira do Cobre) pelo acesso aos relatórios e testemunhos de sondagem. Somos gratos ao CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico -, pelo

apoio financeiro parcial para os trabalhos de campo (Proc. 477875/2003). Agradecemos também ao Dr. Marco Antonio Galarza Toro, e a Rosemary Brabo, pelo apoio na realização das análises isotópicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, D. del P. M. & Zerfass, H. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG. v. 2. p. 19-21.
- Almeida, D. del P. M. de; Zerfass, H.; Basei, M. A. ; Petry, K. & Gomes, C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). **Gondwana Research**, 5 (3): 721-733.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L. A.; Van Schmus, W. R.; Silva, L. C. da. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, 24 (5): 439-442.
- Badi, W. S. & Kolling, S. L. 1978. Mineralizações cupríferas no Cerro das Ovelhas, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4, p. 1392-1405.
- Beckel, J.; Gonzales F^o, F. G.; Macedo, P. M. de ; Santos, E. L. dos & Chaban, N. 1978. Ocorrência de cobre nativo em fanglomerados eo-paleozóico no município de Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife, SBG. v. 4, p. 1406-1418.
- Chaban, N.; Santos, E. L. dos; Macedo, P. M.; Gonzales F^o, F. G. & Beckel, J. 1978. Ocorrência de cobre sedimentar no Cerro dos Martins Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4, p. 1445-1456.
- Claypool, G. E.; Holser, W. T.; Kaplan, I. R.; Sakai, H. & Zak, I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. **Chemical Geology**, 28: 199-260.
- Companhia Brasileira de Cobre - CBC. 1978. **Relatório de reavaliação na área do decreto nº 70.926 (DNPM 7566/64), Cerro do Martins, município de Caçapava do Sul**. Porto Alegre. 2 v. (Inédito)
- Dias, A. de A. 2003. Síntese tectono-estrutural do RS. In: TONIOLO, J. A.; DIAS, A. DE A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A.; REMUS, M. V. D.; MACAMBIRA, M. **Metalogênese da Bacia do Camaquã** - fase preliminar. Porto Alegre, CPRM. p. 4 Fig. 1. (Inédito)
- Eckert, R. M. & Fabrício, J. A. C. 1970. **Prospecção final da jazida do Cerro dos Martins, município de Caçapava do Sul, RS**. Porto Alegre, DNPM. 1 v. (Inédito)
- Evensen, N. M.; Hamilton, P. J.; O'Nions, R. K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 42: 1199-1212.
- Flores, J. A. 1981. **Contribuição à gênese das ocorrências cupríferas estratiformes de Cerro de Minas, RS**. Porto Alegre. 194. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M. C. P. & Lafon, J. M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr. **Revista Brasileira de Geociências**, 28 (1):11-28.
- Gastal, M. C. P.; Lafon, J. M. & Koester, E. 2003. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul intrusive Complex, RS. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador, CBPM/SSAGI/IRD. v. 2 p. 564-567.
- Hartmann, L. A.; Leite, J. A. D.; Silva, L. C. da; Remus, M. V. D.; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I.; Fletcher, I. R.; Santos, J. O. S.; Vasconcellos, M. A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenetic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, 47: 829-844.
- Henderson, P. 1984. **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. 510 p. (Developments in Geochemistry, 2)
- Hoefs, J. 1997. **Stable isotope geochemistry**. Berlin, Springer Verlag. 201 p.
- Kober, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 96: 63-71.
- Kuno, H. 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. **Bulletin of Volcanology**, 29: 195-222.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streickeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, 27: 745-750.
- Leinz, V. & Almeida, S. C. de. 1941. **Gênese da jazida de cobre "Camaquã", município de Caçapava, Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Secretaria de Estado dos Negócios da Agricultura Indústria e Comércio, 58 p. (Boletim n. 88)
- Leinz, V. & Barbosa, A. 1941. A jazida de cobre "Cerro dos Martins" Caçapava, Rio Grande do Sul. **Mineração e Metalurgia**, 5 (3): 252-258.
- O'Neil J. R., Clayton R.N. & Mayeda, T. K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. **Journal of Chemical Physics**, 51: 5547-5558.
- Paim, P. S. G.; Chemale Jr, F. & Lopes, R. da C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, UFRGS/CIGO. p. 231-274.
- Paim, P. S. G.; Faccini, U. F.; Netto, R.G. & Nowatski, C.H. 1992. Estratigrafia de seqüências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eo-Paleozóico do RS (Brasil). **Serie Correlacion Geologica, Universidad Nacional de Tucumán**, (9): 41-55.
- Pearce, J. A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (Ed.) **Andesites: orogenic andesites and related rocks**. New York, John Wiley & Sons. p. 525-546.
- Porcher, C. A. & Lopes, R. da C. 2000. **Cachoeira do Sul, folha SH.22-Y-A, escala 1: 250.000, estado do Rio Grande do Sul: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Rio de Janeiro, CPRM. 1 CD ROM
- Porcher, C. A.; Leites, S. R.; Ramgrab, G. E. & Camozzato, E.; (Orgs.) 1995. **Passo do Salsinho, folha SH.22-Y-A-I-4, escala 1:50.000, estado do Rio Grande do Sul: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Rio de Janeiro, CPRM. 352 p. mapas.
- Remus, M. V. D. 1999. **Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS**. Porto Alegre. 170. Tese de Doutorado em Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I. & Reischl, J. L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. **Gondwana Research**, 3 (2): 155-174.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de Resumos...** Gramado, SBG. p. 83.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I. & Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, 13: 191-216.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Reischl, J. L. & Dorneles, N. 2001. The Camaquã (Cu) and Santa Maria (Pb-Zn) deposits,

- southern Brazil: a review. In: Misi, A. & Teixeira, J. B. (Orgs) **Proterozoic Base Metal Deposits of Africa And South America**. Belo Horizonte, IUGS/UNESCO, p. 88-90.
- Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J.; Groves, D. - I.; Reischl, J. L.; Dornelles, N. T. 1998. The Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) mines of Rio Grande do Sul, southern Brazil – is their mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? In: DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE METAIS BASE WORKSHOP, Salvador. p. 58-67.
- Remus, M. V. D.; Mcnaughton, N. J.; Hartmann, L. A. & Fletcher, I. R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb dating and Nd iso-tope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITE ASSOCIATED MINERALOGIST, 2., 1997, Salvador. **Extend Abstracts...** Salvador, ISGAM. p. 271-272.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P. R.; Figueiredo F°, P. M. & Tessari, R. I. 1966. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, DNPM. 58 p. (Boletim DFPM, nº 127)
- Ribeiro, M. J. 1978. **Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Riograndense**: nota explicativa. Porto Alegre, DNPM. 104 p. (Série Geologia, n. 3, Seção Geologia Econômica, n.1)
- Rio Doce Geologia e Mineração S. A. – DOCEGEO. 1978. **Relatório preliminar de pesquisa alvarás 2496/77, 3050/77, 3052/77 e 3051/77**. Porto Alegre. 1 v. (Inédito)
- Robertson, J. F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos**, 1 (2): 41-54.
- Roedder, E. 1984. **Fluid Inclusions**. New York, Mineralogical Society of América, 644 p. (Reviews in Mineralogy, v. 12)
- Rollinson, H. 1993. **Using geochemical data**: evaluation presentation, interpretation. Essex, Longman. 352 p.
- Rye, R. O. & Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and genesis: a review. **Economic Geology**, 69: 826-842.
- Santos, E. L.; Beckel, J.; Macedo, P. M. de; Gonzales F°, F. & Chaban, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v.2, p. 670-684.
- Santos, E. L. *et al.* 1989. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Brasília, DNPM. Mapa color. 100 cm X 125 cm. Escala 1:1.000.000.
- Sartori, P. L. P. 1978. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do sul do Brasil. **São Paulo. 195 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de São Paulo.**
- Schimitt, R. da S. 1995. **Evolução tectono-metamórfica do complexo metavulcano-sedimentar Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS**. Porto Alegre. 159 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, L. C. da; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I. 1999. U-Pb SHRIMP Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. **International Geology Review**, 41:531-551
- Sommer, C. A.; Lima, E. F. de; Nardi, L. V. S.; Figueiredo, A. M. G. F. & Pierosan, R. **Potassic and low-and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil**. s.n.t. (Inédito)
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. **Earth Planetary Science Letters**, 26:207-221.
- Toniolo, J. A.; Dias, A. de A.; Gil, C. A. A.; Sander, A.; Remus, M. V. D.; Macambira, M. 2003. **Metalogênese da Bacia do Camaquã**: fase preliminar. Porto Alegre, CPRM. 1 v. (Inédito)
- Watson, E. B. 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. In: Brown, M.; Candela, P. A.; Peck, D. L.; Stephens, W. E.; Walker, R. J.; Zen, E-Na (Eds.) **The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks**. Edinburgh, The Royal Society of Edinburgh. p. 43-56 (Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 87 , 1996).
- Wildner, W.; Nardi, L. V. S. & Lima, E. F.de. 1999. Post collisional alkaline magmatism on the Taquarémbo Plateau: a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic association in southern Brazil. **International Geology Review**, 41(12):1082-1098.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A.1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20:325-343.