

3 SISTEMA METALOGENÉTICO DO CORPO DO CÓRREGO DO OLIVEIRA

O sistema metalogenético para sulfetos magmáticos de Ni-Cu depende de alguns fatores, dentre os quais, o alto conteúdo de Mg no magma, saturação de enxofre condicionada pela assimilação de rochas crustais e segregação de sulfetos com subsequente acúmulo desses minerais.

Nesta seção, serão apresentadas evidências e caracterização do sistema metalogenético para os sulfetos de Ni-Cu do CCO.

3.1 Estágio Magmático

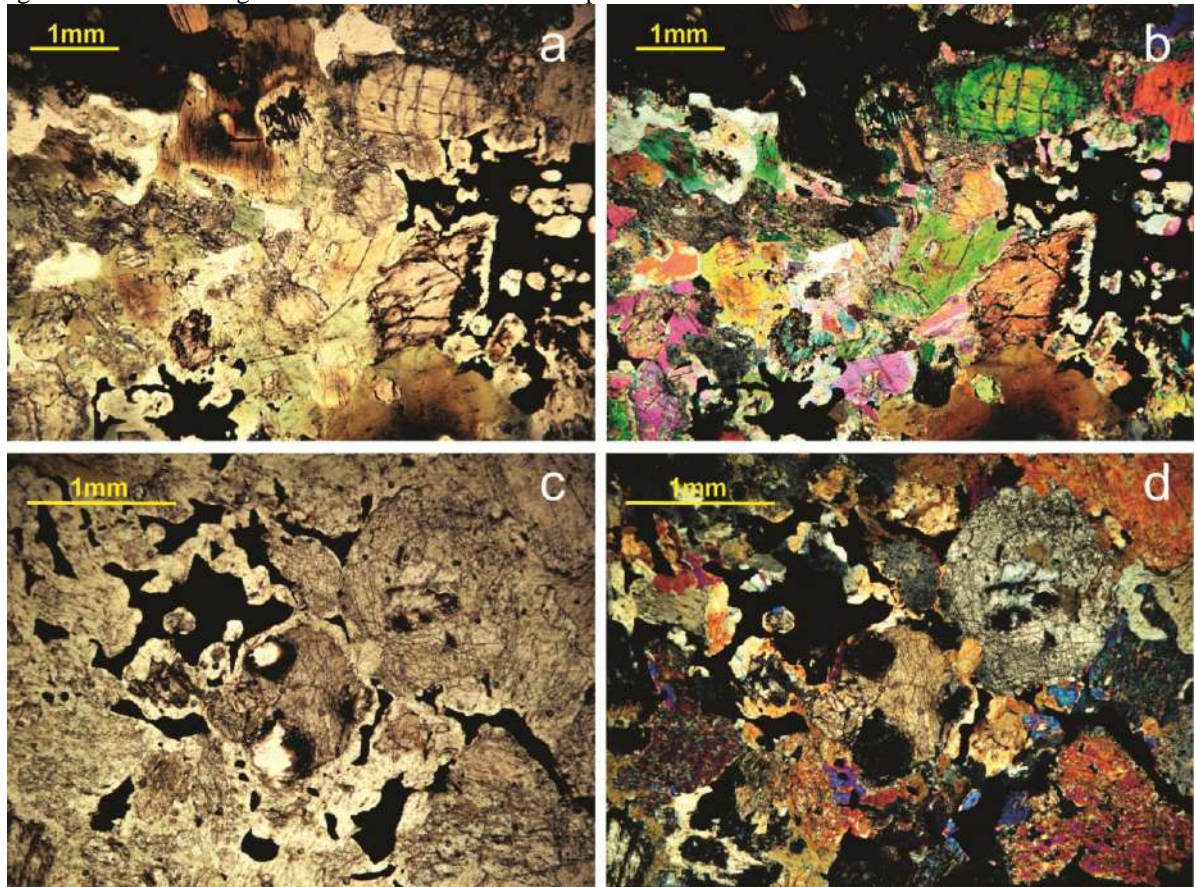
3.1.1 Assembleia Mineralógica do Estágio Magmático

Em escala de afloramento, é possível notar variações significativas na proporção dos minerais félsicos em relação aos máficos, configurando a variação composicional entre rochas gabróicas e rochas ultramáficas que compõem o corpo. Macroscopicamente é possível observar, nas amostras de rocha da Fácies Isotrópica, que os sulfetos ocorrem nos interstícios de cristais de minerais máficos.

Nas lâminas petrográficas, observam-se evidências que sugerem texturas cumuláticas. Essas feições são melhor observadas nas rochas da Fácies Isotrópica, embora na Fácies Orientada também haja indícios de texturas cumuláticas pretéritas que foram reorientadas nos processos deformacionais.

Na lâmina DB-TUP-135, a presença de sulfetos intersticiais, englobando cristais de piroxênio e anfibólio, e ocorrência semelhante de plagioclásio e quartzo nos interstícios dos mesmos minerais são sugestivas de texturas cumuláticas (Figura 48).

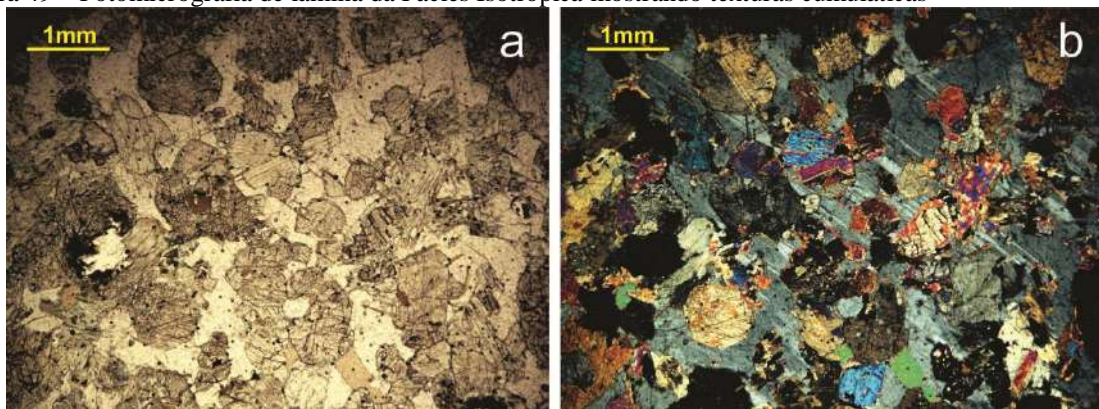
Figura 48 – Fotomicrografia de lâmina da Fácies Isotrópica mostrando texturas cumuláticas



Legenda: Textura mesocumulática com sulfetos intersticiais. (a) e (c) nicóis paralelos, (b) e (d) nicóis cruzados.
Fonte: O autor, 2018

Em algumas partes das lâminas da Fácies Isotrópica, observa-se plagioclásio intersticial com continuidade ótica envolvendo cristais subédricos de piroxênio com corona de hornblenda conferindo textura ortocumulática (Figura 49), representando o assentamento de cristais já formados de piroxênio em massa ainda não cristalizada de plagioclásio.

Figura 49 – Fotomicrografia de lâmina da Fácies Isotrópica mostrando texturas cumuláticas



Legenda: Textura ortocumulática da lâmina VZ-21A (obtida no ponto DB-TUP-135). (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados.

Fonte: O autor, 2018

A partir das relações texturais, a paragênese do estágio magmático das rochas foi estabelecida como enstatita, clinopiroxênio (augita-diopsídio) e plagioclásio cálcico. A formação da enstatita pode estar relacionada a adição de SiO₂ causada pela assimilação de quartzito, como será tratado no item 3.1.2; a formação do quartzo também pode ser consequência deste processo. A ocorrência de edenita envolvendo cristais de clinopiroxênio, indica hidratação do magma, provavelmente concomitante a adição de SiO₂.

3.1.2 Alto conteúdo de MgO

As rochas ultramáficas do CCO são geoquimicamente caracterizadas pela seguinte variação composicional: SiO₂ (50,90-52,34 wt.%), MgO (11,25-15,39 wt.%), FeO^t (9,70-10,85 wt.%), Al₂O₃ (4,90-9,48 wt.%), CaO (12,80-13,66 wt.%), Na₂O (0,81-1,59 wt.%), K₂O (0,38-0,95 wt.%) e Mg# (67-76) (Tabela 3).

Tabela 3 Composição química dos elementos maiores das rochas do Corpo do Córrego do Oliveira

Sample	DB-FR-34B	DB-FR-56A	VZ-09	DB-I-10	DB-TUP-135
SiO ₂	50.84	50.9	52.29	51.93	52.34
TiO ₂	0.94	1.46	0.398	0.48	0.521
Al ₂ O ₃	9.48	9.18	4.9	5.01	5.78
FeO ^t	10.85	10.09	9.78	10.05	9.7
MnO	0.19	0.14	0.188	0.18	0.178
MgO	11.38	11.25	15.39	14.89	14.35
CaO	12.8	13.52	13.66	13.04	12.99
Na ₂ O	1.21	1.59	0.81	0.94	1.04
K ₂ O	0.59	0.95	0.38	0.75	0.79
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.06	0.07	0.06
LOI	0.97	1.17	1.17	1.55	1.4
TOTAL	99.39	100.34	99.04	98.89	99.13
Mg#	67	68	75	74	74

Fonte: O autor, 2018.

O teor de Mg elevado é compatível com rochas ultramáficas, o que aponta relativo alta porcentagem de fusão da fonte e indica que, ao menos originalmente, o magma apresentava alta disponibilidade de Ni e outros metais calcófilos. Além disso, as razões Mg/Fe (teor de En) dos piroxênios (variando de aproximadamente 60 – 75) indica composições moderadamente primitivas.

3.1.3 Ambiente tectônico

Os teores de elementos-traço mostram variações em Cr (36-680 ppm), Ni (0-240 ppm) e Cu (41-140 ppm) (Tabela 4). Mesmo os teores mais elevados de Cr provavelmente se referem aos piroxênios, já que não foi identificada cromita. O Ni pode estar presente tanto nos silicatos, em substituição ao Mg, quanto nos sulfetos. O Cu, provavelmente reflete o próprio teor nos sulfetos.

Tabela 4 Composição de elementos-traço das rochas do Corpo do Córrego do Oliveira

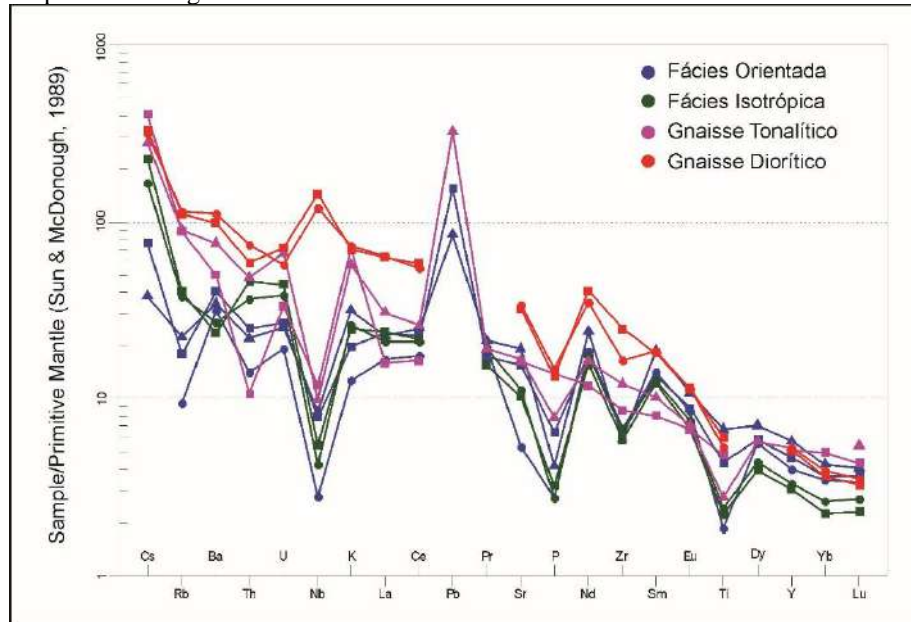
Sample	DB-FR-34B	DB-FR-56A	VZ-09	DB-I-10	DB-TUP-135
Sc	62	54	47	48	46
V	296	294	175	159	175
Cr	36	245	680	565	610
Co	54.8	51.4	71	64.7	66
Ni	51	0	240	202	210
Cu	53	41	140	108	130
Pb	11	6	< 5	<	< 5
Zn	196	65	90	77	80
Bi	0.9	<	< 0.4	<	< 0.4
W	1.2	64	30	26	20
Mo	31.8	0.7	< 2	0.7	< 2
Sb	0.8	1.9	< 0.5	0.8	< 0.5
Rb	11.3	14.1	6	25.6	24
Cs	0.6	0.3	< 0.5	1.8	1.3
Ba	281	240	218	164	188
Sr	326.8	405.5	112	215.7	234
Ga	17	16	9	11	9
Ta	0.26	0.9	< 0.1	0.56	0.2
Nb	5.6	6	2	3.9	3
Hf	2.5	2.4	1.8	2.2	1.9
Zr	71.6	66.1	75	65.2	76
Y	21	26	18	14	15
Th	2.13	1.86	1.2	3.89	3.1
U	0.56	0.53	0.4	0.93	0.8

Fonte: O autor, 2018.

Marcantes anomalias negativas de Nb, Ti, P e Zr e anomalia positiva de Pb são observadas no *spidergram* multielementar de elementos incompatíveis normalizado por manto primitivo (Figura 50). Para testar possíveis correlações de ambiente tectônico de formação, foram plotadas as cinco amostras do CCO em conjunto com quatro análises de gnaisses do CRN que se encontram geograficamente próximas ao corpo (TUPINAMBÁ, 1999). As quatro

análises retiradas de Tupinambá (1999) são das amostras DB-I-53 e DB-TUP-30D (gnaisse tonalítico) e das amostras DB-III-47 e DB-III-4D (gnaisse diorítico).

Figura 50 – *Spidergram* multielementar de elementos incompatíveis para rochas do Córrego do Oliveira e Complexo Rio Negro



Legenda: Gnaisse tonalítico (rosa) e diorítico (vermelho), Fácies Isotrópica (verde), Fácies Orientada (azul)
Fonte: O autor, 2018

Admitindo as configurações tectônicas possíveis para o ambiente de formação, o padrão definido sugere que as rochas intrudiram em crosta continental de arco magmático (anomalias negativas de Nb e Ti; e anomalia positiva de Pb), já que a outra alternativa, de rochas cumuláticas de crosta oceânica, determinaria assinatura com padrões inversos aos observados, com anomalia positiva de Nb, anomalia negativa de Pb e sem anomalia de Ti (HOFMANN, 1997), como mostrado na Figura 11.

Os valores absolutos de ETR das amostras DB-FR-34B e DB-FR-56A são em geral maiores do que os das amostras VZ-09, DB-I-10 e DB-TUP-135 (Tabela 5), principalmente os ETR pesados. E todas as amostras são enriquecidas com relação aos ETR do condrito C1.

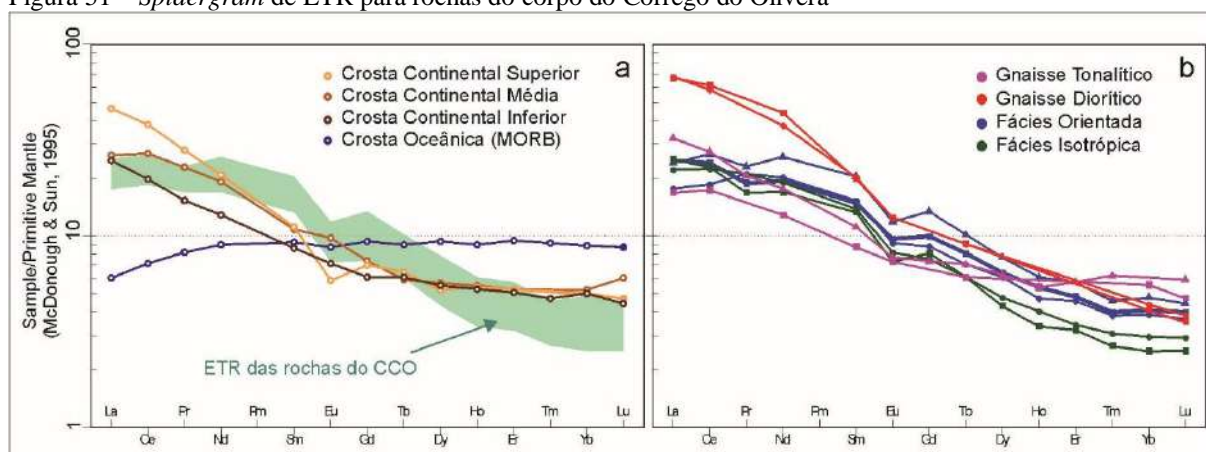
Tabela 5 Composição química dos ETR das rochas do Corpo do Córrego do Oliveira

Sample	DB-FR-34B	DB-FR-56A	VZ-09	DB-I-10	DB-TUP-135
La	16	15.6	11.4	16.3	14.4
Ce	40.4	44.4	31	38.3	37.3
Pr	4.77	5.86	5.37	4.28	5.32
Nd	24.1	32.3	25.3	21.1	23.7
Sm	6	8.3	6.2	5.4	5.6
Eu	1.48	1.82	1.41	1.12	1.26
Gd	5.4	7.3	4.8	4.4	4.1
Tb	0.8	1	0.7	0.6	0.6
Dy	4.3	5.2	4.1	2.9	3.2
Ho	0.8	0.9	0.7	0.5	0.6
Er	2.1	2.5	2	1.4	1.5
Tm	0.27	0.31	0.26	0.18	0.21
Yb	1.8	2.1	1.7	1.1	1.3
Lu	0.27	0.3	0.25	0.17	0.2
Σ REE	108.49	127.89	95.19	97.75	99.29
(La/Yb) _N	6.16	5.40	4.74	9.96	7.48
La/Sm	2.67	1.88	1.84	3.02	2.57

Fonte: O autor, 2018.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados por condrito (Figura 53) mostram fracionamento com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, indicado pelas razões $(La/Yb)_N > 1$. A comparação com padrões ETR para rochas de crosta continental e de crosta oceânica (Figura 53.a) mostra equivalência com os padrões observados para rochas de crosta continental (HOFMANN, 1997; RUDNICK; FOUNTAIN, 1995). Admitindo-se que as rochas do CCO poderiam estar relacionadas à crosta continental (rochas do arco magmático) ou à crosta oceânica associada ao arco, o padrão ETR indica que o provável ambiente tectônico de formação das rochas do CCO é o arco magmático.

Comparando-se os padrões ETR das rochas do CCO com as mesmas quatro amostras de ortognaisses do Complexo Rio Negro utilizadas no *spidergram* da Figura 50, observa-se forte semelhança com o padrão das rochas tonalíticas, mais do que as rochas dioríticas, que são comparativamente mais enriquecidas nos ETR leves (Figura 53.b). Tal semelhança pode sugerir evolução comum a partir da mesmo magma primário.

Figura 51 – *Spidergram* de ETR para rochas do corpo do Córrego do Olivera

Legenda: (a) Comparação do padrão ETR de rochas de diferentes tipos de crosta com o padrão ETR das rochas do CCO; (b) Padrão ETR das rochas do CCO (verde e azul) e do Complexo Rio Negro (vermelho e rosa).

Fonte: O autor, 2018

Com relação à fonte mantélica da qual as rochas do CCO derivaram, os padrões ETR exibem evidências que podem levar a duas possíveis interpretações. A anomalia negativa de Eu pode estar relacionada à plagioclásio retido na fonte, o que poderia indicar fonte mantélica de plagioclásio lherzolito. O padrão fracionado com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados pode estar também relacionado à fonte mantélica de granada lherzolito (ROLLISON, 1993).

3.2 Assimilação de Rochas Crustais

Na porção noroeste do mapa geológico, próximo ao CTB, a ocorrência de blocos de rochas gabróicas e ultramáficas do CCO dentro dos domínios da Unidade Arcádia Areal sugere a possibilidade da existência de uma apófise do CCO intrusiva nas rochas calcissilicáticas, que poderia ter assimilado conteúdo químico das rochas metassedimentares.

Na parte sul do mapa regional da área, em pequena represa em uma fazenda (Figura 54), observa-se afloramento e blocos de quartzito contendo sulfeto, com forte lineação mineral (mineral micáceo), aflorando em um vale delimitado por dois morrotes. Ainda foi observado material com hidróxidos de ferro (semelhante a gossan), que está relacionado à presença das fases sulfetadas dessa rocha.

Figura 52 – Afloramento de cristas de quartzito cotendo sulfeto no ponto DB-TUP-112

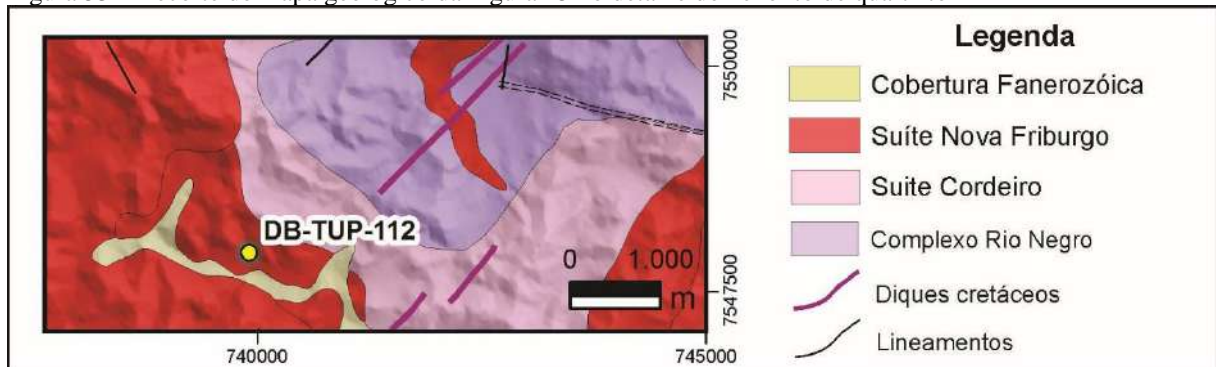


Legenda: (a) Afloramento DB-TUP-112 com cristas métricas e quartzito; (b) Amostra de mão de quartzito com sulfeto disseminado

Fonte: O autor, 2018

Em mapa, observa-se que esta ocorrência de quartzito está envolta por granitoides da Suite Nova Friburgo (Figura 55), tratando-se então de um xenólito decamétrico. Tal situação corrobora como uma evidência de que houve assimilação de metassedimentos por parte das rochas metaígneas relacionadas ao Terreno Oriental.

Figura 53 – Recorte do mapa geológico da Figura 15 no detalhe do xenólito de quartzito



Legenda: Xenólito de quartzito com sulfeto encaixado nas rochas ortoderivadas da Suite Nova Friburgo.

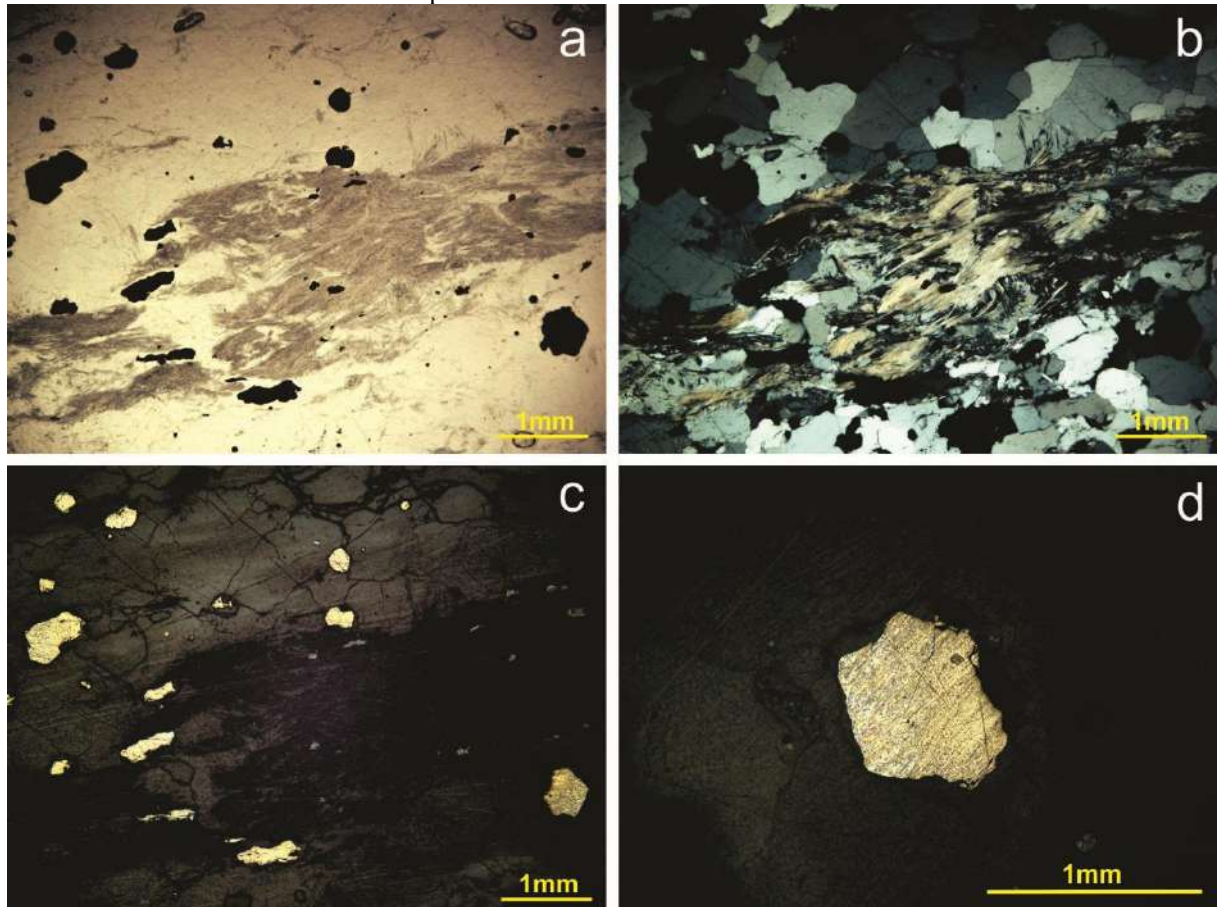
Fonte: Modificado de TUPINAMBÁ et al., 2009.

A lâmina VZ-02 (Figura 56), que representa a rocha quartzítica do megaxenólito, exibe rocha composta por quartzo, mica branca, rutilo e sulfetos, com predominância de quartzo que confere textura granoblástica à rocha. A mica ocorre orientada em direções preferenciais e confere, localmente, textura xistosa à rocha. Rutilo ocorre, em geral, associado aos planos micáceos, porém também como inclusões no quartzo.

Os sulfetos ocorrem principalmente como cristais subedrais ora equidimensionais hexagonais, ora alongados e, nesse último caso, acompanham a orientação da mica. Sob luz

refletida, tem cor amarelo pálido e reflectância alta. A separação do concentrado de sulfeto indica se tratarem de pirita, e as características petrográficas são compatíveis.

Figura 54 – Fotomicrografias da lâmina VZ-02 mostrando quartzito micáceo, contendo cristais euedrais a subedrais disseminados de pirita



Legenda: (a) Nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados; (c) luz refletida; (d) detalhe do grão de sulfeto.
Fonte: O autor, 2018

Quanto ao valor de susceptibilidade magnética, levando-se em consideração que o valor médio do granito pós-tectônico da Suite Nova Friburgo é de 246×10^{-3} SI, e observando que estas rochas são encaixantes para os xenólitos de quartzito com sulfetos (DB-TUP-112), que possuem valores que variam de $0,05 \times 10^{-3}$ SI a $0,25 \times 10^{-3}$ SI, vemos que há um alto contraste entre essas unidades, o que poderia ser destacado em possível processamento de dados aeromagnetométricos.

3.2.1 Evidências petrográficas

Deer, Howie e Zussman (1992) citam que a ocorrência de ortopiroxênios em rochas noríticas pode estar associada à assimilação de sedimentos aluminosos.

Nas lâminas petrográficas de ambas as fácies do corpo observa-se constante presença de quartzo associado a plagioclásio em interstícios dos cristais máficos. A presença de quartzo e a ocorrência de ortopiroxênios podem indicar magma saturado em sílica, já que os ortopiroxênios demandam proporção mais elevada de SiO₂ para serem formados, e o conteúdo residual permitiu a formação de quartzo. É possível que contaminação crustal seja o gatilho para esta saturação, isto, porém, deve ser melhor discutido a partir de evidências petrográficas e químicas da evolução magmática do corpo.

3.2.2 Evidências litogeoquímicas

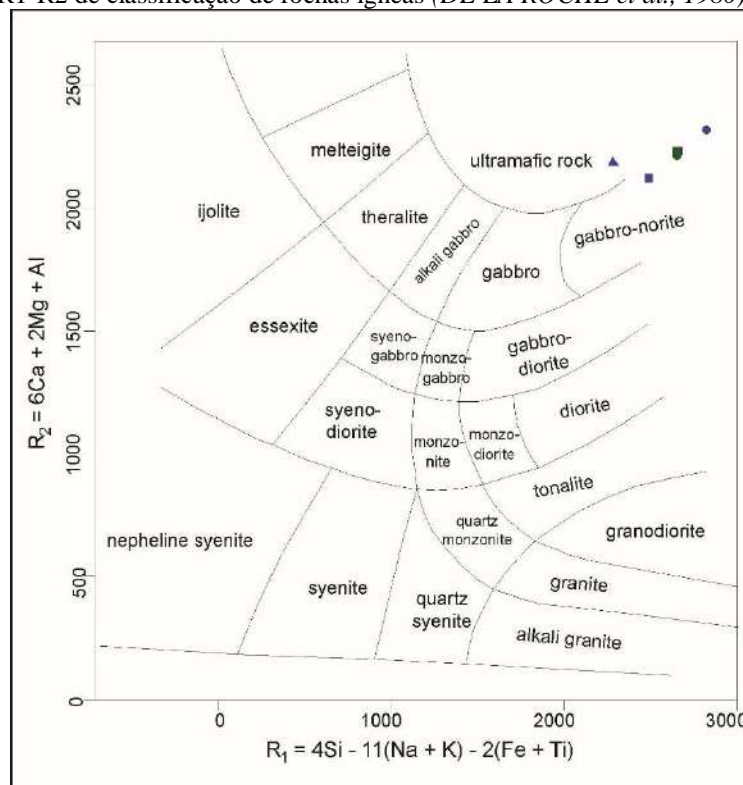
Pelo índice de cor, as rochas são classificadas como ultramáficas, e o teor de SiO₂ é equivalente ao de rochas básicas. Tal configuração pode ser reflexo da composição química dos anfibólios (magnésio-hornblenda e actinolita) e piroxênios (enstatita e diopsídio/augita) que, juntos, constituem aproximadamente 85% da proporção modal das rochas e possuem composição química variando de 48 a 57% de SiO₂ (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1992). Porém, deve-se destacar que os minerais com maior teor de SiO₂ (enstatita 57%, diopsídio 54% e actinolita 55%) estão presentes em menor quantidade comparativamente aos minerais com menor teor (magnésio-hornblenda 48%, edenita 51% e augita 52%). Ainda, o mineral mais presente nas rochas é magnésio-hornblenda, cujo teor de SiO₂ é o menor entre todos.

Assim, a questão não parece estar totalmente encerrada na justificativa da composição química mineral. Esse caráter também pode evidenciar a ocorrência de contaminação, que resulta em felsificação do magma original, ou seja, aumento do conteúdo de SiO₂.

No gráfico R1-R2 (Figura 57), observa-se que as amostras são plotadas praticamente fora da zona de classificação entre rocha ultramáfica e gabro-norito, possivelmente outro indicativo do teor aumentado de SiO₂, visto que o desvio se dá no eixo x que é, principalmente, controlado pelo valor de Si, já que os outros elementos (Na+K e Fe+Ti) presentes na fórmula

são subtraídos. Se descontarmos o valor aumentado de SiO_2 , as cinco amostras seriam plotadas no campo das rochas ultramáficas.

Figura 55 – Gráfico R1-R2 de classificação de rochas ígneas (DE LA ROCHE et al., 1980)

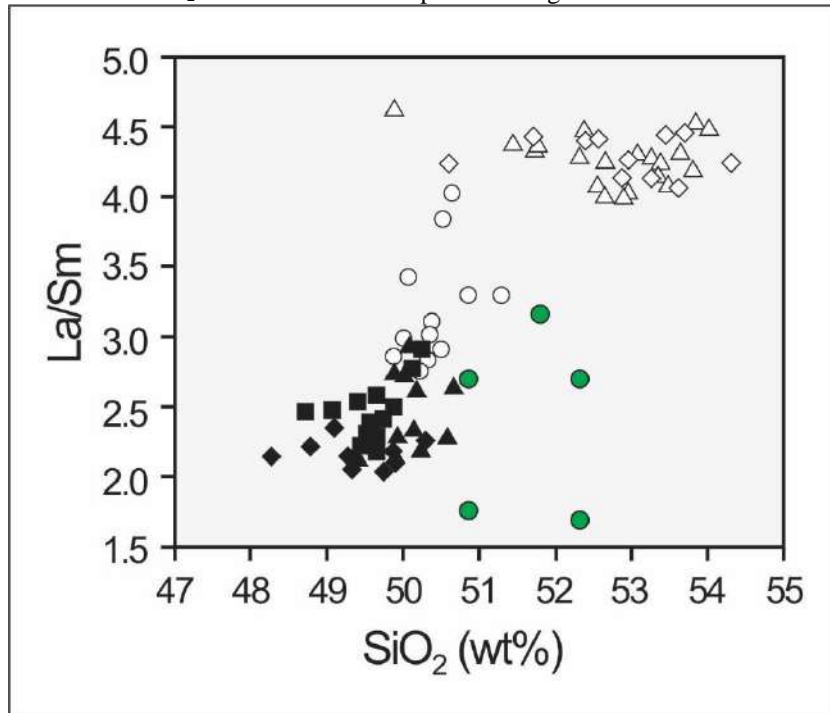


Legenda: Fácies Isotrópica (verde) e da Fácies Orientada (azul).

Fonte: O autor, 2018

No gráfico da razão La/Sm em relação a SiO_2 , observamos que as amostras do corpo não plotam claramente em nenhuma das zonas (contaminação ou não-contaminação) das rochas de Noril'sk. De modo geral, o conteúdo de SiO_2 é mais semelhante ao das rochas contaminadas, porém os valores La/Sm são semelhantes aos das rochas não-contaminadas. Uma amostra é concordante com as rochas contaminadas, enquanto duas amostras são concordantes com a zona de transição entre os tipos contaminados e não-contaminados. As outras duas amostras encontram-se fora de qualquer quadro comparativo por possuírem razões La/Sm especialmente baixas quando comparadas com os dados disponíveis (Figura 58). Tal fato, que reflete o baixo fracionamento entre os ETR leves, pode ser devido à influência mais forte da assinatura da fonte mantélica, mostrando que, possivelmente, a assimilação afetou zonas do corpo de forma diferente. Naldrett (2004) sentencia que o gráfico La/Sm vs SiO_2 pode auxiliar, porém não é conclusivo na determinação se houve ou não contaminação.

Figura 56 – Gráfico La/Sm vs SiO₂ das amostras do Corpo do Córrego do Oliveira



Legenda: Rochas do corpo do Córrego do Oliveira (verde); e rochas contaminadas (branco) e não contaminadas (preto) de Noril'sk.

Fonte: Modificado de NALDRETT, 2004.

3.2.3 Assinatura isotópica de $\delta^{34}\text{S}$

As composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ (Tabela 6) foram obtidas em sulfetos de duas amostras do CCO, representativas da Fácies Isotrópica (hornblenda metawebsterito, DB-TUP-135) e Fácies Orientada (anfíbolito ultramáfico, VZ-09). De modo a obter dados sobre possível contaminação crustal, foram obtidos também razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos de rochas sedimentares: rocha calcissilicática (VZ-37) em contato (tectônico ou intrusivo) com o CCO; um quartzito milonítico sulfetado (DB-TUP-112), possível enclave metassedimentar do Grupo São Fidélis, situado 15 km a SW do CCO.

Tabela 6 Composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ e minerais analisados

Amostra	$\delta^{34}\text{S}$	Mineral	Rocha
DB-TUP-135	+4,50 \pm 0,2 ‰	Po, Pn, Cpy	Hornblenda metawebsterito
VZ-09	+6,21 \pm 0,2 ‰	Po, Pn, Cpy	Anfibolito ultramáfico
VZ-37	+7,85 \pm 0,2 ‰	Po	Rocha calcissilicática
DB-TUP-112	-4,01 \pm 0,2 ‰	Py	Quartzito

Legenda: Po=pirrotita, Pn=pentlandita, Cpy=calcopirita, Py=pirita.

Fonte: O autor, 2018.

3.2.3.1 Composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos das rochas ultramáficas do Corpo do Córrego do Oliveira

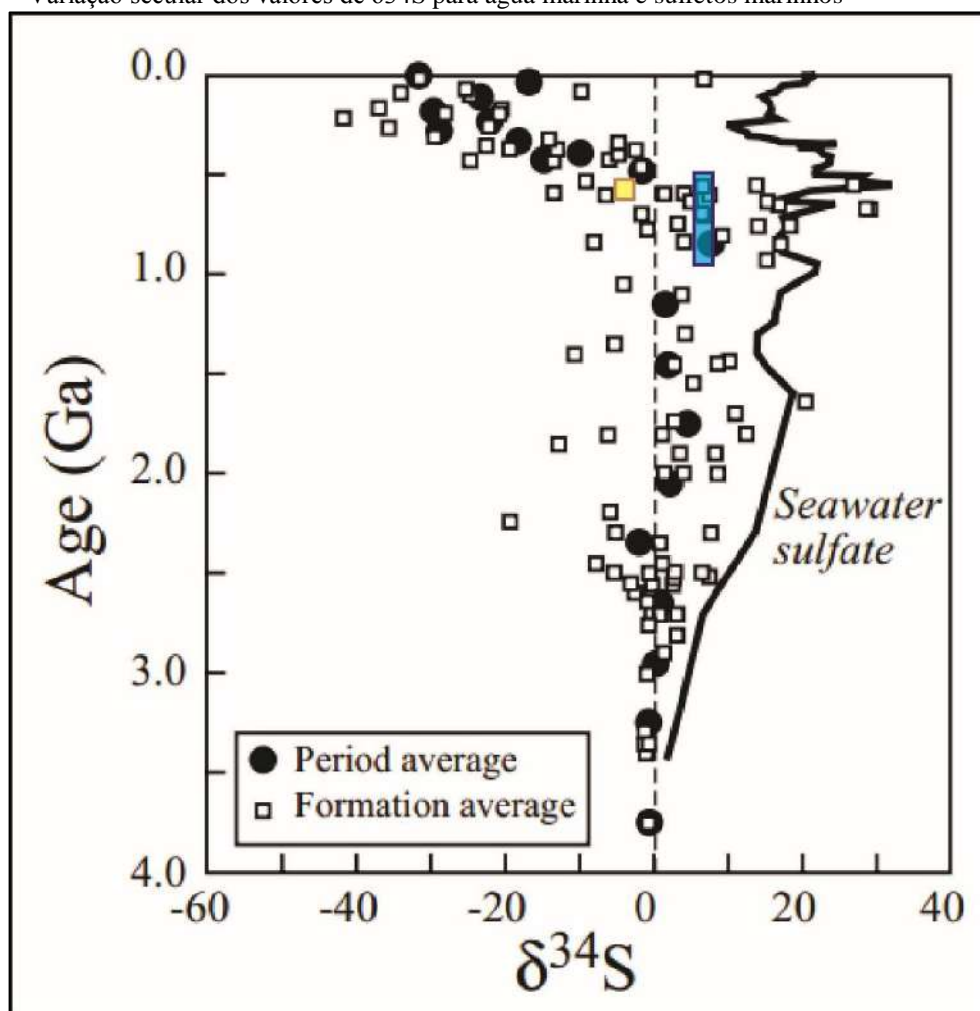
Apesar de haver heterogeneidades, com valores de $-0,3$ a $3,8\text{‰}$ (SEAL, 2006), o valor médio provável de $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos provenientes do manto é próximo de 0‰ , ou seja, semelhante ao estabelecido pelo padrão do meteorito *Cañon Diablo*. Presumindo que a fonte original do enxofre das rochas básicas e ultrabásicas é mantélica, a composição isotópica das amostras DB-TUP-135 e VZ-09 deveria ser próxima a 0‰ .

Os sulfetos das rochas do CCO registram composições $\delta^{34}\text{S}$ de $+4,50 \pm 0,2\text{‰}$ e $+6,21 \pm 0,2\text{‰}$. Desta forma, diferindo de zero em direção a valores positivos, sugere-se a ocorrência de fracionamento isotópico com enriquecimento do isótopo ^{34}S . Tal cenário confirma adição de enxofre de fonte externa, provavelmente das rochas crustais do arco magmático.

3.2.3.2 Composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos das rochas metassedimentares

O quartzito (DB-TUP-112), considerado como parte da sequência de rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis, com idade de sedimentação delimitada entre 613-602 Ma (LOBATO et al., 2015), possui composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ de $-4,01 \pm 0,2\text{‰}$. Tais valores são condizentes com composições de sulfetos marinhos para este período (Figura 59).

Figura 57 – Variação secular dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ para água marinha e sulfetos marinhos



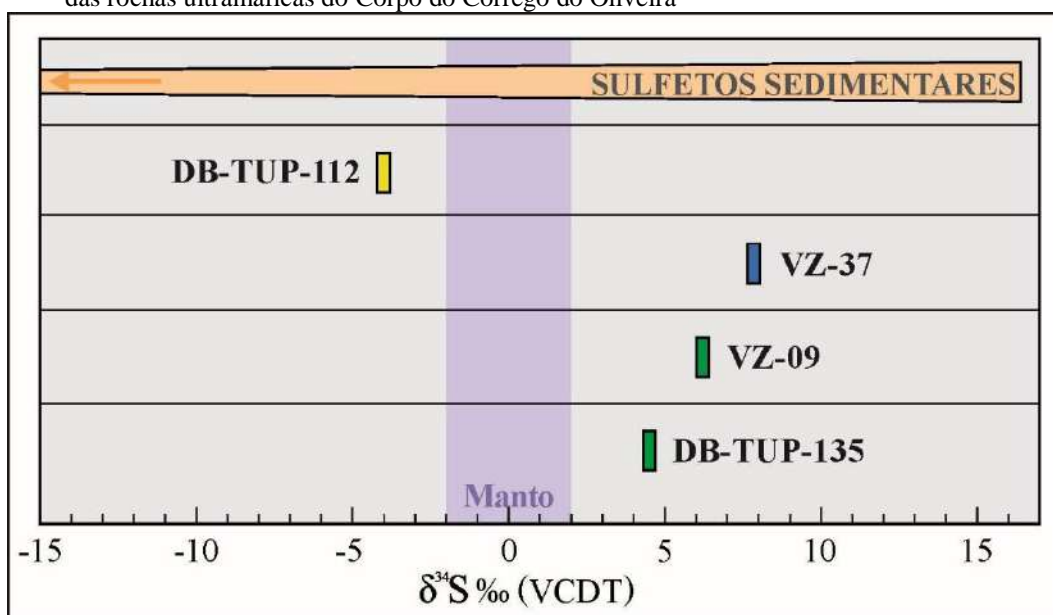
Legenda: Em amarelo – composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos da amostra DB-TUP-112; Em azul – composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos da amostra VZ-37; A linha preta representa a curva da variação secular $\delta^{34}\text{S}$ para sulfatos, ou seja, para água marinha. Os pontos pretos e quadrados representam composições $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos marinhos.

Fonte: Modificado de SEAL, 2006.

A rocha calcissilicática com composição $\delta^{34}\text{S}$ de $7,85 \pm 0,2\%$ é interpretada como parte da UAA da Sequência Metassedimentar Andrelândia. Essas rochas ocorrem intercaladas com quartzitos, o que pode representar alternância de períodos de regressão e transgressão marinhos, ora com sedimentação mais proximal (quartzitos), ora mais distal (calcissilicáticas). Assumindo a idade máxima de 950 Ma (BELÉM et al., 2011) e delimitando a idade mínima em 599 Ma (TUPINAMBÁ, 1999) com base na colisão entre a margem passiva e arco, a composição $\delta^{34}\text{S}$ dessas rochas está de acordo com a variação secular dos sulfetos marinhos (Figura 58).

O menor fracionamento para estes sulfetos em comparação aos do quartzito, pode ser explicado por uma maior taxa de atividade bacteriana (HOEFS, 2015), que leva à incorporação relativamente maior de ^{34}S no processo de redução de sulfatos para geração de sulfetos, desfavorecendo assim um enriquecimento maior do ^{32}S em relação ao ^{34}S .

Figura 58 – Composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ medidas para as amostras das rochas metassedimentares encaixantes e das rochas ultramáficas do Corpo do Córrego do Oliveira



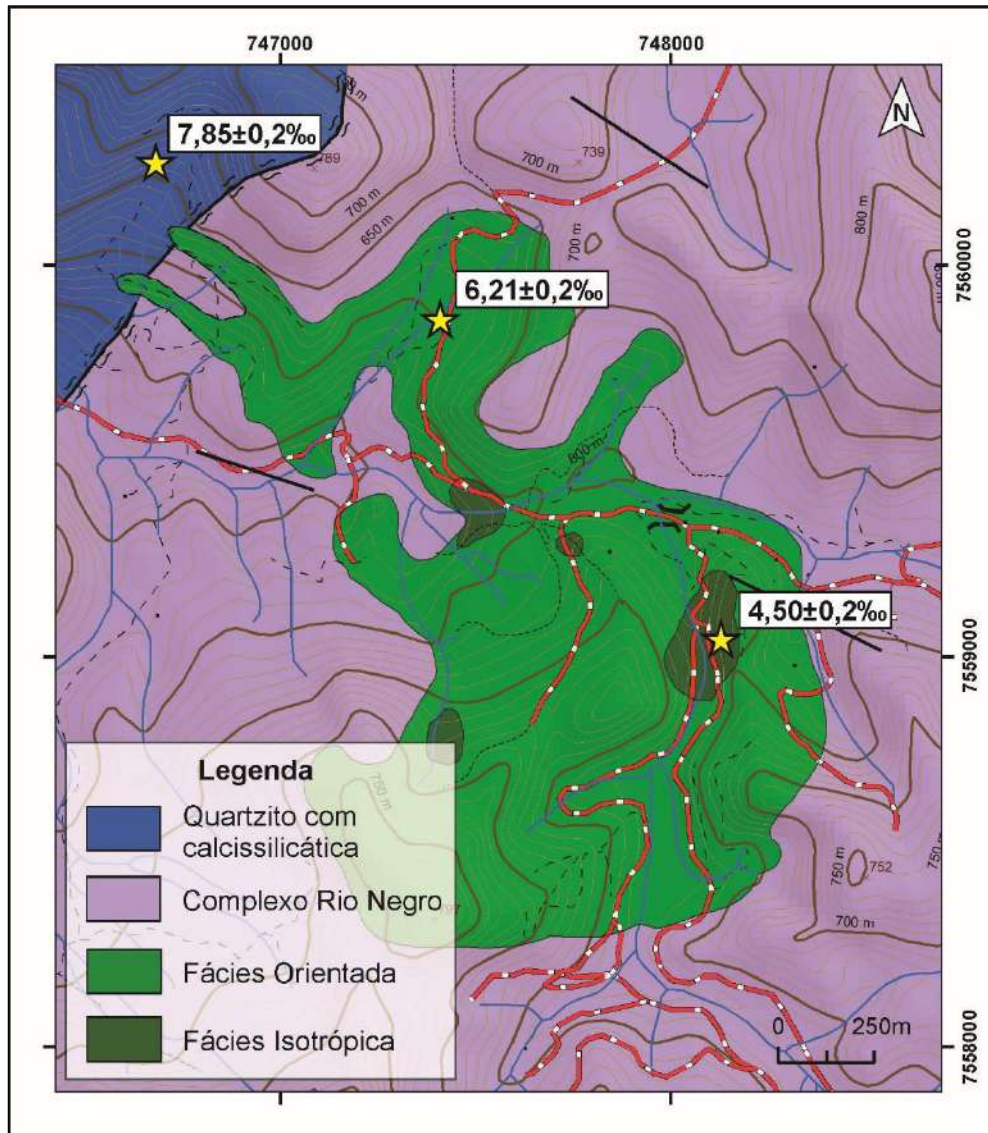
Legenda: Composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos das amostras de quartzito - DB-TUP-112 (amarelo), calcissilicática - VZ-37 (azul), e ultramáficas - VZ-09 e DB-TUP-135 (verde).

Fonte: O autor, 2018

Na Figura 61, observa-se que as composições $\delta^{34}\text{S}$ das rochas do CCO (DB-TUP-135 e VZ-09) distinguem-se das composições $\delta^{34}\text{S}$ mantélicas com valores positivos aproximando-se da composição $\delta^{34}\text{S}$ da rocha calcissilicática (VZ-37). O distanciamento dos valores mantélicos, sugere assimilação de enxofre externo pelas rochas do CCO. Neste caso, a indicação parece ser no sentido da fonte desse enxofre ser da sequência de rochas calcissilicáticas. Porém, tal afirmativa carece de mais análises para ser confirmada.

Em mapa (Figura 59), observa-se que a rocha cuja composição $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos é +6,21‰ está mais próxima do contato com as rochas calcissilicáticas, enquanto a rocha cuja composição $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos é +4,50‰ está mais distante deste contato.

Figura 59 – Mapa geológico do Corpo do Córrego do Oliveira com a distribuição espacial dos valores $\delta^{34}\text{S}$ da rocha calcissilicática e das rochas ultramáficas



Legenda: Composição $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos do CCO aumentam em direção ao contato com a UAA ficando cada vez mais próximo ao valor $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos da UAA. Corpo do Córrego do Oliveira (verde), Complexo Rio Negro (roxo claro); Unidade Arcádia-Areal (azul).

Fonte: O autor, 2018

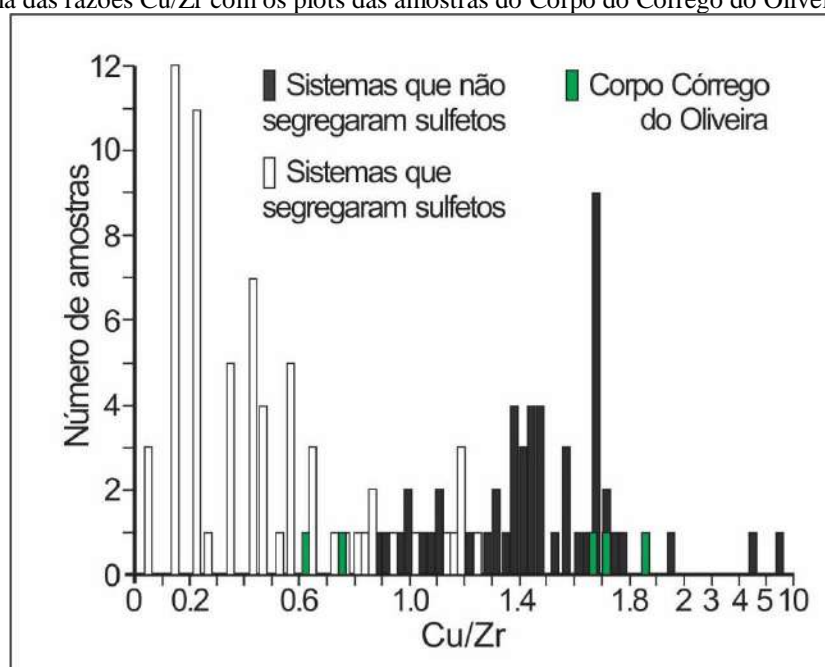
A falta de estudos mais detalhados em relação à ambiência tectônica e idade de sedimentação da mencionada sequência de quartzitos e calcissilicáticas, que até então é atribuída como pertencente a SMA, limita a interpretação da possível participação dessas rochas nos processos de assimilação e, consequentemente, adição de enxofre nas rochas do CCO.

3.3 Segregação do líquido de sulfeto

3.3.1 Razão Cu/Zr

As razões Cu/Zr das amostras do CCO resultam em alta variabilidade com valores de 0,6 a 1,9 (Figura 62). Os valores abaixo de 1 condizem com ocorrência de processos de segregação de sulfeto, pois indicam remoção do Cu do magma silicático. Os valores acima de 1 são compatíveis com não ocorrência de segregação de sulfetos (LIGHTFOOT et al., 1994 apud NALDRETT, 2004). Porém, essa alta razão Cu/Zr (>1) é justificada pelo relativo alto conteúdo de sulfetos (1 a 2%) que concentram Cu nessas amostras, se tratando provavelmente de fases sulfetadas que foram segregadas concentrando o Cu e outros metais, mas que não foram acumuladas.

Figura 60 – Diagrama das razões Cu/Zr com os plots das amostras do Corpo do Córrego do Oliveira



Legenda: Amostras do Corpo do Córrego do Oliveira (verde).

Fonte: O autor, 2018

Os resultados das análises *fire-assay* para as duas amostras representativas das fácies orientada (VZ-09) e isotrópica (DB-TUP-135) são mostrados na Tabela 7. Os valores para Pt (1,1-1,4 ppb) e Pd (1,4-2 ppb) são até 10 vezes menores do que os valores médios desses

elementos para rochas ultramáficas (CROCKET, 1979). O conteúdo de Au (8-12ppb) é maior que o observado em rochas ultramáficas (JAGOUTZ et al., 1979).

Tabela 7 - Resultado das análises químicas para Au, Pt e Pd das amostras do Corpo do Córrego do Oliveira

Sample	VZ-09	DB-TUP-135
Au	8ppb	12ppb
Pt	1.1ppb	1.4ppb
Pd	1.4ppb	2ppb

Fonte: O autor, 2018.

Os valores das razões Cu/Pt (93 e 127) e Cu/Pd (65 e 100) não indicam uma anômala remoção de PGE em relação aos outros metais, visto que valores acima de 2000 são calculados para ambas as razões nas rochas de Bushveld associadas às mineralizações de PGE. Deve-se considerar que esses valores de Cu estão entre os valores mais altos das amostras devido a maior presença de sulfetos; normalizando o conteúdo de Cu somente para as fases silicáticas, as razões Cu/Pt e Cu/Pd registrariam valores ainda menores.

3.4 Caracterização dos sulfetos

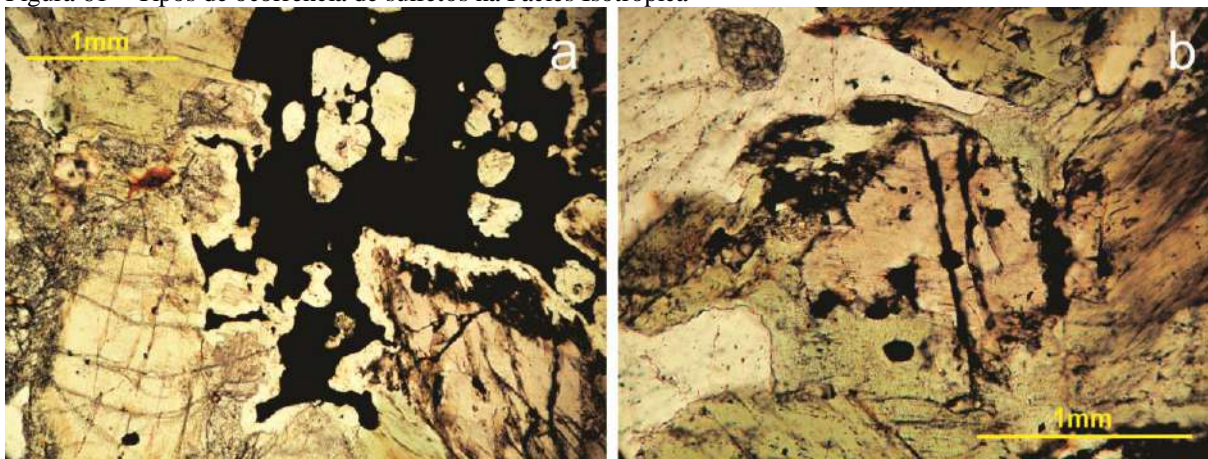
A razão entre o peso do concentrado de sulfetos e o peso da amostra de rocha inicial fornecem uma estimativa da porcentagem de sulfetos presentes na rocha. Ressalta-se a presença, apesar de baixa, de silicatos associados aos sulfetos nos concentrados. Desta forma, estes valores servem apenas a título de referência geral, não sendo adequado seu uso para cálculos que demandem maior precisão.

As amostras de rocha inicial DB-TUP-135 e VZ-09 pesaram 618,61 g e 503,34 g, respectivamente. Os concentrados de sulfeto das mesmas amostras pesaram, respectivamente, 10,12 g e 3,27 g. Dessa forma, a porcentagem de sulfetos é de 1,64% para a amostra DB-TUP-135 e de 0,65% para a amostra VZ-09.

Na Fácies Isotrópica, os sulfetos são do tipo intersticiais ou granulares. Também se observa a existência de microcristais de sulfetos inclusos na magnésio-hornblenda. Os sulfetos intersticiais ocorrem em contato com todos os máficos. Os granulares ocorrem associados às magnésio-hornblendas, bem como inclusões em ortopiroxênio (Figura 63). A existência dos sulfetos inclusos nos silicatos mostra ter havido segregação do líquido de sulfeto antes da

formação completa dos silicatos. Os cristais granulares e os microcristais observados representam pequenas gotículas imiscíveis que foram englobadas pelos silicatos antes de terem a chance de se acumularem com uma massa maior de líquido de sulfeto.

Figura 61 – Tipos de ocorrência de sulfetos na Fácies Isotrópica

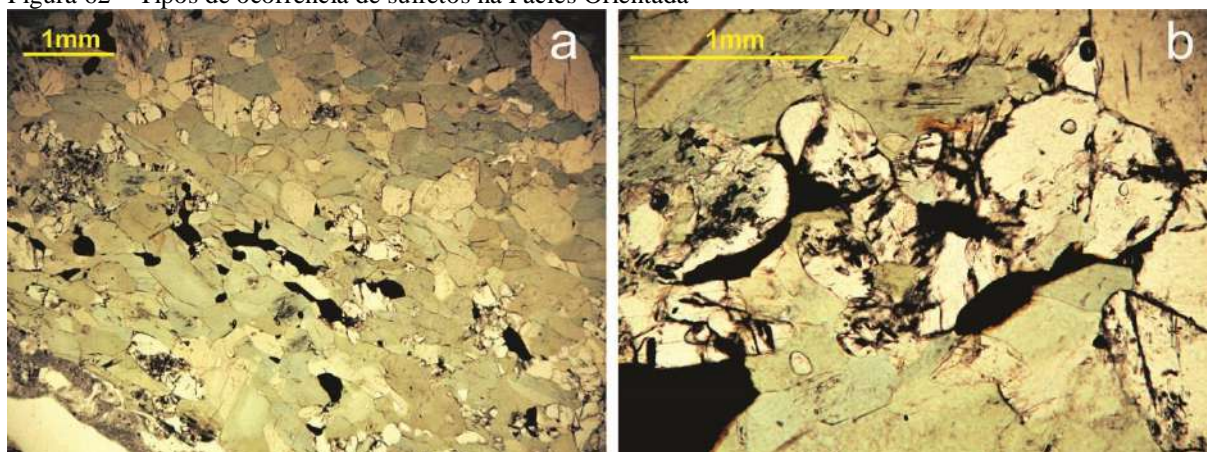


Legenda: Fotomicrografias da Fácies Isotrópica mostrando (a) sulfetos intersticiais e (b) e granulares como inclusões.

Fonte: O autor, 2018

Os sulfetos da Fácies Orientada ocorrem em cristais alongados em contato com cristais eudrais de hornblenda e acompanhando a orientação da foliação principal. A reorientação de grãos não altera a composição interna e exsoluções na pirrotita, já que ainda se observam as exsoluções de pentlandita e calcopirita. Os sulfetos também podem ocorrer como cristais anedrais arredondados e equidimensionais na forma de pequenas inclusões em hornblenda e clinopiroxênio. Outra forma de ocorrência é bordejando limites de cristais de piroxênio, preservando em parte a textura ígnea intersticial, porém relativamente reorientados acompanhando a reorientação dos piroxênios (Figura 64).

Figura 62 – Tipos de ocorrência de sulfetos na Fácies Orientada



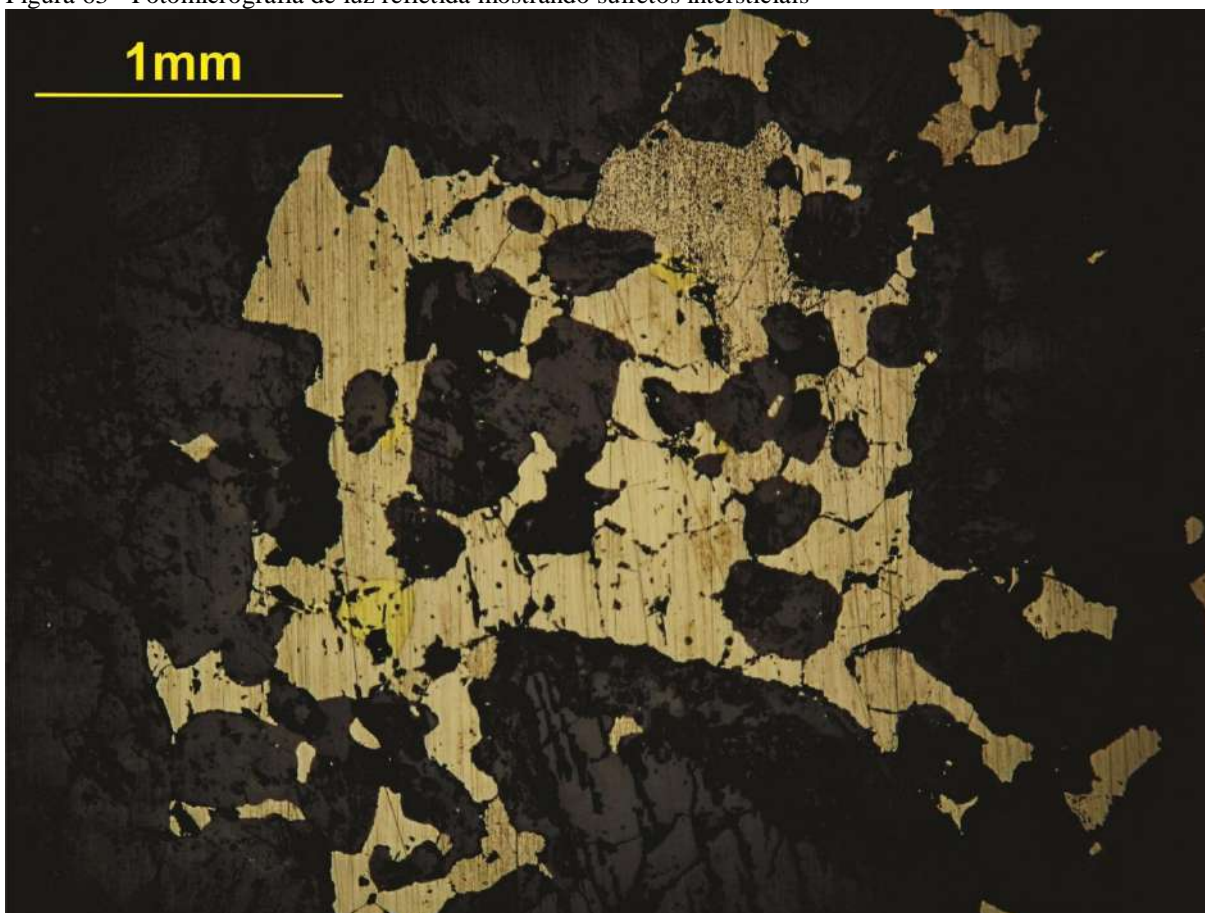
Legenda: Fotomicrografias de lâminas da Fácies Orientada mostrando (a) sulfetos orientados paralelamente à foliação e (b) sulfetos preservando, em parte, textura pretérita intersticial.

Fonte: O autor, 2018

Sob microscópio de luz refletida foi possível identificar nos sulfetos as diferentes fases que o compõem, com base na cor, intensidade de reflectância e dureza relativa.

São identificados quatro tipos que ocorrem associados como fases minerais individuais em um mesmo grão de sulfeto (Figura 65), baseados em diferentes tonalidades de amarelo, intensidade de reflectância, ou resistência à abrasão. O primeiro, de cor amarelo pálido e reflectância média, é o que predomina entre os sulfetos, estando os outros associados a este; o segundo tem cor amarelo pálido e reflectância muito alta; e o terceiro tem cor amarelo ouro e reflectância alta. O quarto tipo, observado mais claramente apenas nos sulfetos da lâmina DB-TUP-135, tem cor e reflectância equivalentes às do primeiro tipo, porém com mais resistência à abrasão do polimento, dado pela sua superfície menos desbastada em comparação com as fases adjacentes.

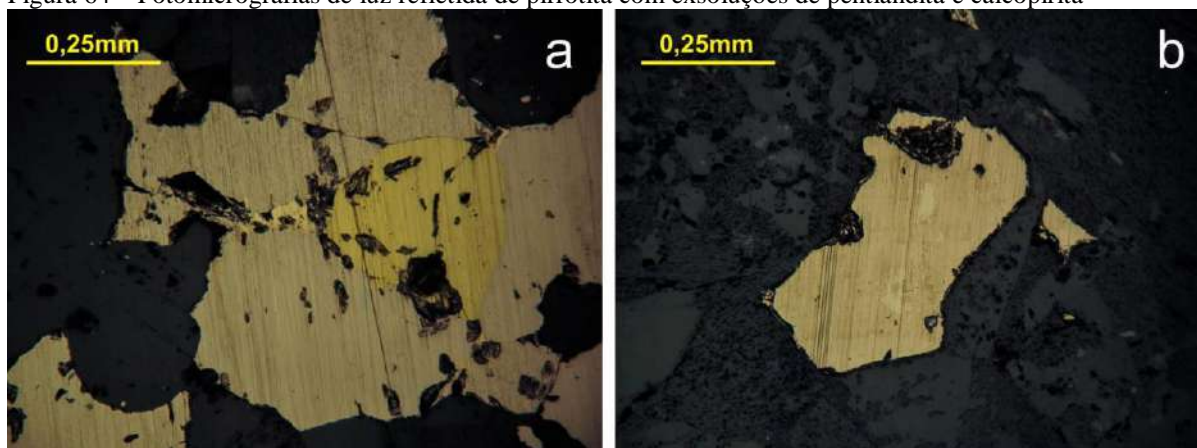
Figura 63 - Fotomicrografia de luz refletida mostrando sulfetos intersticiais



Fonte: O autor, 2018

Dados de microsonda mostram que os sulfetos do primeiro tipo definem a composição de pirrotita, o segundo tipo define química de pentlandita (sulfeto de Fe e Ni), e o terceiro é calcopirita (sulfeto de Fe e Cu) (Figura 66 e Apêndice C). O quarto tipo de sulfeto não foi quantificado na análise, porém a paragênese comum para os sulfetos descritos e as características petrográficas ao microscópio de luz refletida mostram que provavelmente se tratam de cristais de pirita (sulfeto de Fe).

Figura 64 – Fotomicrografias de luz refletida de pirrotita com exsoluções de pentlandita e calcopirita



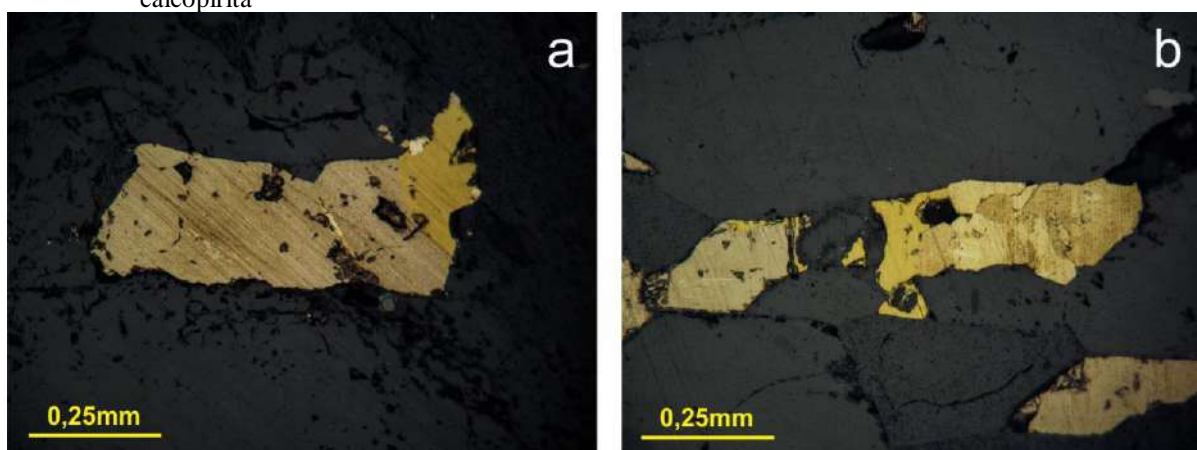
Legenda: (a) e (b) Pirrotita com exsoluções de pentlandita (amarelo pálido) e calcopirita (amarelo ouro).

Fonte: O autor, 2018

A composição química define em alguns grãos de pirrotita conteúdo de aproximadamente 1% de Ni, configurando pirrotita níquelífera. A presença de até 6% de Co define também a existência de pentlandita cobaltífera.

A pentlandita ocorre como flamas de exsolução na pirrotita, e a calcopirita ocorre em zonas nas bordas dos grãos de pirrotita (Figura 67), ou, raramente como flamas de exsolução na pirrotita.

Figura 65 – Fotomicrografia de luz refletida de pirrotita com exsoluções em flamas de pentlandita e zonas de calcopirita



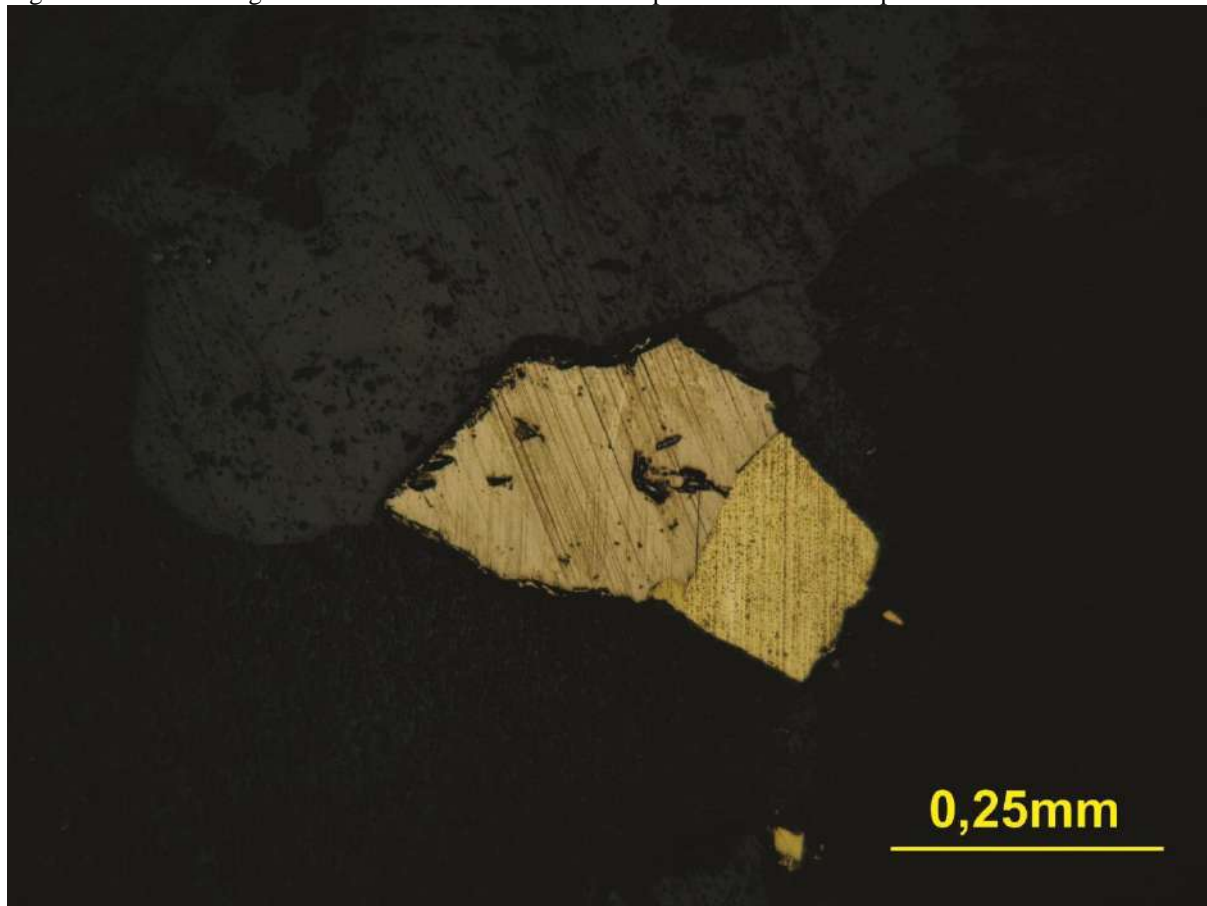
Legenda: Flamas de pentlandita (amarelo pálido) e zonas de calcopirita (amarelo ouro) em grão de pirrotita.

Fonte: O autor, 2018

A principal fase de sulfeto é a pirrotita com zonas de calcopirita. Essas zonas são geradas devido à cristalização fracionada do líquido de sulfeto, pois Fe tende a cristalizar na MSS (Figura 68), enquanto o Cu tende a permanecer no líquido de sulfeto (BARNES et al., 1994).

A existência das exsoluções indica ter havido temperatura para o processo se completar na MSS original.

Figura 66 – Fotomicrografia de luz refletida da Fácies Isotrópica de zona de calcopirita



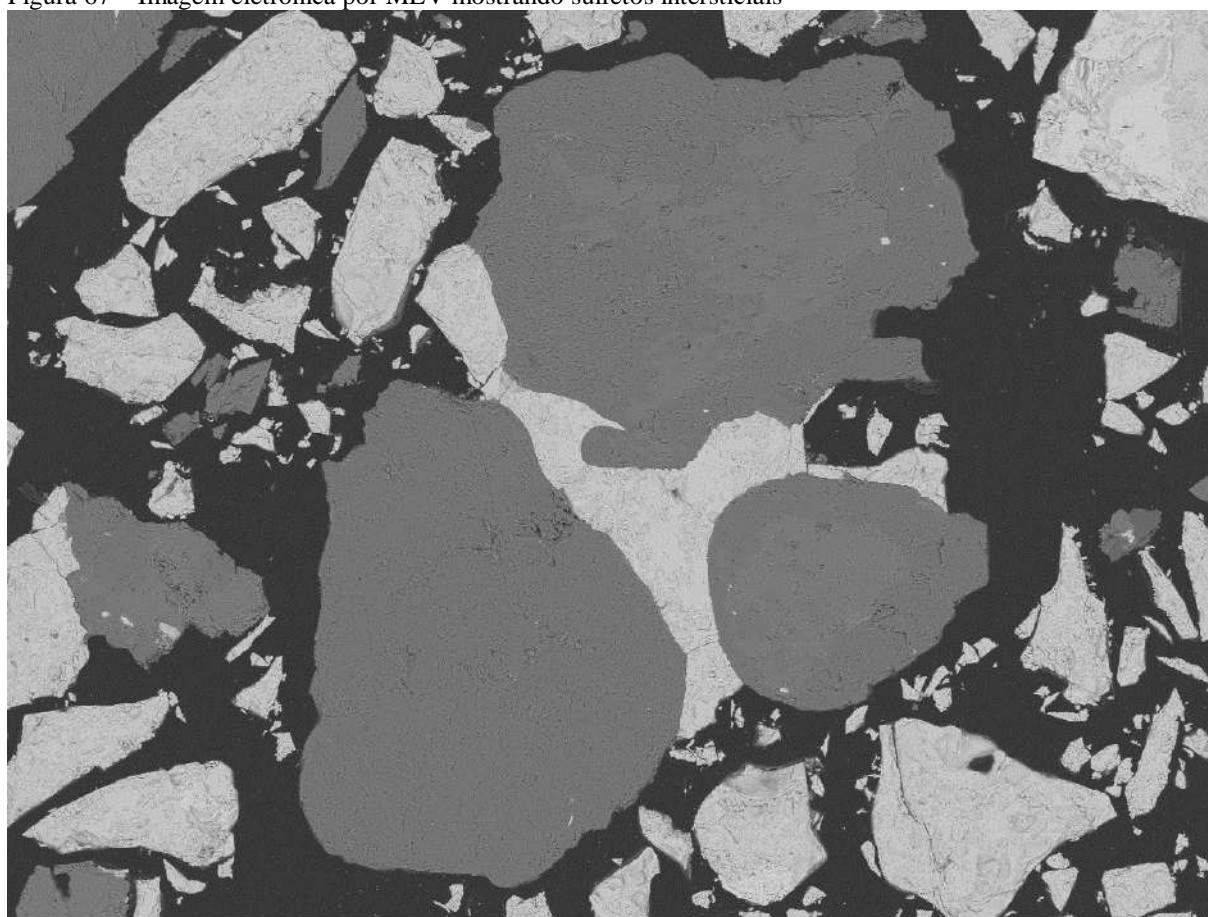
Legenda: Zona de calcopirita (amarelo ouro) associado a pirrotita. Zoneamento por cristalização fracionada
Fonte: O autor, 2018

Em geral, os conteúdos médios de Pt (80 ppm), Pd (30 ppm) e Au (20 ppm) não se mostraram tão representativos nos sulfetos analisados. Os erros associados às análises de Pt e Pd são, respectivamente, 14 e 7 ppm. Raros pontos mostram conteúdos relativamente altos de Pt (até 580 ppm em sulfeto de Fe-Cu) e Pd (até 240 ppm). Au com conteúdo relativamente mais alto de 55-113 ppm aparece em alguns pontos associados a sulfetos de todos os tipos citados, porém o alto erro associado (± 27 ppm) leva a não confiabilidade da análise.

3.4.1 Análise química mineral por MEV-EDS

Aproximadamente 70 grãos foram analisados em 192 análises pontuais EDS. Em todos os grãos foram realizados mapeamento EDS para detecção das zonas contendo Ni e/ou Cu. Devido ao grande número de grãos analisados, imagens de apenas alguns deles serão apresentadas (Figura 69). O resultado das análises está exposto no Apêndice D divididas por amostra e por fase de sulfeto.

Figura 67 – Imagem eletrônica por MEV mostrando sulfetos intersticiais



CETEM

2017/09/20

H

D7.6 x180

500 μ m

Legenda: Sulfetos intersticiais (cinza claro) em grãos de silicatos (cinza escuro).

Fonte: O autor, 2018

3.4.1.1 Composição química dos sulfetos do corpo

As imagens eletrônicas exibem grãos anédricos e intersticiais. A maioria dos grãos com alto retroespalhamento exibe tonalidades de cinza claro em contraste com grãos menos presentes com baixo retroespalhamento exibindo tonalidades de cinza escuro. Análises EDS indicaram que estes últimos são silicatos de Fe, Mg e Ca, se tratando então de anfibólios e/ou piroxênios.

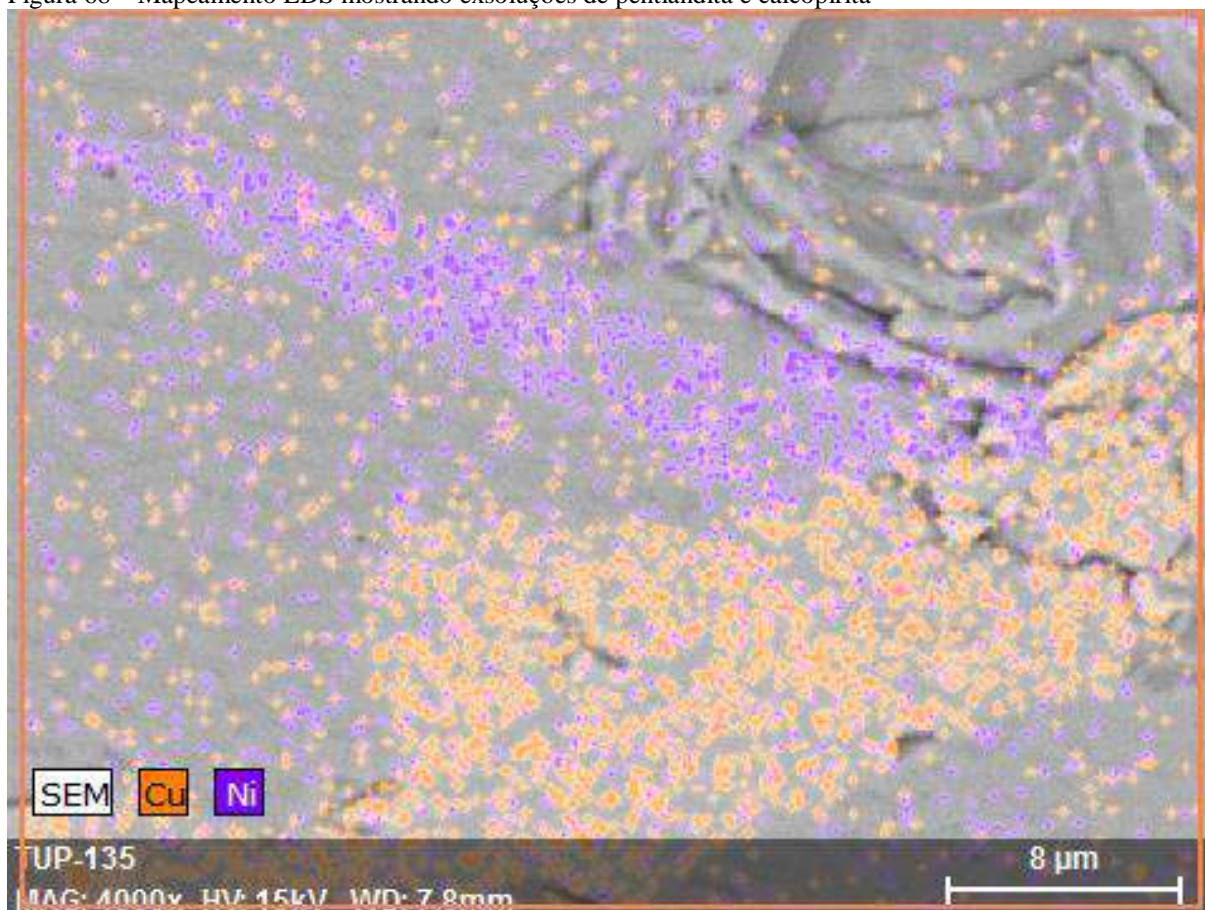
As análises por MEV-EDS nos grãos que exibem tonalidade de cinza claro confirmaram a suposição de que os grãos dos concentrados de sulfetos magnéticos tratavam-se majoritariamente de pirrotita, que representa a principal fase de sulfeto identificada nas amostras DB-TUP-135 e VZ-09, compondo praticamente todos os grãos analisados.

Análises pontuais nos grãos de pirrotita indicaram presenças variáveis de outros elementos na composição química, além de Fe e S. Algumas análises indicam conteúdo de Ni, outras Ni e Cu, outras Ni e Co.

O mapeamento EDS indicou a existência de fases exsolvidas de pentlandita e/ou zonas de calcopirita nos grãos de pirrotita (Figura 70), além de grãos individuais de calcopirita. A pentlandita ocorre sempre em pequenas flamas nas bordas ou no meio dos grãos de pirrotita. Em geral, a calcopirita ocorre nas bordas dos grãos de pirrotita ocupando até 35% do grão ou como pequenas flamas no meio dos grãos.

A presença de ambos os metais como exsoluções e zonas indica a existência de ambas as fases de solução sólida (MSS – *monosulfide solid solution* e ISS – *intermediate solid solution*) após segregação do líquido de sulfeto. Porém a maior presença dos sulfetos de Cu talvez possa indicar maior representatividade da iss no líquido de sulfeto.

Figura 68 – Mapeamento EDS mostrando exsoluções de pentlandita e calcopirita



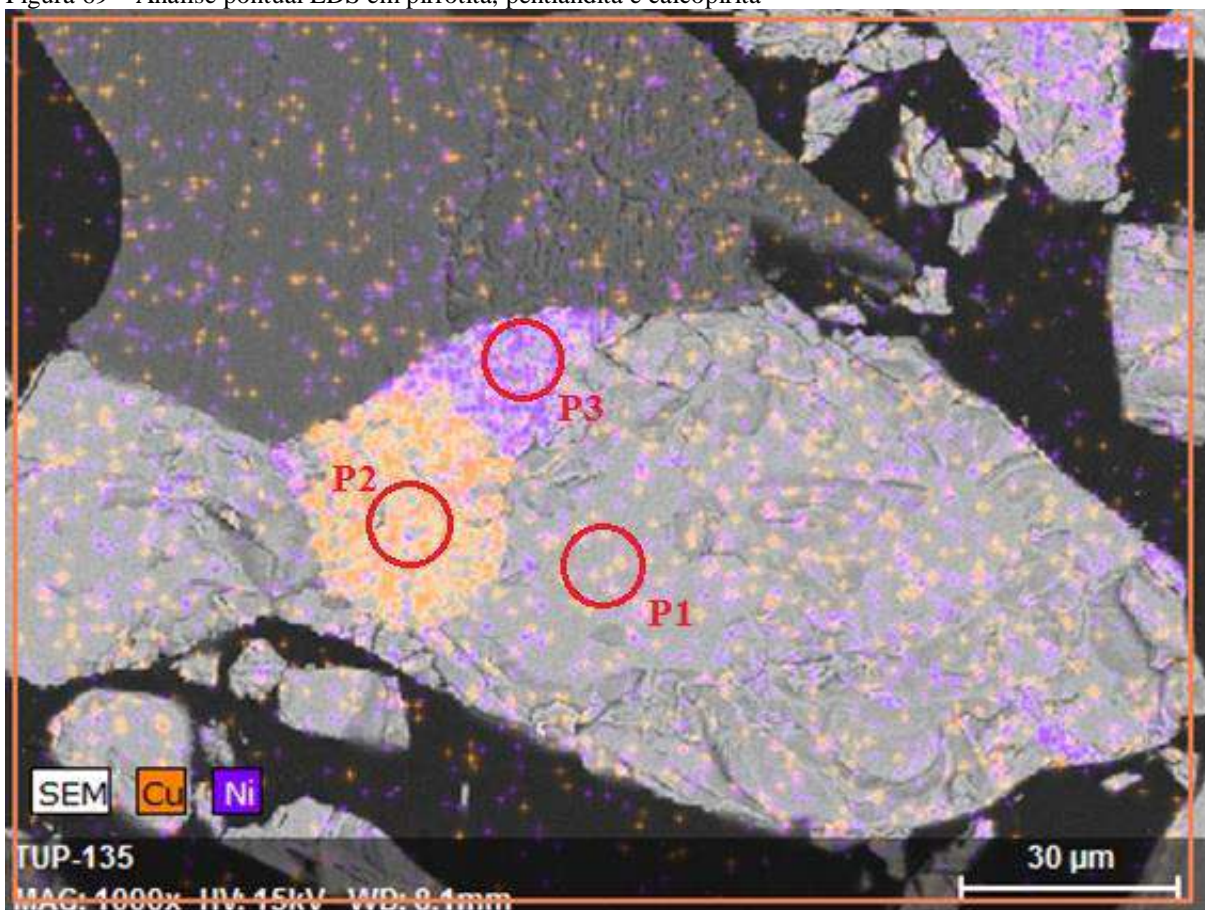
Legenda: Exsoluções de pentlandita (roxo) e calcopirita (laranja) em grãos de pirrotita.

Fonte: O autor, 2018

A composição média da pirrotita para a amostra DB-TUP-135 é de 38,33% de S, 58,46% de Fe, 1,33% de Ni, 0,65% de Cu e 1,08% de Co em 59 análises. As exsoluções de pentlandita são compostas, em média, por 35,86% de S, 30,87% de Fe, 23,90% de Ni, 0,88% de Cu e 8,49% de Co em 13 análises, destacando a presença de Co em todos os cristais de pentlandita dessa amostra. E a composição média das exsoluções de calcopirita é de 34,75% de S, 34,29% de Fe, 30,24% de Cu, 0,36% de Ni e 0,36% de Co em 21 análises.

A Figura 71 mostra um exemplo de mapeamento EDS que exhibe zoneamento de calcopirita e pentlandita em pirrotita, seguido de análises EDS pontuais na parte da pirrotita, na pentlandita e na calcopirita.

Figura 69 – Análise pontual EDS em pirrotita, pentlandita e calcopirita



Legenda: Análises realizadas nos pontos P1, P2 e P3 do grão 1 da área 1, amostra DB-TUP-135. O resultado da análise (Apêndice D) confirma composição química de pirrotita (P1), calcopirita (P2) e pentlandita (P3).

Fonte: O autor, 2018

A composição média da pirrotita para a amostra VZ-09 é de 36,41% de S e 60,17% de Fe, 1,69% de Ni, 0,46% de Cu, 1,08% de Co em 41 análises. A composição média das exsoluções de pentlandita são de 36,90% de S, 35,16% de Fe, 20,28% de Ni e 6,17% de Co em 5 análises. A calcopirita é composta, em média, por 35,53% de S, 37,41% de Fe, 25,7% de Cu e 1,31% de Ni em 6 análises

A calcopirita possui mais pontos analisados devido ao fato de que as exsoluções e zonas de calcopirita são maiores e, portanto, mais facilmente identificáveis, enquanto as exsoluções de pentlandita ocorrem como pequenas flamas, às vezes com dimensões micrométricas, mais difíceis de serem detectadas no mapeamento.

3.4.1.2 Composição química dos sulfetos das rochas metassedimentares

As análises da amostra DB-TUP-112 mostraram que todos grãos de sulfeto são compostos apenas por Fe e S. Por não se tratarem de grãos magnéticos, a composição é de pirita. Associado a esta fase mineral, observou-se rutilo como grãos individualizados e como inclusões na pirita.

Análises da amostra VZ-37 indicam a presença majoritária de pirrotita, contendo apenas S e Fe em sua composição. Poucos grãos de calcopirita associados foram observados. Nas bordas da pirrotita observa-se aumento no conteúdo de oxigênio na medida que diminui o conteúdo de enxofre. Tal feição indica processo de oxidação, que reflete na transformação de sulfeto de Fe para óxido de Fe.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

As rochas do corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira definem um corpo cumulático metamorfisado em condições de fácies anfíbolito, com mineralogia e texturas ígneas preservadas em alguns núcleos isotrópicos isolados.

A análise de microsonda confirmou a coexistência de clinopiroxênios e ortopiroxênios na fase magmática da evolução do corpo. A ausência de olivina e presença de orto- e clinopiroxênio em um magma de alto MgO reflete o alto teor de SiO₂.

A existência de três tipos de anfibólios representa diferentes fases na evolução do corpo. A edenita caracteriza o estágio magmático, indicando ter havido hidratação no magma. A magnésio-hornblenda caracteriza o pico metamórfico na paragênese HBL+AND. A actinolita representa fase de retrometamorfismo, junto com a biotita, registrando condições de fácies Xisto Verde.

As rochas analisadas por litogeoquímica são ultramáficas, com conteúdo de MgO (11,25-15,39 wt.%) compatível com magmas com alta disponibilidade de Ni, originalmente em torno de 170 a 450ppm, com base no gráfico da Figura 13 que mostra a relação do conteúdo de Ni e MgO em magmas ultramáficos.

O padrão de fracionamento dos ETR e diagrama multielementar de elementos incompatíveis mostra assinatura de crosta continental, sinalizando relações genéticas do corpo com as rochas do arco magmático. Além disso, a semelhança dos padrões ETR das rochas do CCO com as rochas do arco magmático Rio Negro, sugerem mesmo magma parental.

Dados de campo mostram a ocorrência de megaxenólito de quartzito com sulfeto nas rochas da Suíte Nova Friburgo, corroborando a possibilidade da existência de outras unidades metassedimentares, que podem conter enxofre, incorrendo em assimilação por parte das rochas metaígneas do Terreno Oriental. Além disso, a ocorrência de ortopiroxênio e quartzo nas lâminas pode estar relacionada à relativa saturação em SiO₂, que provavelmente foi condicionada por assimilação de rochas sedimentares.

O alto conteúdo de SiO₂ (50,90-52,34 wt.%) indica que houve contaminação ao magma original, refletindo na felsificação das rochas. O plot La/Sm em relação a SiO₂ indica que algumas rochas analisadas são condizentes com zona de assimilação no gráfico, porém este dado não é conclusivo sobre ter ou não ter havido contaminação.

As composições isotópicas dos sulfetos das rochas metassedimentares são condizentes com assinaturas de depósitos sedimentares marinhos. As diferenças nos graus de fracionamento

são justificadas por diferentes taxas de redução movidas pelos micro-organismos. A maior presença de compostos orgânicos dissolvidos no ambiente de sedimentação das rochas calcissilicáticas condicionaria altas taxas de redução, resultando em menores fracionamentos.

As rochas ultramáficas do CCO têm composições isotópicas enriquecidas em comparação à composição presumível para enxofre mantélico, o que indica ter havido assimilação de enxofre de rochas crustais.

Evidências sugerem a ocorrência de uma apófise do CCO, na parte mais próxima ao CTB, que possivelmente intrude as rochas calcissilicáticas que contém sulfetos da UAA.

A disposição em mapa do progressivo enriquecimento da composição $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos das rochas ultramáficas com a aproximação do contato com as rochas calcissilicáticas sugere a proveniência do enxofre assimilado.

É possível afirmar, com base nas evidências que houve processo de assimilação de rochas crustais, o que pode ter favorecido a formação de glóbulos imiscíveis de sulfetos no magma.

Apesar de que na literatura as rochas calcissilicáticas estão inseridas na SMA – representando assim a margem passiva do paleocontinente São Francisco –, a ausência de estudos mais detalhados dessa sequência específica, principalmente no que tange a seu ambiente de formação, abre uma lacuna para possível interpretação destas rochas serem parte do registro do prisma acrescionário, pela sua posição no contexto tectônico e pelo seu caráter sedimentar incluindo rochas carbonáticas e siliciclásticas. Neste caso, é possível que a assimilação do enxofre tenha como fonte as rochas calcissilicáticas.

Os dados de Cu/Zr sugerem ter havido processo de remoção de metais por parte do líquido de sulfeto, visto que duas amostras condizem com redução maior do conteúdo de Cu em relação ao de Zr, e as três amostras que não mostram a mesma relação contém maior volume de sulfetos que, por concentrar o Cu, sobrevaloriza o teor deste em relação ao Zr no magma silicático.

A ocorrência de cristais de sulfetos inclusos em minerais máficos é indicativa de segregação de sulfetos anteriormente a cristalização dos minerais, favorecendo a hipótese de ter ocorrido assentamento desses glóbulos imiscíveis e consequente acúmulo em regiões inferiores da câmara magmática.

Os dados das razões Cu/Pt e Cu/Pd não indicam potencialidade econômica para esses elementos.

As análises de química mineral mostraram baixa presença de PGE e Au. Porém, confirmaram a existência de exsoluções e zonas de pentlandita e calcopirita na MSS

representada pela pirrotita, principal fase de sulfeto componente do sistema. Tal caráter confirma ter havido segregação do líquido de sulfeto com enriquecimento dos metais (Ni, Cu e Co) em momento anterior à incorporação destes nos minerais silicáticos.

Os estudos do presente trabalho sugerem a presença dos principais condicionantes metalogenéticos para o sistema de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-(PGE), isto é, corpo cumulático de alto Mg que passou por processos de contaminação crustal, resultando na felsificação do magma e/ou adição de enxofre de fonte externa e assim, permitiu a segregação do líquido de sulfeto que incorporou os metais, condicionando a formação de calcopirita e pentlandita no decorrer da cristalização da monossulfide-solid-solution (MSS) de pirrotita. Fases estas que apresentam, ainda, conteúdo variável de Co.

Em suma, o corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira apresenta potencial metalogenético para conter depósito de sulfetos de Ni-Cu, não apresentando, porém a mesma vocação para os PGE.

CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Cálculos de pressão de formação das hornblendas das rochas do corpo, a partir dos dados de microsonda eletrônica, podem auxiliar no entendimento do momento de colocação e cristalização do magma parental do corpo em relação ao tectonismo regional, de forma a permitir uma interpretação mais completa da evolução do corpo.

A idade K-Ar obtida de hornblenda de 551 ± 6 Ma do CCO (CONCEIÇÃO et al., 1997) pode representar a idade da cristalização, visto que há fases deste mineral que registram o estágio magmático da história geológica do corpo, porém a probabilidade maior é a de que esteja relacionado ao metamorfismo, pois a maior representatividade desse mineral nas amostras é relativa a esse estágio (podem ocorrer substituindo os piroxênios e edenita nas bordas e/ou orientados segundo uma direção preferencial, indicando ter passado por deformação). A separação dos concentrados de sulfetos das amostras do corpo permitiu ao fim do processo a individualização de grãos de zircão nas frações não magnéticas. A datação U-Pb desses minerais pode fornecer um panorama mais preciso do *timing* de formação do corpo.

O entendimento das variações estratigráficas do corpo, delimitando em zonas as variações composicionais entre rochas gabróicas e ultramáficas, é útil na determinação de zonas mais favoráveis ao acúmulo de sulfetos.

Processamento de dados de aeromagnetometria podem auxiliar na interpretação da espacialização das ocorrências de rochas do CCO, devido ao contraste entre os valores médios de susceptibilidade magnética do CRN e das rochas do CCO. Análises magnetométricas em campo podem ser úteis na detecção de zonas que contém maior acúmulo de sulfetos, auxiliando na detecção de alvos potenciais para sulfetos de Ni-Cu.

Devido às pequenas dimensões das exsoluções de pentlandita, é possível que este mineral esteja presente em maior representatividade do que o identificado pelas análises por MEV-EDS. Sugere-se, portanto, quantificação por DRX pelo método de Rietveld no concentrado de sulfetos para estabelecer o quanto dos sulfetos é referente a pirrotita, a calcopirita e a pentlandita. Além disso, análise quantitativa de enxofre na amostra de rocha total é adequada para melhor quantificação dos sulfetos na rocha.

As análises petrográficas mostraram a ocorrência de inclusões fluidas no quartzo. O estudo da estabilidade térmica desses fluidos, estabelecendo relações com o estágio magmático ou metamórfico, ou até com possíveis episódios hidrotermais, auxiliará no melhor entendimento do papel do quartzo na assembleia mineralógica.

REFERÊNCIAS

- ALLÈGRE, C. *Isotope Geology*. 1. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
- ALMEIDA, J. C. H. et al. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, 1998, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia - MG, 1998. p. 32.
- ARNDT, N.; LESHER, C. M.; CZAMANSKE, G. K. *Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits*. Economic Geology, n. 100th Aniversary volume, p. 5–33, 2005.
- BARNES, S.-J. et al. *Partition Coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh and Ir Between Monosulphide Solid Solution and Sulphide Liquid and the Implications for the Formation of Compositionally Zoned Ni-Cu Sulphide Bodies by Fractional Crystallization of Sulphide Liquid*. Mineralogical Magazine, v. 58A, n. 1, p. 51–52, 1994.
- BARNES, S.-J.; LIGHTFOOT, P. C. *Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents*. Economic Geology, v. 100, p. 179–213, 2005.
- BARNES, S.-J.; MAIER, W. D. *The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids*. In: KEYS, R. R. et al. Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration, v. 13, p. 69–106, 1999.
- BARNES, S. J. et al. *The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits*. Ore Geology Reviews, v. 76, p. 296–316, 2016.
- BARNES, S. J. et al. *The Santa Rita nickel sulfide deposit in the Fazenda Mirabela Intrusion, Bahia, Brazil: Geology, sulfide geochemistry, and genesis*. Economic Geology, v. 106, n. 7, p. 1083–1110, 2011.
- BELÉM, J. et al. *Bacia precursor versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas*. Geonomos, v. 19, n. 2, p. 224–243, 2011.
- BEST, M. G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 1 ed. New York: W.H. Freeman, 1982.
- BRENNER, T. L. *A Jazida de Níquel, Cobre e Platinóides de Fortaleza de Minas: Aspectos Tectônicos, Vulcanológicos e Tipos de Minérios*. 2006. 102 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.
- CABRAL, R. A. et al. *Anomalous sulphur isotopes in plume lavas reveal deep mantle storage of Archaean crust*. Nature, v. 496, n. 7446, p. 490–493, 2013.
- CLAYPOOL, G. E. et al. *The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation*. Chemical Geology, v. 28, n. C, p. 199–260, 1980.

CONCEIÇÃO, F. R. et al. *Proterozoic and Cretaceous gabbroic rocks from Serra dos Órgãos Region*. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 1997, Campos do Jordão. Extended Abstracts. São Paulo: SSAGI, 1997. p. 82–84.

CPRM. *Carta Geomorfológica do Município de Sumidouro - RJ*. 2017. [S.l.]: CPRM. Escala 1:50.000.

CROCKET, J. H. Platinum. *Group Elements in Mafic and Ultramafic Rocks: a Survey*. Canadian Mineralogist, v. 17, p. 391–402, 1979.

DE LA ROCHE, H. et al. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature*. Chemical Geology, v. 29, n. 1–4, p. 183–210, 1980.

DE MOOR, J. M. et al. *Sulfur isotope fractionation during the May 2003 eruption of Anatahan volcano, Mariana Islands: Implications for sulfur sources and plume processes*. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 74, n. 18, p. 5382–5397, 2010.

DEBELMAS, J.; MASCLE, G. *As Grandes Estruturas Geológicas*. Tradução de Luis Carlos Gama Pereira. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 2002.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. *Minerais Constituintes das Rochas: Uma Introdução*. 4. ed. Tradução de Carlos Regêncio Macedo. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1992.

DRM-RJ. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro: Folha Duas Barras*. Rio de Janeiro: DRM-RJ, 1972. Escala 1:50.000.

DUARTE, B. P. (Coord.) et al. *Programa Geologia do Brasil: Mapa Geológico da Folha Itaperuna*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2009. Escala 1:100.000.

EVANS, A. M. *An Introduction to Ore Geology*. Oxford: Blackwell, 1980.

FERREIRA FILHO, C. F.; NILSON, A. A.; NALDRETT, A. J. *The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite x stratiform controversy based on new geological and structural data*. Precambrian Research, v. 59, n. 1–2, p. 125–143, 1992.

FODOR, R. V. *Fe Content in Pyroxenes from Calc-alkalic Volcanic Suite, New Mexico, USA*. Earth and Planetary Science Letters, v. 11, p. 385–390, 1971.

GILL, R. *Rochas e Processos Ígneos: Um Guia Prático*. [s.l.] Bookman Editora, 2014.

HAWTHORNE, F. C. et al. *Ima report: Nomenclature of the amphibole supergroup*. American Mineralogist, v. 97, n. 11–12, p. 2031–2048, 2012.

HEILBRON, M. (Coord.) et al. *Programa Geologia do Brasil: Mapa Geológico da Folha Santo Antônio de Pádua*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2009. Escala 1:100.000.

HEILBRON, M. et al. *A orogênese brasileira no segmento central da faixa ribeira, Brasil*. Revista Brasileira de Geociências, v. 25, n. 4, p. 249–266, 1995.

HEILBRON, M. et al. *A Província Mantiqueira*. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1. ed. São Paulo: Ed. Beca, 2004. Cap. XIII, p. 203–234.

HEILBRON, M. et al. *Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions*. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 211–237, 2008.

HEILBRON, M. et al. *From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil*. In: MOHRIAK, W.; TAIWANI, M. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. [S.l.]: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 115, p. 1–34, 2000a.

HEILBRON, M. et al. *Neoproterozoic orogenic systems in Eastern, Central and Northeastern Brazil and the assembly of Gondwana*. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Extended Abstracts of the 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro: Secretariat Bureau, 2000b.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil)*. Precambrian Research, v. 125, n. 1–2, p. 87–112, 2003.

HEWINS, R. H. *Pyroxene Crystallization Trends and Contrasting Augite Zoning in the Sudbury Nickel Irruptive*. American Mineralogist, v. 59, p. 120–126, 1974.

HOEFS, J. 2015. *Stable Isotope Geochemistry*. 7. ed. Berlin: Springer, 2015.

HOFMANN, A. W. *Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism*. Nature, v. 385, p. 219–229, 1997.

IRVINE, T. N. *Terminology for Layered Intrusions*. Journal of Petrology, v. 23, n. 2, p. 127–162, 1982.

JAGOUTZ, E. et al. *The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules*. In: Lunar and Planetary Science Conference, 10th, 1979, Houston. Proceedings, v. 2. New York: Pergamon Press, 1979, p. 2031-2050.

JANOŮSEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. *Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit)*. Journal of Petrology, v. 47, n. 6, p. 1255–1259, 2006.

JUNHO, M. B.; MENDES, J. C.; LUDKA, I. P. *Gabro de marcos da costa, município de miguel pereira (RJ): magmatismo toleítico a cálcio alcalino na faixa ribeira*. Revista Brasileira de Geociência, v. 29, n. 4, p. 613–620, 1999.

KLEIN, C.; DUTROW, B. *Manual de Ciência dos Minerais*. 23. ed. Tradução de Tradução e revisão técnica: Rualdo Menegat. Porto Alegre: Bookman, 2012.

LE MAITRE, R. W. (Ed.). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

LI, C.; MAIER, W. D.; DE WAAL, S. A. *Magmatic Ni-Cu versus PGE deposits: Contrasting genetic controls and exploration implications*. South African Journal of Geology, v. 104, n. 4, p. 309–318, 2001.

LIGHTFOOT, P. C. *Advances in Ni-Cu-PGE Sulphide Deposit Models and Implications for Exploration Technologies*. Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 629–646, 2007.

LIGHTFOOT, P. C.; EVANS-LAMSWOOD, D. *Structural controls on the primary distribution of mafic-ultramafic intrusions containing Ni-Cu-Co-(PGE) sulfide mineralization in the roots of large igneous provinces*. Ore Geology Reviews, v. 64, n. 1, p. 354–386, 2015.

LOBATO, M. et al. *Provenance of the Neoproterozoic high-grade metasedimentary rocks of the arc-related Oriental Terrane of the Ribeira belt: Implications for Gondwana amalgamation*. Journal of South American Earth Sciences, v. 63, p. 260–278, 2015.

LUDKA, I. P.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. *Further Signs of an Enriched Mantle Source Under the Neoproterozoic Araquai-Ribeira Mobile Belt*. v. 30, n. 1, p. 95–98, 2000.

LUDKA, I. P.; WIEDEMANN, C. M. *Geoquímica do Gabro Coronítico de Amparo, RJ*. v. 25, p. 44–67, 2002.

MAIER, W. D.; BARNES, S. J.; DE WAAL, S. A. *Exploration for magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits: A review of recent advances in the use of geochemical tools, and their application to some South African ores*. South African Journal of Geology, v. 101, n. 3, p. 237–253, 1998.

MANDEVILLE, C. W. et al. *Stable isotope and petrologic evidence for open-system degassing during the climactic and pre-climactic eruptions of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon*. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 73, n. 10, p. 2978–3012, 2009.

MANSUR, E. T.; FERREIRA FILHO, C. F. *Magmatic structure and geochemistry of the Luanga Mafic-Ultramafic Complex: Further constraints for the PGE-mineralized magmatism in Carajás, Brazil*. Lithos, v. 266–267, p. 28–43, 2016.

MENDES, J. C. *Caracterização Petrogenética das Bordas Noríticas e Charnoquítóides dos Maciços de Venda Nova e Várzea Alegre – ES*. 1996. 238 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

MENDES, J. C.; FONSECA, M. J. G.; MOURA, J. C. *Petrografia e Geoquímica de Rochas Metamáficas e Metaultramáficas da região de Cambuci, Rio de Janeiro*. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, v. 34, n. 1, p. 22–32, 2011.

MISSION, P.-J.; BARNES, S.-J.; PAGÉ, P. *Processes affecting the massive sulphide lenses at the Delta deposit, Cape Smith Belt, Canada: Implication for the distribution of PGE*. In: 12th

SGA Biennial Meeting, 2013, Uppsala. Mineral deposits research for a high-tech world. [S.l.], 2013. p. 1047–1049.

MORIMOTO, N. et al. *Nomenclature of pyroxenes*. Mineralogical Magazine, v. 52, n. September, p. 535–550, 1988.

MUNGALL, J. E. *Kinetic Controls on the Partitioning of Trace Elements Between Silicate and Sulfide Liquids*. Journal of Petrology, v. 43, n. 5, p. 749–768, 2002.

MUNGALL, J. E. *Exploration for Platinum-group Elements Deposits*. Short Course Series Volume 35, n. August, p. 498, 2005.

NALDRETT, A. J. *Magmatic sulfide deposits*. [s.l.] Clarendon Press, 1989.

NALDRETT, A. J. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration*. [s.l.] Springer, 2004.

NOCKOLDS, S. R. *Average chemical compositions of some igneous rocks*. Geological Society of America Bulletin, v. 65, n. 10, p. 1007, 1954.

NOGUEIRA, J. R. (Coord.) et al. *Programa Geologia do Brasil: Mapa Geológico da Folha São Fidélis*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2009. Escala 1:100.000.

PEREIRA, R. M.; DUTRA, A. C.; SILVA, F.; SALOMÃO, M.; GERALDES, M. *Depositional environments of supracrustal metasedimentary sequence and possible model for zinc mineralization of Rio Claro area, Rio de Janeiro State (Brazil)*. Journal of Sedimentary Environments, v. 1, n. 3, p. 356–366, 2016.

ROBB, L. J. *Introduction to Ore Forming Processes*. 1. ed. Oxford: Blackwell, 2005.

ROLLISON, H. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1. ed. Michigan: Longman Scientific & Technical, 1993.

RUDNICK, R. L.; FOUNTAIN, D. M. *Nature and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective*. Reviews in Geophysics, v. 33, n. 3, p. 267–309, 1995.

SCHULZ, K. J. et al. *Magmatic Sulfide-Rich Nickel-Copper Deposits Related to Picrite and (or) Tholeiitic Basalt Dike-Sill Complexes: A Preliminary Deposit Model*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1179, p. 25, 2010.

SEAL, R. R. *Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 61, n. 1, p. 633–677, 2006.

SHARP, Z. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. 2. ed. [S.l.]: [s.n.], 2017. Disponível em: <http://digitalrepository.unm.edu/unm_oer/1/>. Acesso em: Agosto, 2017.

SHIMA, M.; GROSS, W. H.; THODE, H. G. *Sulfur Isotope Abundances in Basic Sills, Differentiated Granites, and Meteorites*. Journal of Geophysical Research, v. 68, n. 9, p. 2835–2847, 1963.

SIAL, A. N.; MCREATH, I. *Petrologia Ígnea*, vol. 1. Salvador: Bureau, 1984.

SILVA, J. M. et al. *Geology, petrology and geochemistry of the “Americano do Brasil” layered intrusion, central Brazil, and its Ni-Cu sulfide deposits*. *Mineralium Deposita*, v. 46, n. 1, p. 46–57, 2011.

SILVA, L. G. E. (Coord.) et al. *Programa Geologia do Brasil: Mapa Geológico da Folha Volta Redonda*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2007. Escala 1:100.000.

SONG, X.; WANG, Y.; CHEN, L. *Magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits in magma plumbing systems: Features, formation and exploration*. *Geoscience Frontiers*, v. 2, n. 3, p. 375–384, 2011.

THODE, H. G. *Sulfur Isotope Geochemistry and Fractionation Between Coexisting Sulfide Minerals*. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, v. 3, p. 133–144, 1970.

TUPINAMBÁ, M. *Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro*. 1999. 220 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

TUPINAMBÁ, M. (Coord.) et al. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Nova Friburgo 1:100.000*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2012. 136 p.

TUPINAMBÁ, M. (Coord.) et al. *Programa Geologia do Brasil: Mapa Geológico da Folha Nova Friburgo*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2009. Escala 1:100.000.

TUPINAMBÁ, M. et al. *Geologia Da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuai*. *Revista Geonomos*, v. 15, n. 1, p. 67–79, 2007a.

TUPINAMBÁ, M. et al. *Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation*. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2–3, p. 422–438, 2012.

TUPINAMBÁ, M. et al. *Meso-neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Craton and its surrounding South American and African metamorphic belt: a compilation of U-Pb aged*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4 (suplemento), p. 87–91, 2007b.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. *Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. Rosier 1957, p. 7–11, 2000.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. *Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil*. *Anuario do Instituto de Geociências*, v. 35, n. 2, p. 140–151, 2012.

VALERIANO, C. M. et al. *U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana*. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1–4, p. 27–55, 2004.

VALLADARES, C. S. (Coord.) et al. *Programa Geologia do Brasil: Mapa Geológico da Folha Três Rios*. Belo Horizonte: CPRM-UERJ, 2009. Escala 1:100.000.

WAGER, L. R.; BROWN, G. M. *Layered Igneous Rocks*. 1. ed. [S.l]: Olyver & Boyd, 1968.

WAGER; L. R.; BROWN G. M.; WADSWORTH, W. J. *Types of Igneous Cumulates*. *Journal of Petrology*, v. 1, n. 1, p. 73–85, 1960.

APÊNDICE A – Medidas de susceptibilidade magnética

Ponto	Descrição	UTM-WGS84 (23K)			Medições de Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)										Média	Desv. Pad.	Desv Pad (%)
		X	Y	Z	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
VAZ-REG-01	Granito Suite Nova Friburgo	705991	7513223	811	218,00	304,00	238,00	297,00	302,00	234,00	254,00	228,00	266,00	228,00	246,00	31,65	13%
VAZ-REG-01	Diorito Suite Nova Friburgo	705991	7513223	811	108,00	100,00	75,50	149,00	159,00	126,00	175,00	126,00	62,20	157,00	126,00	35,43	28%
VAZ-REG-01	Gnaiss Suite Cordeiro	705991	7513223	811	30,00	48,70	10,80	15,00	63,00	0,03	2,00	53,00	3,00	0,00	12,90	23,06	179%
DB-TUP-112A	Quartzito xistoso São Fidélis	739908	7547924	934	0,02	0,28	0,25	0,20	0,27						0,25	0,10	38%
DB-TUP-112A	Quartzito c/ sulfetos São Fidélis	739908	7547924	934	0,06	0,18	0,04	0,09	0,02	0,17	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,06	135%
DB-TUP-112A	Quartzito c/ filme preto São Fidélis	739908	7547924	934	0,22	0,00	0,51	1,20	0,10						0,22	0,43	196%
DB-TUP-112B	Quartzito c/ pts pretos São Fidélis	739850	7548046	944	0,10	0,13	0,00	0,15	0,11						0,11	0,05	47%
DB-TUP-112C	Quartzito c/ pts pretos São Fidélis	739858	7547934	944	1,20	0,09	0,13	0,11	0,10						0,11	0,44	397%
VAZ-REG-04	Bt Gnaiss Migmatítico Andrelândia	754010	7562439	772	0,51	0,41	0,58	0,99	0,52	1,05	0,36	0,40	0,39	0,16	0,46	0,26	58%
VAZ-REG-05	Quartzito Andrelândia	754208	7562066	761	0,04	0,00	0,04	0,02	0,07	0,01	0,03	0,06	0,03	0,00	0,03	0,02	75%
DB-VAZ-29	Quartzito Andrelândia	745446	7560683	470	0,16	0,22	0,41	0,18	0,12						0,18	0,10	55%
DB-VAZ-18	Calcissilicática	746772	7560014	641	0,31	0,42	0,38	0,62	0,32						0,38	0,11	30%
DB-VAZ-05	Gnaiss do Complexo Rio Negro	749156	7558658	661	2,92	2,65	2,10	4,13	4,38	5,16	3,51	4,87	4,62	1,19	3,82	1,24	32%
VAZ-REG-06	Ortognaisse Complexo Rio Negro	754609	7560263	685	0,93	1,33	1,46	1,47	0,97	0,64	0,97	0,77	1,53	1,70	1,15	0,34	30%
VAZ-REG-06	Grumo preto Complexo Rio Negro	754609	7560263	685	3,98										3,98	0,00	0%
VAZ-REG-06	Faixa branca Complexo Rio Negro	754609	7560263	685	13,60										13,60	0,00	0%
VAZ-REG-06	Enclave Diorito Complexo Rio Negro	754609	7560263	685	2,29	2,83									2,56	0,27	11%
DB-VAZ-43	Enclave Diorito Complexo Rio Negro	748938	7558876	645	3,68	3,61	7,30								3,68	1,72	47%
VAZ-REG-03	Dique de diabásio	748799	7557043	790	176,00	199,00	180,00	191,00	191,00	155,00	184,00	141,00	199,00	182,00	183,00	17,74	10%
VAZ-REG-07	Dique de diabásio (c/ fácies Gabro)	754654	7560086	657	237,00	161,00	147,00	196,00	280,00	277,00	252,00	280,00	230,00	227,00	233,50	45,32	19%
DB-TUP-132	Dique de diabásio	749816	7558718	734	128,00	123,00	108,00	151,00	127,00						127,00	13,81	11%
DB-TUP-133	Dique de diabásio	749369	7558335	707	100,00										100,00	0,00	0%
DB-VAZ-41	Dique de diabásio	749587	7558447	710	126,00	149,00	136,00								136,00	9,42	7%
DB-VAZ-42	Dique de diabásio	749300	7558400	695	128,00										128,00	0,00	0%
DB-VAZ-01	Dique de diabásio	745698	7560129	501	152,00	119,00	167,00	157,00	156,00	142,00					154,00	15,25	10%

Ponto	Descrição	UTM-WGS84 (23K)			Medições de Susceptibilidade Magnética (x 0.001 SI)										Média	Desv. Pad.	Desv Pad (%)			
		X	Y	Z	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10						
DB-TUP-135-644m	Gabro isotrópico	748135	7559011	644	2,65	2,50	2,70											2,65	0,08	3%
DB-TUP-135-639m	Gabro isotrópico	748119	7559014	639	3,15	2,80	2,63	2,16	2,74	2,64								2,69	0,29	11%
DB-TUP-135-630m	Gabro isotrópico	748091	7559022	630	4,88	4,44	5,61	2,98	3,33	3,92								4,18	0,90	21%
DB-I-10	Gabro Oliveira (maciço)	748111	7558974	628	4,34	4,98	4,67	4,98	3,56	4,13	4,74	4,93	4,23	4,83				4,71	0,44	9%
DB-VAZ-03	Gabro Oliveira (foliado)	747387	7559716	610	2,98	2,87	4,47	3,03	5,26	4,96	9,11	6,71	1,26	3,63				4,05	2,13	53%
DB-TUP-135	Gabro isotrópico	748091	7559022	615	4,88	5,36	5,04	4,85	3,89									4,88	0,49	10%
DB-VAZ-45	Gabro isotrópico	747557	7559349	599	5,03	5,00	5,42											5,03	0,19	4%
DB-TUP-135	Gabro isotrópico (campo de blocos)	748091	7559022	615	4,59	4,96	4,74	5,37	2,00									4,74	1,20	25%
DB-VAZ-39	Gabro isotrópico (núcleo)	747565	7559422	591	4,79													4,79	0,00	0%
Média Fácies Isotrópica															4,19	0,87	21%			
DB-VAZ-28	Fácies orientada	746757	7560063	644	3,10	2,60	1,78	3,11	2,07									2,60	0,54	21%
DB-VAZ-20	Fácies orientada	746726	7559954	601	2,11	2,15	2,41	2,21	1,86									2,15	0,18	8%
DB-TUP-135-652m	Fácies orientada	748164	7558949	652	1,01	1,34	0,88	1,00	0,66	0,80								0,94	0,21	23%
DB-TUP-135-630m	Fácies orientada	748091	7559022	630	2,55	2,78	2,76											2,76	0,10	4%
DB-TUP-135	Fácies orientada	748091	7559022	615	2,49	1,62	1,65	1,63	1,58									1,63	0,35	21%
DB-VAZ-12	Fácies orientada	747090	7559783	633	1,42	2,04	0,79	1,84	2,57									1,84	0,60	33%
DB-VAZ-16	Fácies orientada	747005	7559953	648	1,77	1,68	1,97	0,74	0,63	1,65								1,67	0,52	31%
DB-VAZ-17	Fácies orientada	746928	7559974	654	2,06	1,01	0,83	2,28	1,78	0,88								1,40	0,59	42%
DB-VAZ-40	Fácies orientada	747464	7559055	606	2,04	2,07	1,85	1,86	1,70									1,86	0,14	7%
DB-VAZ-42	Fácies orientada	749300	7558400	695	3,30	2,86												3,08	0,22	7%
DB-VAZ-43	Fácies orientada	748938	7558876	645	1,91	1,61	2,35	2,40	0,94									1,91	0,54	28%
DB-VAZ-44	Fácies orientada	748332	7559214	615	3,03	2,33	3,56											3,03	0,50	17%
DB-VAZ-37	Fácies orientada	747348	7559515	577	1,93	1,72	1,77	1,98	1,98									1,93	0,11	6%
DB-VAZ-38	Fácies orientada	747476	7559434	590	2,31	1,10	1,59	1,08	3,69									1,59	0,98	61%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (1 - figura)	747565	7559422	591	1,17	0,69	0,75											0,75	0,21	29%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (2 - figura)	747565	7559422	591	2,16	1,86	1,55											1,86	0,25	13%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (3 - figura)	747565	7559422	591	1,26	1,36	1,62											1,36	0,15	11%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (4 - figura)	747565	7559422	591	1,62	1,35	1,01											1,35	0,25	18%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (5 - figura)	747565	7559422	591	1,75	1,14												1,45	0,31	21%
DB-TUP-135-644m	Fácies orientada (entre núcleos)	748135	7559011	644	1,93	0,91	1,65	2,07	2,91	2,36								2,00	0,62	31%
DB-VAZ-38	Fácies orientada (inferior 1)	747476	7559434	590	1,54	1,62	1,28											1,54	0,15	9%
DB-VAZ-38	Fácies orientada (inferior 2)	747476	7559434	590	4,05	2,79	2,50											2,79	0,67	24%
DB-VAZ-38	Fácies orientada (meio)	747476	7559434	590	1,59	2,12	1,29											1,59	0,34	22%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (núcleo)	747565	7559422	591	1,39	1,14	0,74	1,38	1,74	1,13								1,26	0,31	24%
DB-VAZ-39	Fácies orientada (outros pontos)	747565	7559422	591	0,73	0,62	0,77											0,73	0,06	9%
DB-VAZ-38	Fácies orientada (superior 1)	747476	7559434	590	1,06	1,11	1,28											1,11	0,09	8%
DB-VAZ-38	Fácies orientada (superior 2)	747476	7559434	590	1,01	1,01	0,82											1,01	0,09	9%
Média Fácies Orientada															1,75	0,64	37%			

