ANEXO

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ASSINATURA ESPECTRAL DO ALVO SUCUPIRA NO DISTRITO CU-AU CHAPADA - GOIÁS, BRASIL

Guilherme Supriano Gasparino Silva

Orientador: Prof. Dr. Diego Fernando Ducart

Co-orientador: Leandro Rocha de Oliveira

Campinas-SP

Dezembro de 2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ASSINATURA ESPECTRAL DO ALVO SUCUPIRA NO DISTRITO CU-AU CHAPADA - GOIÁS, BRASIL

Guilherme Supriano Gasparino Silva

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 13 de Dezembro de 2016 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Diego Fernando Ducart (Orientador)
Profa. Dra. Maria José Maluf de Mesquita
MSc. Emanuel Amorer Amorer

Dedico esse trabalho ao meu avô Titico (in memoriam).

"Quanto mais me elevo, menor fico aos olhos de quem não sabe voar"

Friedrich Nietzsche

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente à minha família, aos meus avós Sônia, Titico e Cida que sempre foram meu alicerce para chegar onde cheguei. À minha mãe Marcia, minha guerreira e rainha, por todo amor, confiança e por sempre me manter em pé quando a vida nos mostra não ser apenas “primavera”. Aos meus irmãos Raul e Vitor por me fazerem tentar ser um bom homem onde possam ter um espelho e alguém para contar sempre. Aos meus tios e tias por viverem cada vitória ao meu lado.

Em um momento com tanta mudança e estresse, sou grato em ter ao meu lado uma companheira que me incentivou e me tranquilizou nos momentos que mais precisei, obrigado Tha.

Mais uma vez o destino e a UNICAMP me colocaram em contato com os “hermanos”. E não há palavras para descrever a gratidão que tenho ao meu orientador Diego Ducart. Obrigado por toda paciência, confiança, broncas, risadas, los mates, debates dobre futebol (Es óbvio que Pelé es más grande que Maradona! Jajaja). Tenho certeza que sua visão do mercado e não apenas aquela arcaica mentalidade acadêmica, acrescentarão muito à UNICAMP.

Ao pessoal da Mineração Maracá, pela confiança no meu trabalho, por todo respaldo e investimento, mas principalmente pelas amizades que por lá conquistei. Obrigado ao meu co-orientador Dum Dum pelo trabalho e discussões, ao Emerson e Juliano pela confiança. Aos geólogos Dida, Bala, Boca, Holanda, Isis e Arthur pelas ajudas e aprendizado. Aos técnicos que sempre estavam dispostos a me auxiliar, Jonny, Jeffinho, Gabriel, Bruno, Bruna e Maurício... valeu galera!

Se tem algo muito valioso que conquistei nesses anos de graduação, foram as amizades que a Geologia me proporcionou, grandes momentos que ficarão para sempre guardados comigo.

À molecada da Republica Mansão em Rio Claro, Rapaziada do Santa Andréia da USP (Sauro, Traveka, Dois, Atila, Nekão, MTB, Lara, Buçanha, Mirim, Bim, Mussum, Pub....), aos Enevéios que me mostraram que a Geologia é um ovo e que independentemente de onde formos, sempre encontraremos um apaixonado pela rocha.

Campinas foi durante esses anos meu novo lar, literalmente meu novo lar. Aqui pude conhecer e conviver com outras famílias, a primeira e mais inesquecível, a 1060! Ahhhh 1060! Que saudades!

Mendigo, que falta das conversas que duravam horas meu irmão! Das músicas (sempre as mesmas), das filosofadas…. pra sempre tio!

Golé! Vixe..... vivências, vivências e mais vivências.... valeu por tudo irmão, por toda base e parceria.

Bibi, o que seria da gente sem suas ajudas? Sem sua organização e carinho? Sem os almoços da sua mãe? Sem ajudar até tarde os “meninos”? Não sei, só sei que foi demais.

Negãooo! Quanta coisa, quantos lugares, quantas aventuras! Sempre trarei você e a tia comigo! Obrigado pelo meu quartinho na sala no último ano!

Meu minino Hugo! Satisfação ter passado tanto tempo com você e seus pais, me acolheram como um filho e me fizeram sentir-me em casa tanas vezes. Cesão e Tia Edna, muito obrigado.

ÊÊÊ Caipora! Danone e Margô, pra vida inteira 010 pra sempre! Amo vocês e valeu por tantos momentos inesquecíveis.

Não é fácil. Para se ter o que almeja é necessário cair muitas vezes e escalar muitas e muitas montanhas, mas ao lembrar de todas essas pessoas que passaram pela minha vida esses anos, vejo que valeu muito a pena. E que com certeza, repetiria tudo exatamente igual!

RESUMO

O alvo Sucupira está localizado à 8km da cidade de Alto Horizonte-GO, no depósito Cu-Au de Chapada. Inserido no Arco Magmático de Goiás, na porção central da Província Tocantins. O minério do depósito é constituído predominantemente por uma associação de calcopirita-pirita-magnetita. Utilizando o espectrômetro de refletância TerraSpec 4 Hi-Res (ASD), foram coletadas 2110 medidas de 10 furos distribuídos em 2 seções na direção NW-SE. Após caracterizar as feições espectrais com o software TSG, extraiu-se parâmetros de cristalinidade das micas brancas, abundância das micas brancas,composição das micas brancas, abundância de hornblendas, abundância de epidotos, abundância de clorita, composição de clorita, abundância de biotita e composição de biotita. Por fim, ao correlacionar os parâmetros supracitados com as análises geoquímicas fornecidas pela empresa, notou-se que o parâmetro de composição das micas brancas serve como melhor vetor dentre os criados, visto que as zonas com composições fengíticas estão diretamente relacionadas as regiões de mineralização.

Palavras-chave: Espectroscopia de Reflectância; Micas Brancas; Alvo Sucupira

ABSTRACT

The Sucupira target is located 8 kilometers from Alto Horizonte town in Goiás state, hosted at the Cu-Au-bearing Chapada deposit, within the Goiás Magmatic Arc (central segment of Tocantins Province). The ore is mainly composed by an association of chalcopyrite-pyrite-magnetite. Using the TerrasPec 4 Hi-Res (ASD) reflectance spectrometer, 2110 measures were sampled from 10 drill-hole cores distributed in 2 NW-SE sections. The characterization of spectral features with TSG software yielded the crystallinity, abundance and the composition parameters of white mica. Additionally, it provided the hornblende, epidote, chlorite and biotite abudances as well as the chlorite and biotite composition. Lastly, by correlating such parameters with geochemical analyses, it has been noticed that the white mica parameters fits as the best created vectors since the zones with phengitic composition are directly related with mineralization.

Key words: Reflectance Spectrometer; White Micas; Sucupira target.

SUMÁRIO

RESUMO.....v
ABSTRACT.....vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....ix
LISTA DE TABELAS.....x
LISTA DE ABREVIAÇÕES.....xi
1. APRESENTAÇÃO.....13
1.1 Introdução.....13
1.2 Objetivo.....14
2. MATERIAS E MÉTODOS.....15
2.1 Cristalinidade das Micas Brancas.....19
2.2 Abundância de Micas Brancas.....20
2.3 Composição das Micas Brancas.....21
2.4 Abundância de Hornblenda.....22
2.5 Abundância de Epidoto.....23
2.6 Biotita e Clorita.....24
2.7 Abundância de Biotita.....26
2.8 Composição de Biotita.....26
2.9 Abundância de Clorita.....27
2.10 Composição de Clorita.....28
3. GEOLOGIA REGIONAL.....29
3.1 Província Tocantins.....29
3.2 O Arco Magmático de Mara Rosa.....30
3.2.1 Unidades Litoestratigráficas.....31
3.2.1.1 Seqüência Metavulcano-Sedimentar Mara Rosa.....31
3.2.1.2 Suíte plutônica do arco.....33
3.2.1.3 Cianititos e cianita quartzitos.....34
3.2.1.4 Ortognaisses.....35
3.2.1.5 Seqüência Metavulcano-Sedimentar Santa Terezinha De Goiás.....35
3.2.2 Geologia Estrutural.....35

3.2.3 Evolução Geológica da Área.....37
4. GEOLOGIA LOCAL DO DEPÓSITO CU-AU-CHAPADA.....39
5. RESULTADOS.....42
5.1 Micas Brancas.....41
5.2 Composição de Biotita.....42
6.DISCUSSÃO.....46
6.CONCLUSÃO.....46
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....47
ANEXO – SEÇÕES DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Seção 1 com *os furos NM 109, 110, 112, 178e 116.*

Figura 2: Seção 2 – com os furos NM 143, 106, 184, 162, 173.

Figura 3: Espectros representativos para misturas de illita/esmectita.

Figura 4: Em destaque apresenta-se a maior profundidade na amostra azul.

Figura 5: Espectro característico das hornblendas.

Figura 6: Espectro característico do Epidoto.

Figura 7. Espectros típicos de Biotita e Clorita.

Figura 8: Variação de espectros de Biotitas com diferente composição.

Figura 9: Compartimentação Tectônica da Faixa Brasília.

Figura 10: Mapa geológico esquemático do Arco Magmático de Mara Rosa.

Figura 11: Modelo de reconstrução para a evolução neoproterozóica da província Tocantins.

Figura 12: Mapa geológico do depósito de Chapada Cu-Au

Figura 13: Histograma global de composição das micas brancas relacionadas a teor de ouro.

Figura 14: Gráfico de dispersão de cristalinidade de micas brancas com teores de ouro.

Figura 15: Histograma global mostrando a correlação da composição de biotitas com os teores de ouro.

Figura 16: Furo de Sondagem NM109.

Figura 17: Furo de Sondagem NM184.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Algoritmos para extração dos dados espectrais.
Tabela 2: Produtos espectrais aplicados para extrair composição, cristalinidade e abundância dos minerais de interesse no estudo.

LISTA DE ABREVIAÇÕES

ABREVIAÇÃO	NOME ROCHA
BSS	Biotita Sericita quartzo xisto
GRT	Biotita granito foliado, Biotita Granodiorito,Sericita biotita Metagranito
SQZT/KQZT	Roscoelita quarztito, Sericita quartizito. Roscolelita Sericita quarztizito, Cianita quarztito, Cianita Sericita quartizito Roscoelita Cianita quartzito Entar neste grupo de rocha deve apresenta mais 60% de quarzto.
SQS	sericita quarzto xisto, Biotita sericita quarzto xisto. sericita quarzto xisto feldspático. Quartzo sericita,Roscoelita sericita quarzto xisto
AQS (ANX)	Anfibolio sericita quarzto xisto. Biotita Anfibolio sericita xisto
SKAO	Sericita caolinita, Pirita sericita caolinita, pode apresentar malaquita.
SQKS (CKS)	Cianita sericita quarzto xisto, sericita Cianita quarzto xisto. sericita quarzto xisto Cianita feldspático, Sericita Cianita xisto
CLS	Granada clorita xisto , Granada quazrto clorita xisto
CLS	Clorita xisto, Granada clorita xisto
ANFp	Granada epidoto anfibolito , epidoto anfibolito , quartzo epidtodo anfibolito, Carbonato-epidoto-muscovita-quartzo xisto rico em sulfetos, Quartzo-biotita-epidoto xisto, Anfibólio-granada-biotita-quartzo-epidoto xisto
TON/MTON	Biotita metonalito , Sericita Biotita Tonalito
MTS	Metassedimentos (engloba uma grande varidade de xisto como estourolita granada biotita xisto; granada biotita xisto; silimanita granada biotita xisto; metagrauvacas). Granada-biotita-epidoto-muscovita-quartzo xisto
VQZ	Veio de quartzo sacaraoidal com/sem sulfetos
BKS	Biotita Cianita quarzto xisto, Biotita Cianita xisto, Sericita Biotita Cianita xisto
BFS (BXF)	Biotita quarzto xisto feldspático, Biotito , Sericita Biotita xisto feldspático, Biotita gnaisse fino
MTF	Metatufo cinerítico ácido, intermediário e básico
QDP	Metaquartzo-diorito, Biotita metaquarzto-diorito porfíritico, quando alterado Clorita-muscovita-quartzo-epidoto-biotita xisto, Biotita-quartzo-muscovita-epidoto xisto
ANF	Biotita Anfibolito, Quarzto Anfibolito e Granada anfibolito
PEG	Muscovita pegamtitos
BCH	Brechas hidrotermais
MVI	Consiste de Anfibolio biotita gnaisse fino , anfibolio sericita biotita xisto, Muscovita epidoto-biotita-xisto, Granada-epidoto-quartzo-muscovita-biotita xisto
MVA	Carbonato-muscovita-clorita xisto, Plagioclásio-biotita-quartzo xisto, Carbonato-epidoto-muscovita-quartzo xisto rico em sulfetos, Epidoto-quartzo-muscovita xisto rico em pirita, Carbonato-biotita-epidoto-quartzo-muscovita xisto rico em sulfetos, Albita-m
MGB	Metagabro
CSS	Clorita sericita xisto
IQZT	Quartzito impuro

CCS	Calcio silicática
GNS	Gnaisse
DIO	Diorito
MPI	Meta plutônica intermediária
MVU	Meta vulcânica
QDPb	Quartzo diorito pórfiro
DAC	Dacito
Nlog	Não Logado
MVS	Metavulcano-sedimentar, ignibritos ou lava-flow
MTFC	Tufos cineríticos ou de cristal fino
MTFL	Lapilli tufos, ou tufos médios
MTFG	Aglomerado vulcânico, bombas, tufo grosso
EP	Epidosito (Formiga)
GON	Gondito (Formiga)
HBL	Hornblendito (Formiga)

1. APRESENTAÇÃO

1.1 Introdução

A mina de Chapada está localizada no município de Alto Horizonte no estado de Goiás, distante aproximadamente 350 km da capital Goiânia

Em campanha exploratória feita pela empresa INCO LTDA, o depósito foi descoberto em 1973, onde sedimentos de corrente indicaram ocorrência de ouro. Em julho de 2003 o depósito foi adquirido pela empresa Yamana Gold INC.

Richardson et al. (1986) interpretou Chapada como um depósito de Cu-Au associado à ambiente arco de ilha. Esse modelo foi reinterpretado por Kuyumjiam (1989,1991) como sendo de origem exalativa. Atualmente o modelo mais aceito é o proposto por Oliveira et al. (2015), que diz ser Chapada um depósito formado por combinações de processos. Envolvendo primeiro um evento de mineralização sinérgica de Cu-Au, semelhante ao pórfiro como discutido por Richardson et al. (1986), seguido de um segundo evento gerado numa zona de cisalhamento epigenético formando uma mineralização durante Dn+1.

O arcabouço do depósito é representado por uma antiforme cujo núcleo é composto pela associação de magnetita-biotita gnaisse e muscovita-biotita xisto envolto por anfibólio xistos, biotita-muscovita xistos, metacherts, rochas metavulcanoclásticas, corpos anfibolíticos e cianita-quartzo xisto. O minério do depósito é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita

A espectroscopia de reflectância nas regiões espectrais do visível e infravermelho próximo (VNIR) até infravermelho de ondas curtas (SWIR), cobrindo o intervalo entre 400 a 2500 nm, pode ser muito útil para a análise mineralógica. Ao comparar a posição e profundidade das bandas de absorção de um material desconhecido para bandas dos materiais conhecidos de bibliotecas espectrais de referência, podemos determinar os minerais presentes no espectro.

Duke (1994) e Young et al (2000) sugeriram que os geólogos podem usar a espectroscopia SWIR para identificar zonas hidrotermais que em combinação com outras técnicas, podem ser utilizadas como um vetor para exploração do depósito mineral.

Com isso, o presente trabalho busca caracterizar os minerais associados à mineralização do depósito de Chapada por meio de espectroscopia de reflectância, visando construir um método de análise que possa auxiliar à exploração mineral.

1.2 Objetivo

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização dos minerais associados à mineralização do depósito de Chapada por meio de espectroscopia de reflectância. Com isso, criar métodos, definir e caracterizar vetores para as zonas com diferentes características minerais que possam auxiliar na exploração do minério.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A seguir apresentam-se os materiais utilizados para elaboração do trabalho de conclusão de curso, bem como a metodologia desenvolvida para aplicação de espectroscopia de reflectância em testemunhos de sondagens no alvo Sucupira na mina de Cu-Au de Chapada.

Os espectros deste presente estudo foram coletados em testemunhos de sondagens distribuídos em duas seções na direção NW-SE (Figuras 1 e 2), ao todo mediu-se os espectros de 10 furos (Anexo) tirando a medida de dois em dois metros, totalizando 2110 medidas. Inicialmente houve a ideia de trabalhar com três sessões, mas posteriormente achou-se melhor nas sessões 1 e 2. A Mineração Maracá, pertencente ao grupo Yamana Gold, disponibilizou os resultados de geoquímica e descrição litológica para que o presente trabalho possa correlacionar tais informações com as assinaturas espectrais.

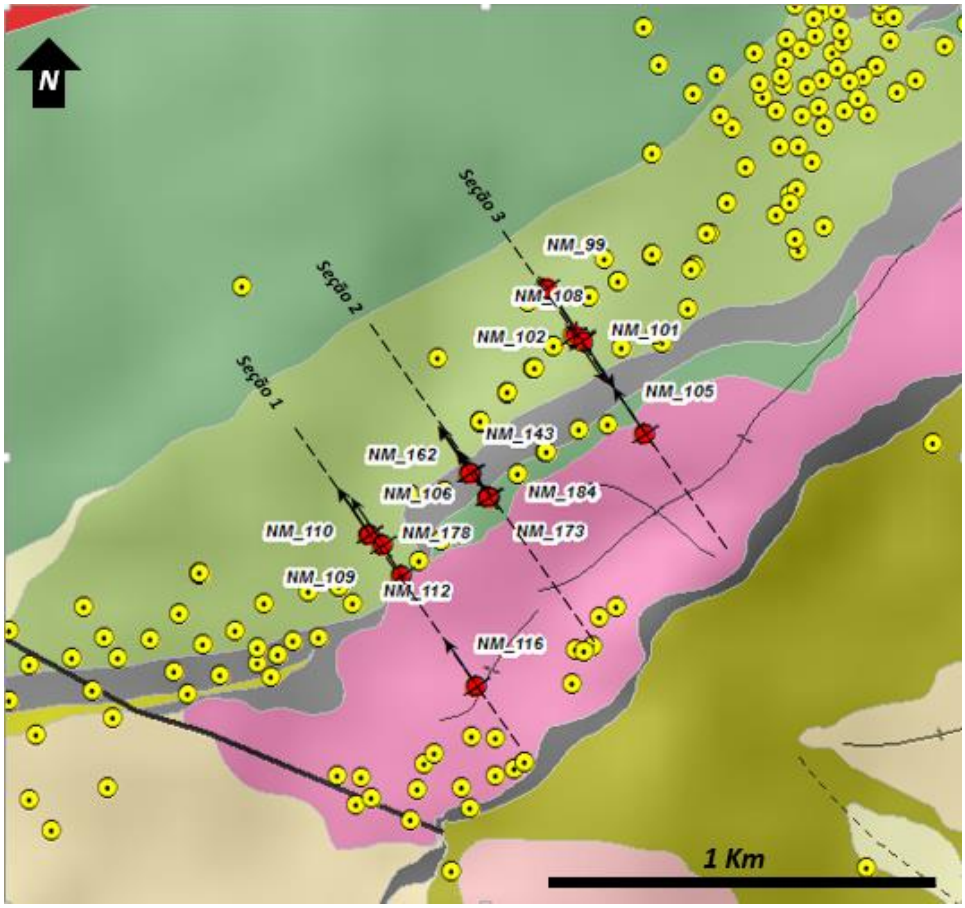


Figura 1: Distribuição espacial em planta das sessões.

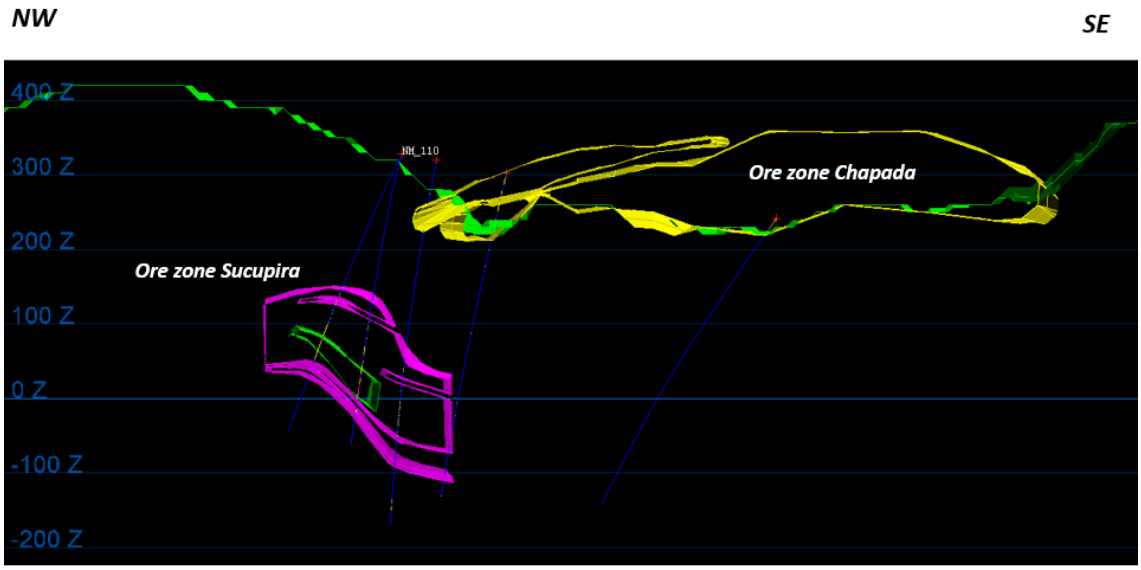


Figura 1.1: Seção 1 com *os furos NM 109, 110, 112, 178e 116.*

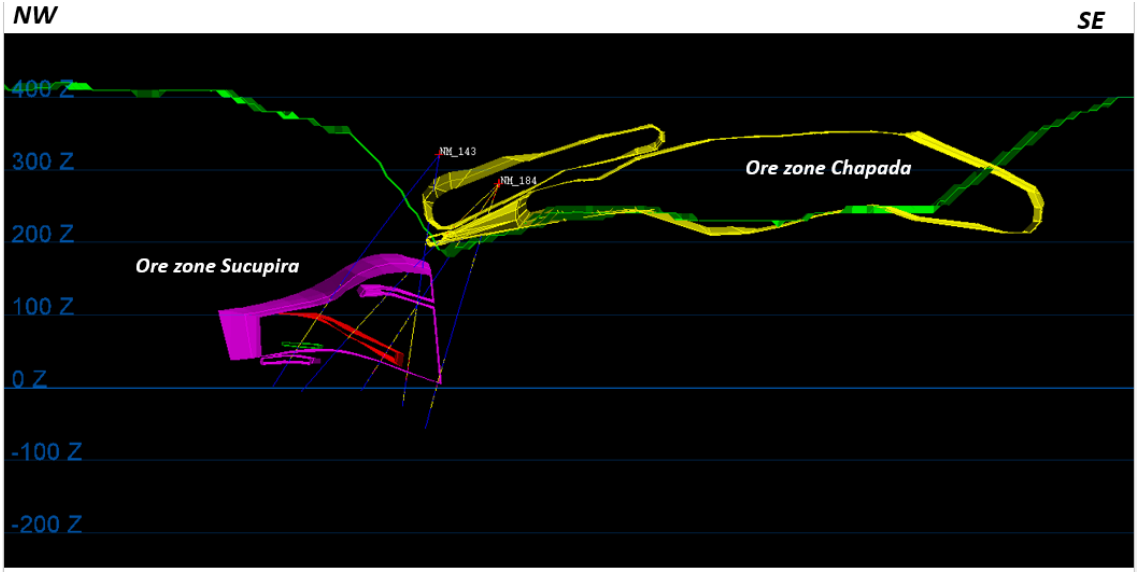


Figura 1.2: Seção 2 – com os furos NM 143, 106, 184, 162, 173.

Para a realização do trabalho utilizou-se um espectrômetro com uma sonda de contato para coletar os dados. Com isso, as coletas de dados puderam ser realizadas diretamente em contato com a amostra no próprio testemunho de sondagem, sem necessidade de preparação da amostra.

O espectro de reflectância das amostras foi medido utilizando o espectrômetro de reflectânia TerraSpec 4 Hi-Res Mineral Spectrometer (ASD).

O Dispositivo coleta os espectros através de três detectores, cobrindo comprimento de onda do visível-infravermelho proximo (VNIR) ao infravermelho de ondas curtas (SWIR), sendo eles VNIR:(350-1000 nm) e SWIR 1 & 2: (1001-1800 nm) e (1801-2500 nm) respectivamente.

Os dados foram analisados através do software TSG Pro versão 7.1.0.0.062. Utilizou-se o software para extrair informações mineral quantitativa. Esse trabalho foi feito de forma manual com as seguintes características:

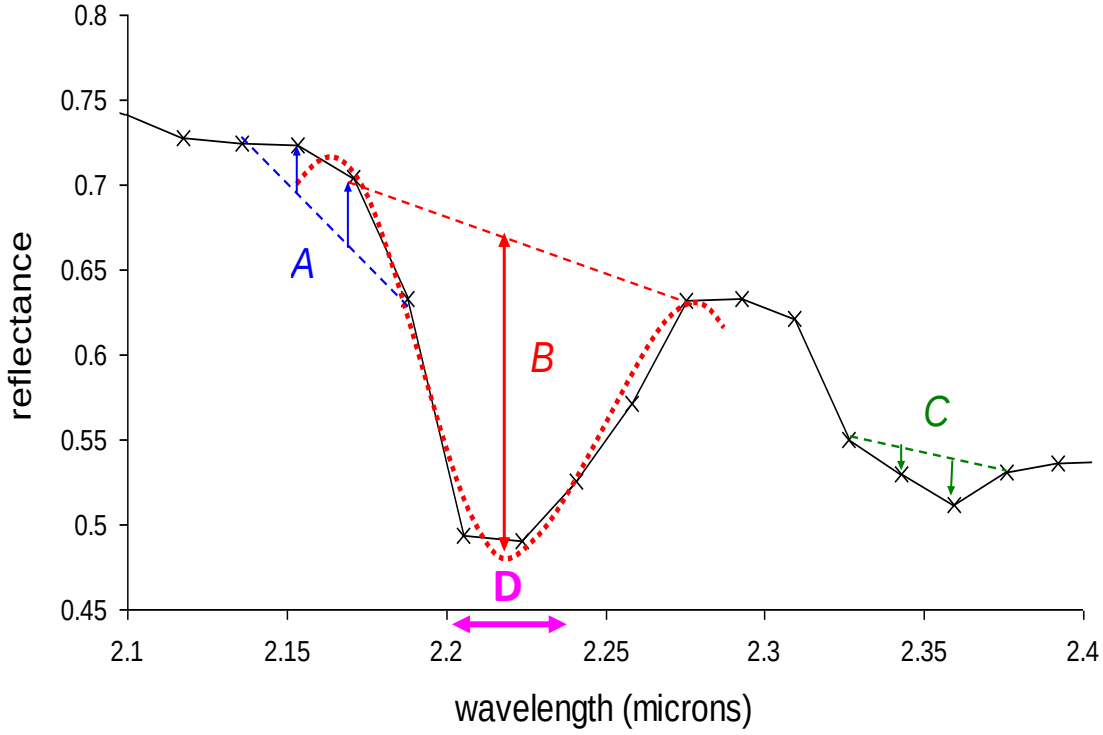


Figura 2. Aspectos extraídos do espectro para definição dos parâmetros

Para resolver problemas de misturas de minerais ou cristalinidade (ordenamento estrutural) usou-se operações aritméticas (A). Para determinar a abundância do mineral, analisou-se a profundidade de sua absorção (B), onde a ausência de absorção significa ausência do mineral, e uma maior profundidade, por sua vez, indica maior abundância. Afim de buscar feições de absorção, detectamos a área de absorção (C). Ao analisar a posição da

absorção, ou seja, do comprimento de onda, extraímos as informações de composição química do mineral (D).

Após analisar de forma manual e comparar os minerais das bibliotecas de referências, criou-se nove parâmetros finais para serem correlacionados com as informações dos dados oferecidos pela Mineração Maracá.

São eles: Cristalinidade das Mica Branca, Abundância das Mica Branca, Composição das Mica Branca, Abundância de Hornblenda, Abundância de Epidoto e Abundância de Clorita, Composição de Clorita, Abundância de Biotita e Composição de Biotita (Tabela 1).

Para definir os parâmetros de interesse do presente trabalho, usou-se diversas combinações de informações como explicado acima, criando máscaras e filtros, fazendo uso muitas vezes de lógica booleana para correlacionar uma máscara a outra (Tabela 2).

Tabela1: Algoritmos para extração dos dados espectrais.

Parâmetros	Função	Algoritmo Central no TSG
1412D	Região de absorção da água e hidróxidos no espectro	Profile: Relative Absortion Depth Radius:20, Spectral Layer HullQuot
2442D2	Identificar feição característica das Micas Brancas	Profile: Relative Absortion Depth Radius:30, Spectral Layer HullQuot
2204D	Região de absorção da ligação Al-OH no espectro	Profile: Relative Absortion Depth Radius:24, Spectral Layer HullQuot
1910D	Região de absorção da água no espectro	Profile: Relative Absortion Depth Radius:30, Spectral Layer HullQuot
2340D	Região de absorção da ligação MG-OH no espectro	Profile: Relative Absortion Depth Radius:60, Spectral Layer HullQuot
2311D	Região de absorção da ligação Mg-OH no espectro	Profile: Relative Absortion Area Radius:26, Spectral Layer HullQuot
1555D	Identificar feição diagnóstica de Epidotos	Profile: Relative Absortion Area Radius:20, Spectral Layer HullQuot
2253D	Região de absorção da ligação Fe-OH no espectro	Profile: Relative Absortion Depth Radius:13, Spectral Layer HullQuot
2278R	Valor de reflectância de 2278nm	Profile: Maximum value Radius:07, Spectral Layer HullQuot
2340R	Identificar o mínimo valor de reflectância no comprimento de 2340nm	Profile: Minimum value Radius:15, Spectral Layer HullQuot
2253R	Identificar o mínimo valor de reflectância no comprimento de 2253nm	Profile: Minimum value Radius:10, Spectral Layer HullQuot
2340WV	Identificar os comprimentos de onda para definir composição de BT e CT	Profile: Wavelength at minimum Radius:25, Spectral Layer HullQuot
2163D	Identificar feição característica de Micas	Profile: Relative Absortion Depth Radius:19, Spectral Layer HullQuot
2392A	Área de absorção com uso de Local	Profile: Relative Absortion Area Radius:14, Spectral Layer HullQuot Local
2278R/2340R	Razão entre os dois parâmetros para servir de base ao parâmetro CT_BT_RATIO	Arith: P2278R divided by P2340R
2278R/2253R	Razão entre os dois parâmetros para servir de base ao parâmetro CT_BT_RATIO	Arith: P2278R divided by P2253R
2204D/1910D	Razão entre os dois parâmetros para servir de base ao parâmetro de Micas Brancas	Arith: P2204D divided by P1910D
1910/2204D	Razão entre os dois parâmetros para servir de base ao parâmetro de Micas Brancas	Arith: P1910D divided by P2204D

Tabela 2: Produtos espectrais aplicados para extrair composição, cristalinidade e abundância dos minerais de interesse no estudo.

Parâmetros Finais	Função	Algoritmo Base no TSG	Máscaras e Filtros
WhMica_IC	determinação da cristalinidade das micas brancas	1412D 2442D 2204D 1910D	mask_1412D>0.0165 mask_2442D>0.0290 mask_(1412D>0.0165)AND(2442D>0.0290)
WhMica_Abund	determinação da abundância das micas brancas	2200D 2163D 1910D 2204D	mask_(2200D>0.013) mask_(2163D<0.002) 1910D/2204D*100 mask_(1910D/2204D*100)<120 mask_(2200D>0.013)AND(2163D<0.002) mask_(2200D>0.013)AND(2163D<0.002) AND(1910D/2204D*100)<120
WhMica_Comp	determinação da composição//ão das micas brancas	1910D 2204D 2200D 2163D 2204W	1910D/2204D*100 mask_(1910D/2204D*100)<120 mask_(2163D<0.002) mask_(2200D>0.313) mask_(2200D>0.313)AND(2163D<0.002) 2204W*mask_(2200D>0.313)AND(2163D<0.002) AND(1910D/2204D*100)<120
Horn_Abund	determinação da abundância de hornblendas	2311D 2392A	mask_2392A>0.0445 mask_2311D>0.644 mask_(2394A>0.0445)ANDmask_(2311D>0.644)
EP_Abund	determinação da abundância de epidotos	1555D 2253D 2340D	mask_1555D>0.00364 mask_(2253D)AND(2340D)
BT_Abund	determinação da abundância de biotitas	2340D 2340R 2278R 2253R	mask_2278R/2340R>1.089 mask_2278R/2253R>1.060 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_ (2278R/2253R>1.060) mask_Ep_abund<1.005 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_ (2278R/2253R>1.060)ANDmask_(Ep_abund<1.005) BT-CT_RATIO mask_BT-CT_RATIO>1.917

BT_Comp	determinação da composição de biotitas	2340W 2340R 2278R 2253R	mask_2278R/2340R>1.089 mask_2278R/2253R>1.060 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_(2278R/2253R>1.060) mask_Ep_abund<1.005 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_(2278R/2253R>1.060)ANDmask_(Ep_abund<1.005) BT-CT_RATIO mask_BT-CT_RATIO>1.917
CT_Abund	determinação da abundância de clorita	2340D 2340R 2278R 2253R	mask_2278R/2340R>1.089 mask_2278R/2253R>1.060 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_(2278R/2253R>1.060) mask_Ep_abund<1.005 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_(2278R/2253R>1.060) ANDmask_(Ep_abund<1.005) BT-CT_RATIO mask_BT-CT_RATIO>1.917
CT_Comp	determinação da composição de cloritas	2340W 2340R 2278R 2253R	mask_2278R/2340R>1.089 mask_2278R/2253R>1.060 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_(2278R/2253R>1.060) mask_Ep_abund<1.005 mask_(2278R/2340R>1.089)ANDmask_(2278R/2253R>1.060) ANDmask_(Ep_abund<1.005) BT-CT_RATIO mask_BT-CT_RATIO>1.917

2.1 Cristalinidade das Micas Brancas

A cristalinidade das micas brancas está diretamente relacionada à razão existente entre as feições do espectro na região da água (H_2O) com a região do espectro característico das ligações Al-OH, como presente na Figura 3.

A ilustração apresenta que o aumento da cristalinidade está relacionado à maior razão da profundidade da feição do espectro na região da ligação Al-OH, frente à feição na região da água, para obter-se tal relação, usou-se a divisão dos parâmetros 2220D/1910D.

Conforme presente na Figura 3, outra característica evidenciada refere-se a misturas de illitas com esmectitas nas feições de absorção presentes dos comprimentos de ondas próximos ao 1410nm e 2440nm. Com a diminuição da

absorção nas duas feições nota-se o aumento de esmectita, chegando ao desparecimento da feição na região de 2440nm nas esmectitas.

As Illitas e Illitas/Esmectitas exibem frequentemente variações de cristalinidade que podem fornecer vetores para partes de temperaturas mais altas do sistema de alteração, onde maiores temperaturas geram micas brancas com maior grau de ordenação. Estas variações de cristalinidade refletem-se nas profundidades relativas da absorção da água e na absorção principal de AlOH.

Nesse caso, criou-se duas máscaras (Mask_1412>0.0165) e (Mask_2442D>0.0290) e aplicando lógica booleana, obteve-se o parâmetro WhMica_IC.

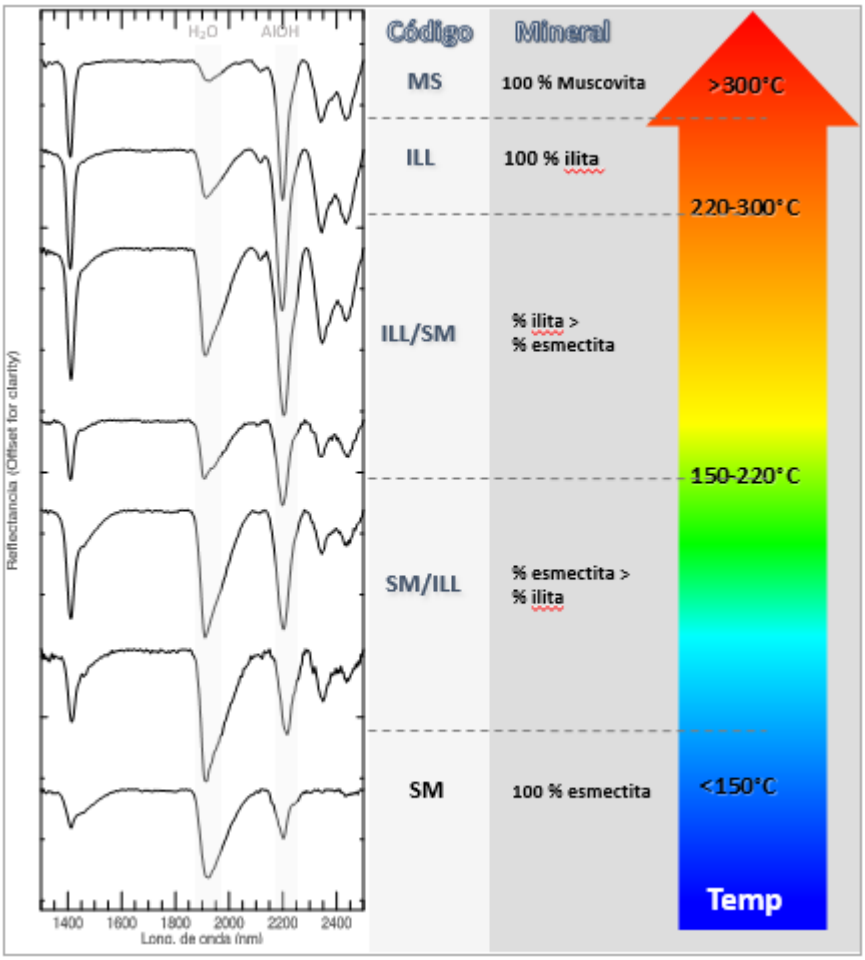


Figura 3: Espectros representativos para misturas de illita/esmectita. As temperaturas são aproximadas e se baseiam em temperaturas de formação de micas brancas e esmectitas em sistemas hidrotermais ().

2.2 Abundância de Micas Brancas

A abundância das micas brancas está relacionada à profundidade da absorção na região da ligação Al-OH (2200 nm) em relação à linha do contínuo. A maior profundidade dessa feição caracteriza uma maior abundância das micas brancas na amostra (Figura 4).

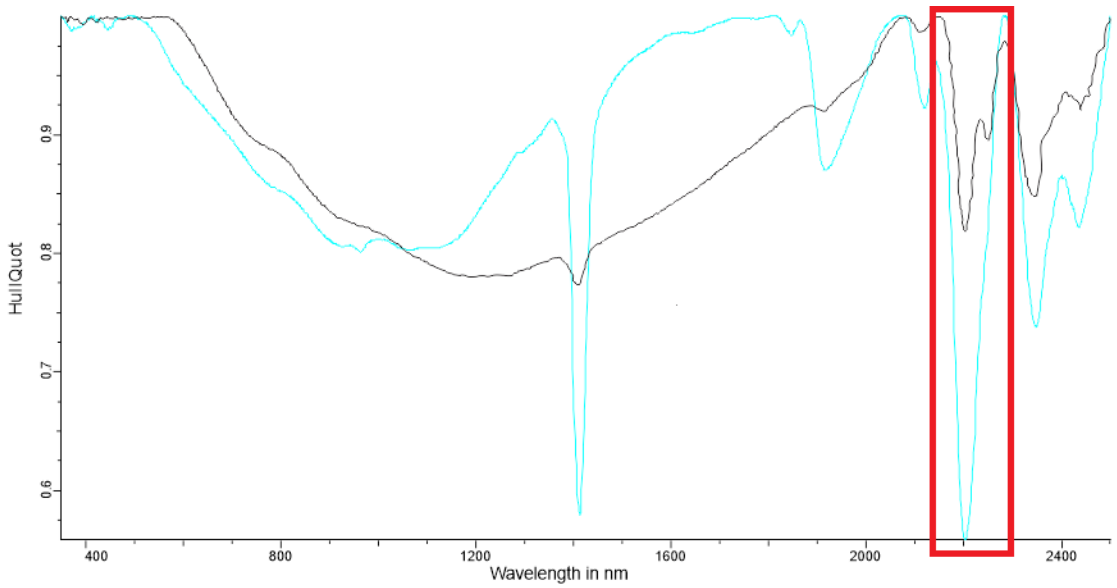


Figura 4: Em destaque apresenta-se a maior profundidade na amostra azul como reflexo de maior abundância frente a amostra com o espectro preto de menor profundidade.

2.3 Composição das Micas Brancas

Os comprimentos de onda na região da ligação de Al-OH, que abrangem de 2180 a 2208nm, estão relacionados à composição das micas brancas. Para Pontual (2008) o comprimento de onda da principal característica de absorção de AlOH reflete a composição das micas branca e varia de 2180nm típica de micas brancas mais ricas em Na (paragoníticas), passando para 2200nm que são as micas brancas normais potássicas, até 2225nm que se refere as associadas com Fe-Mg (fengíticas). Esta variação de comprimento de onda na absorção de AlOH está associada à proporção de Al octaédrico no mineral, que é indiretamente influenciada pela razão Na/K e diretamente influenciada pela substituição de Fe-Mg por Al nos sítios octaédricos. Como resultado, as micas brancas paragoníticas são mais ricas em alumínio em comparação as fengíticas que são mais pobres em alumínio. Os menores comprimentos de onda nessa região (2180 a 2195nm) reproduzem feições características de composição paragonítica (Na, passando na medida em que há o aumento do

comprimento de onda (2200 a 2208nm) para Normal Potássica (K) e posteriormente (2216 a 2228nm) para composição fengítica (Fe-Mg).

Para criar esse parâmetro, além de criar máscara para selecionar as feições características das micas, fez-se uso da multiplicação de máscaras que relacionavam as profundidades no comprimento de onda de 2200nm (2200D) e 2163nm (2163D) através de lógica booleana (AND) com o comprimento de onda 2204W.

A multiplicação desses dois parâmetros formou o parâmetro final WhMica_comp.

2.4 Abundância de Hornblenda

As feições espectrais características das hornblendas estão relacionadas à região da ligação Mg-OH, correspondente aos comprimentos de onda que variam do ~2320-2330nm e 2390-2400nm (Figura 5).

No intervalo de onda que varia aproximadamente de ~2320-2330nm, a feição não se comporta de forma simétrica como geralmente ocorre nas micas, sua feição mais arredondada pode ser uma característica diagnóstica frente a outros minerais que tem absorção nesse comprimento de onda.

Para a criação do parâmetro Horn_abund que corresponde à abundância de hornblenda foi multiplicado o parâmetro referente à profundidade da feição no comprimento de onda 2311 (parâmetro 2311D2) com uma máscara que correlacionou as duas principais feições da hornblenda através de lógica booleana, sendo esse o parâmetro (Mask_2392>0.0445 and ask_2311D>0.644).

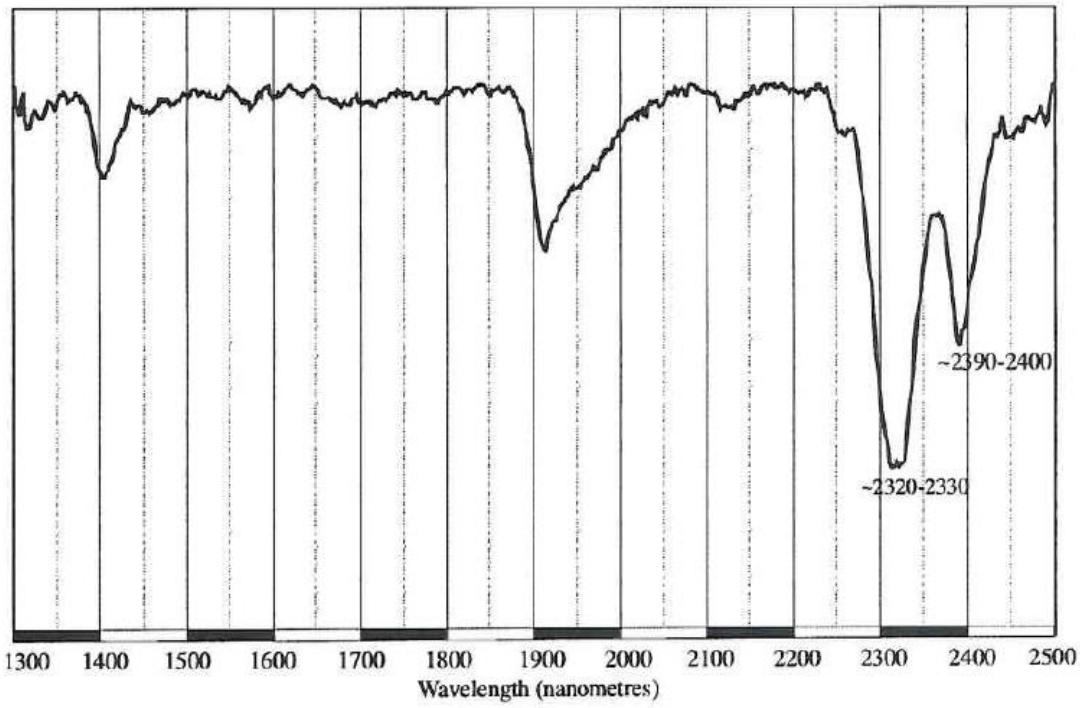


Figura 5: Espectro característico das hornblendas com destaque às feições nas regiões ~2320-2330nm e ~2390-2400nm (Pontual et al. 2008).

2.5 Abundância de Epidoto

O epidoto tem como característica em sua assinatura espectral principalmente uma absorção na região do comprimento de onda ~1545nm e outras duas feições na região de absorção do hidróxido de ferro (~2256nm), bem como na região do comprimento de onda que varia de 2335-2342nm (Figura 6).

Com isso, para a criação do parâmetro Ep_abund que se refere a abundância de epidoto, aplicou-se um parâmetro (1555D) para diagnosticar as feições próximas a primeira região descrita acima, e somou-se à uma máscara com lógica booleana (Mask_1555D>0.00364 and Mas_2253D as 2340D).

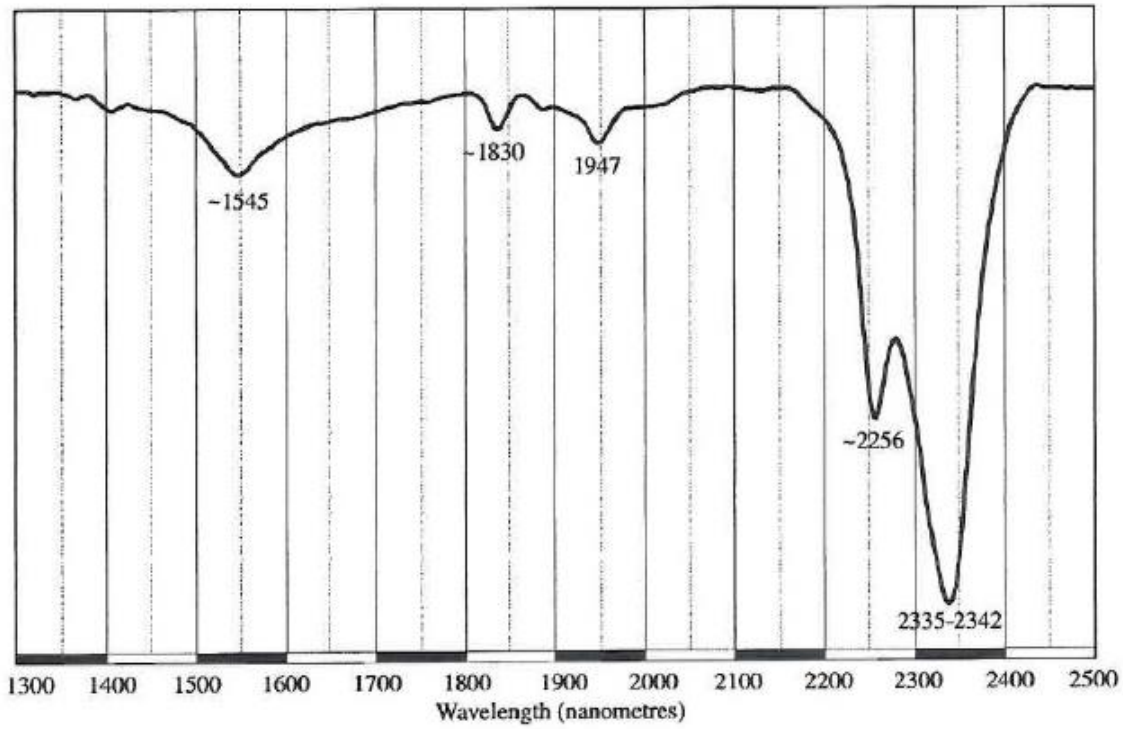


Figura 6: Espectro característico do Epidoto (Pontual *et al.* 2008).

2.6 Biotita e Clorita

Dos nove parâmetros criados no presente trabalho, os relacionados à biotita e clorita, foram os mais complexos e menos precisos devido a sobreposição de feições que ocorrem entre ambos, bem como as limitações impostas através dos métodos de espectroscopia de reflectância.

Assim sendo, para separar os dois minerais já que ambos tem como características feições de absorção nos comprimentos de ondas na região da ligação Fe-OH e ligação Mg-OH, buscou-se a diferenciação quanto ao ponto máximo de reflectância no comprimento de onda 2279nm (2279R) em relação à linha do contínuo (Figura 7).

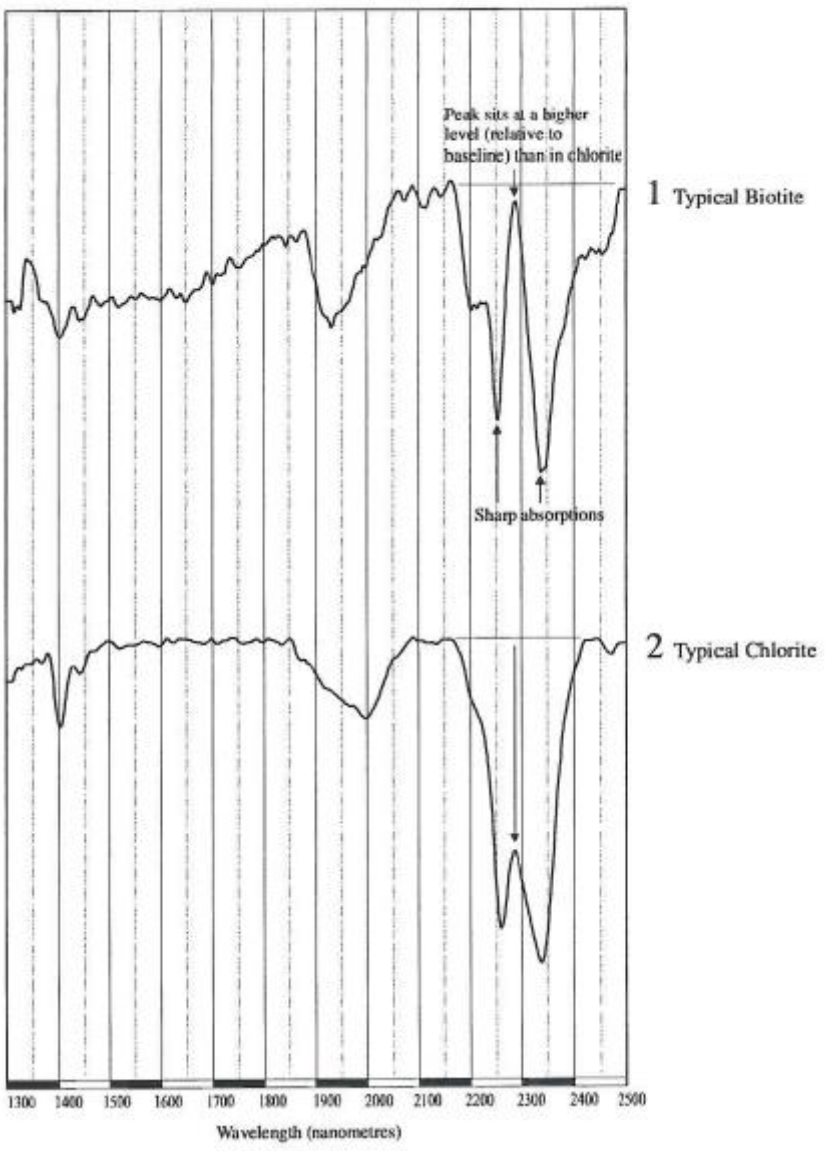


Figura 7: Espectros típicos de Biotita e Clorita destacando a relação do ponto máximo próximo ao comprimento de onda 2278 com relação à linha do contínuo. (Pontual *et al.* 2008).

A Biotita tem como característica que a reflectância no comprimento de onda 2279nm estar próximo da linha do contínuo frente à menor reflectância da clorita. Assim, para determinar os parâmetros de abundância de biotita, composição de biotita, abundância de clorita e composição de clorita, criou-se um parâmetro com uma razão biotita-clorita (BT-CT_RATIO).

Uma vez que, a diferenciação dos minerais na razão se dava pela proximidade à linha do contínuo, onde valores de razão acima de 1.917

referem-se à biotita (Mask_BT-CT_RATIO>1.917) e valores menores que 1.917 referem-se à clorita (Mask_BT-CT_RATIO<1.917).

2.7 Abundância de Biotita

Uma vez definido a máscara que filtra os espectros que representam as biotitas (Mask_BT-CT_RATIO>1.917), multiplicou-se à ele o parâmetro 2340D referente a profundidade da feição característica à abundância de biotita. Criando como resultado o parâmetro BT_abund.

2.8 Composição de Biotita

Segundo Pontual et al. (2008) espectros com feições de absorção mais próximos da composição de biotita com comprimento de onda próximo à 2323nm reproduzem o espectro de biotitas ricas em magnésio. Feições de composição de biotitas próximas à 2354nm, por sua vez, reproduzem o espectro de biotitas ricas em Fe (Figura 8).

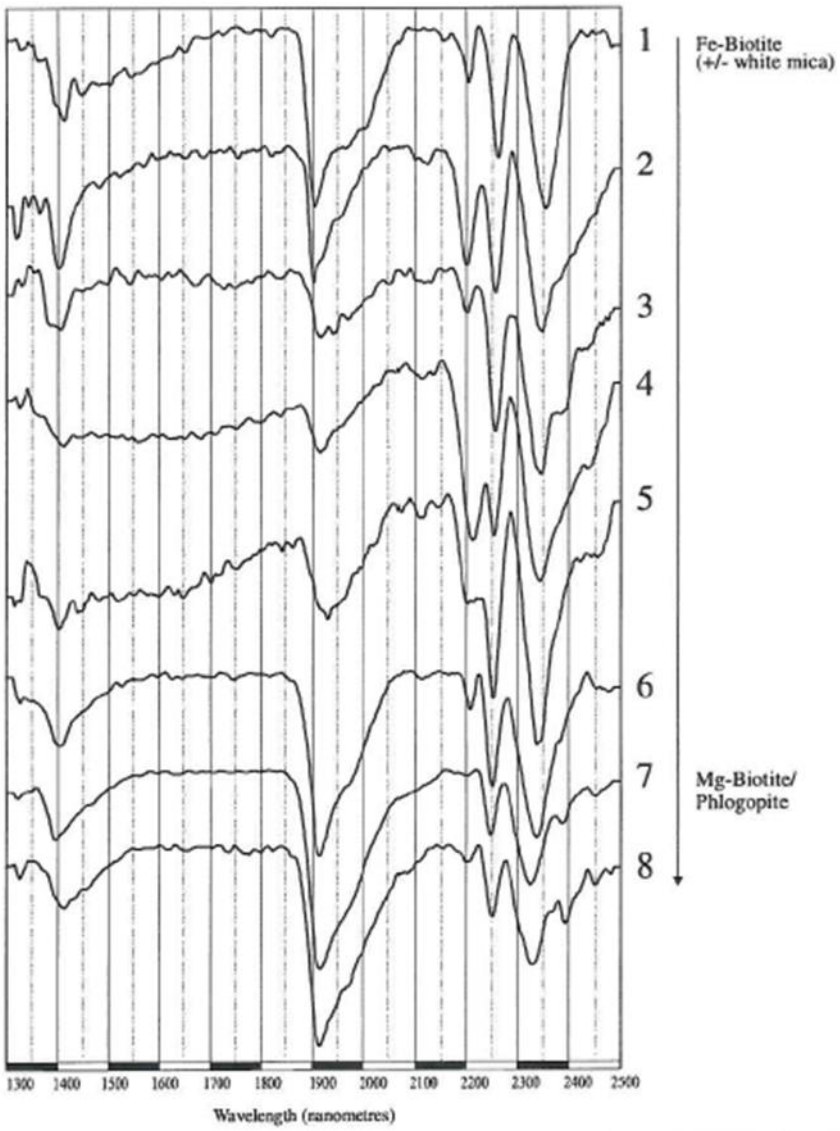


Figura 8: Variação de espectros de Biotitas com diferente composição, desde ricas em Fe para biotitas ricas em Mg (extraído de Pontual et al. 2008)

Para caracterizar se a biotita é mais rica em magnésio ou em ferro na amostra, mutiplicou-se à máscara que filtra os espectros que representam a biotita (Mask_BT-CT_RATIO>1.917) o parâmetro 2340W, correspondente ao comprimento de onda de 2340nm, criando como resultado o parâmetro BT_comp.

2.9 Abundância de Clorita

Após definir a máscara que filtra os espectros que representam as cloritas (Mask_BT-CT_RATIO<1.917), multiplicou-se à ele o parâmetro 2340D

referente a profundidade da feição característica à abundância de clorita. Criando como resultado o parâmetro CT_abund.

2.10 Composição de Clorita

Para caracterizar se a clorita é mais rica em magnésio ou em ferro na amostra, mutiplicou-se à máscara que filtra os espectros que representam a clorita (Mask_BT-CT_RATIO<1.917) o parâmetro 2340W, correspondente ao comprimento de onda de 2340nm, criando como resultado o parâmetro CT_comp.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Província Tocantins

A área do presente trabalho está inserida na província Tocantins, na região que abrange a faixa Brasília, mais especificamente no Arco Magmático de Goiás.

A província Tocantins desenvolveu-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco-Congo, de direção aproximadamente N-S (Almeida, et al., 1981) durante o ciclo orogenético Pan-Africano/Brasiliano no Neoproterozóico. A leste da província Tocantins, apresenta-se a faixa Brasília, principal unidade que ocupa uma área de aproximadamente 1000km de extensão alongada para N-S, contendo a Oeste o Arco Magmático de Goiás com idade Neoproterozóica e sequências metassedimentares.

Composto principalmente por gnaisses tonalíticos com uma assinatura isotópica e geoquímica que indica proveniência de uma crosta continental juvenil, situa-se na transição ente o maciço de Goiás e a Faixa Brasília (Figura 9). Estendendo-se para norte em direção ao estado do Pará e por baixo da Bacia do Paraná até chegar nas Nappes Socorro-Guaxupé.

Dois domínios principais desta crosta juvenil neoproterozóica têm sido estudados em maior detalhe e são referidos como arcos magmáticos de Arenópolis e Mara Rosa, que ocorrem nos setores sul e norte do arco de Goiás, respectivamente (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al*., 1997).

Legenda: **1-** Terrenos granito *greenstone* e gnaisse-migmatíticos arqueano/ paleoproterozóicos; **2-** Coberturas metassedimentares autóctones/ parautóctones (Grupos S. João Del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí); **3-** Terrenos granito *greenstone*, gnaisse-migmatíticos arqueanos/ paleoproterozóicos; **4-** *greenstone-belts* arqueanos/paleoproterozóicos; **5-** sucessões de rifte paleo- a mesoproterozóico (Grupo Araí); **6-** Sistema de Cavalgamento Ilicinea-Piumhi. **7-** Grupo Paranoá; **8-** Grupo Canastra; **9-** Grupo Vazante, **10-** Grupo Ibiá; **11-** Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofioliticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sin-colisionais (castanho); **12-** Nappes granuliticas (C.A.I - Complexo Anápolis-Itauçu; N.S.G. - Nappe Socorro-Guaxupé); **13-** Complexos granito-gnaisse-migmatíticos arqueanos/ paleoproterozóicos; **14-** *Greenstone-belts* arqueano/paleoproterozóicos; **15-** Sucessões vulcano-sedimentares de rifte mesoproterozóico (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); **16-** Complexos básico-ultrabásicos acamadados meso/neoproterozóicos; **17-** Sucessões vulcano-sedimentares meso- a neoproterozóicas; **18-** Ortognaisses e rochas granitóides neoproterozóicas; **19-** Faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); **20-** Coberturas sedimentares fanerozoicas.

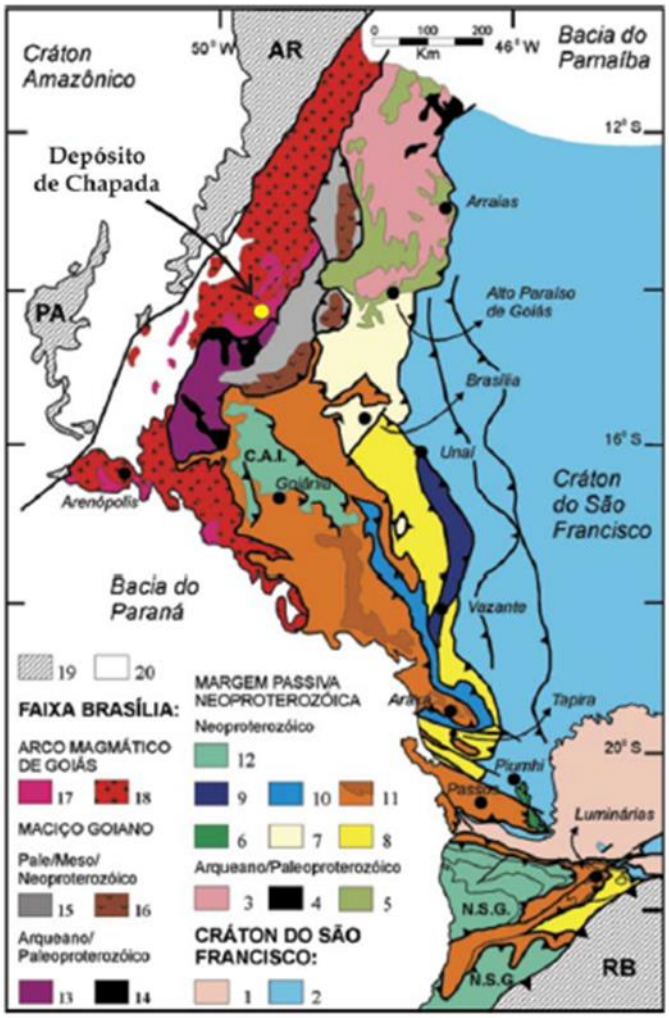


Figura 9: Compartimentação Tectônica da Faixa Brasília. Destaque para o Depósito de Chapada localizado no Arco Magmático de Mara Rosa e onde está inserida a área de estudo do presente trabalho (Extraído de Mantesso-Neto, et al., 2004).

3.2 O Arco Magmático de Mara Rosa

O Arco Magmático de Mara Rosa é caracterizado por ortognaisses tonalíticos a dioríticos entremeados por faixas estreitas e anastomosadas de seqüências de rochas vulcano-sedimentares (Pimentel *et al.*, 1997) (Figura 10 A). Importantes depósitos de Au e Cu-Au ocorrem hospedados em suas rochas, sendo caracterizados por quatro associações principais: Au-Ag-Ba (Depósito de Zacarias), Cu-Au (Depósito de Chapada), Au (Depósito de Posse) e Au-Cu-Bi (ocorrência de Mundinho) (Oliveira *et al.*, 2004).

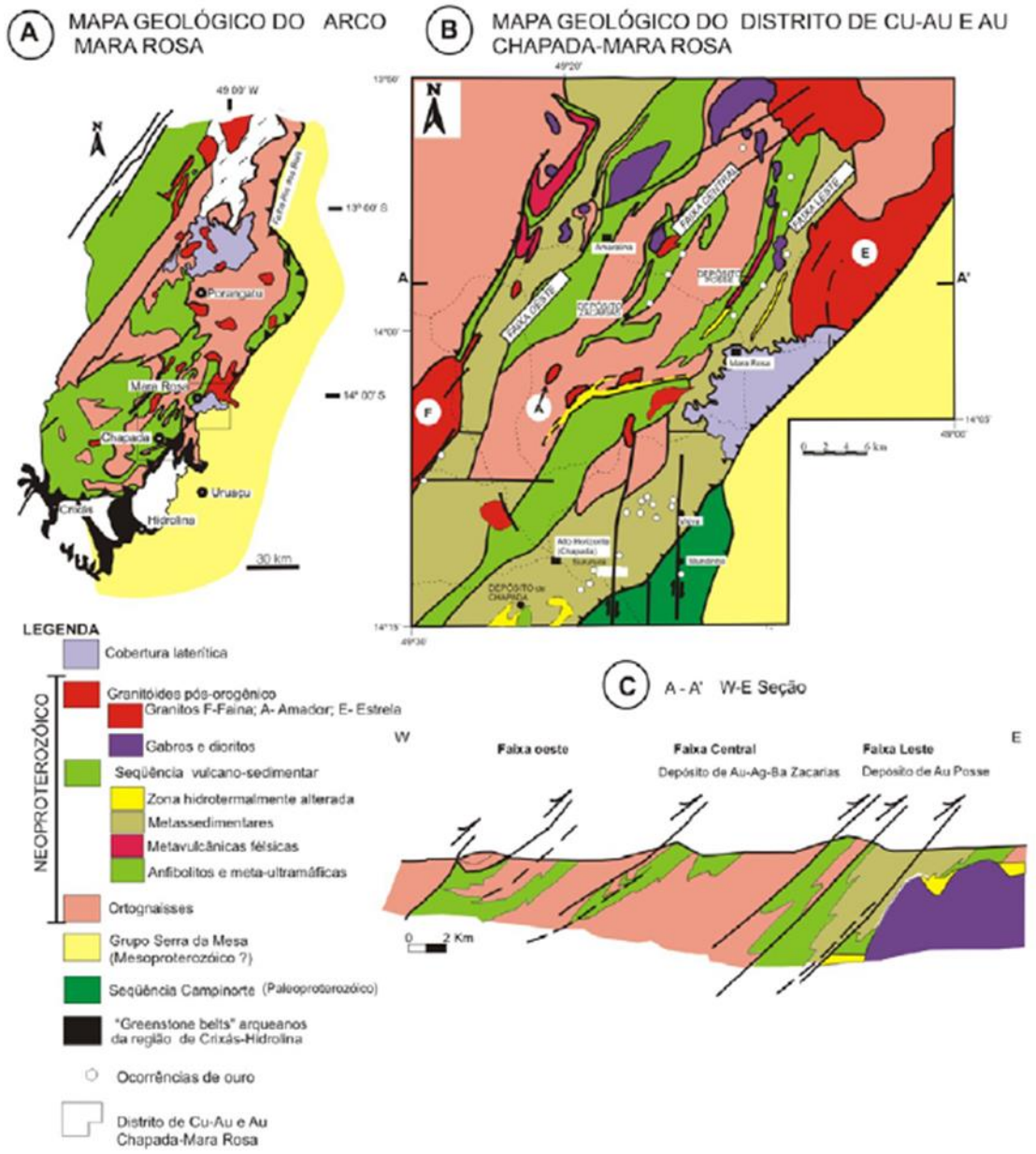


Figura 10: (A) Mapa geológico esquemático do Arco Magmático de Mara Rosa (Pimentel et al., 1997). (B) Mapa geológico do distrito de Cu-Au e Au de Chapada-Mara-Rosa (Arantes et al., 1991). (C) Perfil estrutural A-A'. (Palermo et al., 2000).

3.2.1 Unidades Litoestratigráficas

3.2.1.1 Seqüência Metavulcano-Sedimentar Mara Rosa

Tal sequência foi compartimentado por Arantes et al. (1991) em três faixas compostas por diferentes proporções de associações de metabasaltos,

metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvacas finas a médias, metacherts, formações ferríferas, além de grande variedade de metassedimentares psamo-pelíticas, todas metamorfizadas sob condições das fácies xisto verde a anfibolito.

Segundo o autor supracitado as faixas leste e oeste compõem-se dominantemente de rochas metassedimentares, enquanto a faixa central, hospedeira dos principais depósitos de Au e Cu-Au da região, representa um pacote vulcano-sedimentar onde metavulcânicas básicas e ortognaisses tonalíticos são abundantes. As metavulcano-sediementares compreendem uma ampla variação de metavulcânicas básicas a ácidas, e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais associados às mineralizações de Cu-Au (Chapada) e Au (Mundinho, Viúva, Suruca), dentre os quais se destacam estaurolita-cianita anfibolito, quartzo epidositos, pirita-quartzo-sericita xistos, muscovita-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaisse e gedrita–antofilita xisto.

As metavulcânicas básicas são representadas, sobretudo, por anfibolitos finamente andados, sendo, no entanto, comuns variações de granada anfibolito, biotita anfibolito, antofilita anfibolito e epidoto anfibolito com foliação difusa e granulação fina a média. Supostos litotipos interpretados como metavulcânicas ácidas a intermediárias (metariodacitos, metadacitos, metatufos andesíticos) são identificados como biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses e cianita-biotita-plagioclásio gnaisses. A seqüência de metassedimentares psamo-pelíticas apresenta a mais ampla variação petrográfica, com destaque para o grupo dos biotita xistos e biotita xistos feldspáticos que compõem-se essencialmente de biotita, quartzo, plagioclásio, com combinações variáveis de anfibólio, epidoto, clorita, feldspato potássico, granada, estaurolita, cianita e muscovita. São comuns ainda quartzitos e biotita-quartzo xistos feldspáticos finamente laminados ou em camadas espessas interpretados como meta-arenitos impuros e/ou metagravaucas, intercalados esporadicamente por metavulcânicas básicas (Arantes et al., 1991).

Quanto a idade, datou-se a idade U-Pb em granito intrusivo nesta unidade no depósito de Posse de 862 ± 8 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo. Análise em titanita do mesmo contexto exibe idade concordante de cristalização de 632 ± 4 Ma, interpretada como a idade de pico do último evento metamórfico/deformacional da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa (Pimentel et al., 1997). De acordo com Kuyumjian (1989), embora os anfibolitos da região de Chapada-Mara Rosa estejam completamente recristalizados para associações minerais de fácies anfibolito, a preservação ocasional de texturas ígneas reliquiares e relações de campo e químicas das rochas apontam origem ígnea, provavelmente vulcânica, em que análises de elementos maiores dos anfibolitos menos transformados por deformação e metamorfismo indicam sistema basáltico típico de arcos juvenis.

Na região do depósito de Chapada tais rochas máficas assemelham-se à metabasaltos (granada, diopsídio e epidoto anfibolitos) e à meta-andesitos basálticos (quartzo-granada e quartzo anfibolitos), sendo que os metabasaltos possuem assinaturas geoquímicas similares a basaltos toleíticos imaturos de arco de ilha, ricos em Mg, Ni e Cr (Oliveira, 2009). Os diopsídio-anfibolitos, entretanto, apresentam assinatura geoquímica complexa entre arcos de ilha e MORB, o que sugere ambiente de retro-arco para a formação de tais rochas (Kuyumjian, 1994; Junges et al., 2002). Já os meta-andesitos basálticos da região de Chapada apresentam caráter predominantemente calci-alcalino de arco oceânico. Os anfibolitos descritos no depósito de Cu-Au Chapada possuem caráter típico de rochas máficas vulcânicas de ambiente de arco, devido às baixas concentrações de cério e ETR e enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados (Richardson et al., 1986).

3.2.1.2 Suíte plutônica do arco

A suíte plutônica do arco compreende o grupo de rochas ortognáissicas correspondentes a gnaisses derivados de rochas plutônicas com composição variada, desde termos diorítico/gabróicos até granito, com predominância de

gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos. As relações com as rochas supracrustais são de natureza tectônica, marcadas por zonas de cisalhamento. Os ortognaisses foram deformados e metamorfizados em conjunto com as unidades de rochas supracrustais. Pequenos corpos de diorito, gabro e piroxenito são comumente associados aos ortognaisses. As idades disponíveis sugerem que a intrusão dos protólitos ocorreu no início do Ediacarano. Compreende também granitos sin a tarditectônicos, intrusivos nos ortognaisses e nas seqüências de rochas supracrustais, variavelmente deformados e mesmo miloníticos. Nesta unidade destacam-se pequenos corpos a intrusões batolíticas de tonalitos pouco ou não deformados, que ocorrem na área do depósito de Cu-Au Chapada. Análise U-Pb em zircão de tonalito do depósito Chapada mostra idade de 635 ± 2,4 Ma, interpretada como de cristalização magmática (Melo, 2006).

3.2.1.3 Cianititos e cianita quartzitos

Trata-se de rochas com cianita (granada-cianita-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e cianitito), com intercalações subordinadas de metavulcânicas básicas a intermediárias (anfibolitos finos, anfibólio xistos), quartzo-clorita-muscovita xisto e pirita-clorita-serita xisto. Essa unidade ocorre comumente envolvendo as serras de cianititos ao longo da zona de cisallhamento Serra de Bom Jesus, no entorno de Mara Rosa, ao longo da Serra das Araras e nas rochas hospedeiras do depósito de Cu-Au Chapada.

Para Palermo (1996), o crescimento da cianita pode estar ligado à alteração hidrotermal-magmática prévia de rochas intrusivas ácidas, datadas em cerca de 860 Ma (Pimentel et al., 1997), seguido por metamorfismo de fácies anfibolito de produtos hidrotermais aluminosos do estágio avançado de alteração, durante pico do metamorfismo de fácies anfibolito em cerca de 760 Ma (Junges et al., 2002). Datação U-Pb em rutilo incluso em cianita de cianitito apresenta idade de 569 ± 9 Ma. Este resultado é interpretado como ligado ao

resfriamento do evento metamórfico de fácies anfibolito, iniciado em cerca de 630 Ma.

3.2.1.4 Ortognaisses

Dominantemente de ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses) de granulação média, tonalidade cinza claro a médio e constituído essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda, com arranjo granoblástico. Datação U-Pb em zircão obtido de gnaisse tonalítico do depósito de Au Posse mostra idade de 845 ± 5 Ma (Melo, 2006). Segundo Junges (1998) e Viana (1995), os ortognaisses da região de Mara Rosa são primitivos, com baixas concentrações de SiO2, e possuem composição tonalítica.

3.2.1.5 Seqüência Metavulcano-Sedimentar Santa Terezinha De Goiás

Tal sequência compõe-se de rochas de origem supracrustal, incluindo produtos derivados de atividade vulcânica, sejam derrames ou manifestações piroclásticas, e depósitos sedimentares, estes provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão de depósitos vulcânicos do arco magmático. Compreendem rochas metamórficas variadas, abrangendo quartzitos, clorita-muscovita xistos, clorita xistos, anfibólio xistos e xistos feldspáticos, provavelmente de origem sedimentar dominante, embora contribuição significativa de origem vulcânica, principalmente anfibolitos, esteja presente. Segundo Fuck et al. (2006), idades de 660-670 Ma, a partir de datação U-Pb (zircão), de rochas vulcânicas indicam que a sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha é cerca de 200 Ma mais jovem que a sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa.

3.2.2 Geologia Estrutural

A evolução da Província Tocantins, que inclui as faixas móveis Paraguai, Araguaia e Brasília, geradas durante a orogênese neoproterozóica (Brasiliano/Pan-Africano) entre os crátons Amazônico (oeste) e São Francisco (leste) gerou na região uma grande complexidade tectônica. Localizada na porção leste da Província Tocantins, a faixa Brasília possui ampla exposição de rochas metassedimentares e do arco magmático neoproterozóico de Goiás. No centro desta faixa móvel as estruturas mais penetrativas são representadas por extensas zonas de cisalhamentos de empurrão ou reversas, com vergência para SE, em direção ao cráton São Francisco, que separam a seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa dos terrenos granito-greenstone arqueanos da região de Crixás-Hidrolina e das sequências metassedimentares do grupo Serra da Mesa.

Na região de Alto Horizonte a principal feição estrutural é a zona de cisalhamento Rio dos Bois que ocorre a sudeste da área de estudo, delineada predominantemente pelo rio homônimo. É responsável pela justaposição tectônica dos domínios paleoproterozóico (seqüência metavulcano-sedimentar Campinorte) e neoproterozóico (sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa). A zona de cisalhamento Rio dos Bois é uma zona de cisalhamento reversa com alta obliqüidade e disposição geral N20-40E/20-40NW com indicativos de transporte tectônico para SE em direção ao cráton do São Francisco (Oliveira, 2009). Tal estrutura está relacionada com a mineralização existente no depósito de Chapada.

Oliveira (2009) descreve cinco fases deformacionais na folha Campinorte (Dn-2, Dn-1, Dn, Dn+1 e Dn+2), porém apenas as três últimas fases são evidenciadas na sequência metavulcanosedimentar Mara Rosa ocorrida durante o neoproterozóico, já as duas anteriores são paleoproterozóicas registradas no complexo Hidrolina e na sequência metavulcanosedimentar Campinorte.

Os episódios mais significativos que atuaram na área do depósito de Chapada foram seqüenciados por Oliveira (2009) da seguinte forma:

- Fase Dn: Refere-se a um dobramento isoclinal recumbente seguido de redobramento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E a SE, em associação com metamorfismo de fácies anfibolito, sendo diagnosticado mais comumente pelas paragêneses cianita-sillimanita-estaurolita-granada-biotita e hornblenda-plagioclásio-granada em rochas metassedimentares pelíticas e metabásicas, respectivamente, que se associam ao desenvolvimento de superfícies axiais S1 e S2, com orientação geral NE e mergulhos para NW (N10-50E/30-60NW). Segundo (Junges et al., 2002) o pico metamórfico referente a esta fase ocorreu em torno de 760 Ma.
- Fase Dn+1: Com falhamento reverso dúctil a dúctil-rúptil em associação com metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde, com biotitização que acompanham a remobilização de sulfetos no depósito de Chapada, sericitização freqüente em feldspatos e silicatos aluminosos além de cloritização e epidotização que são comuns em anfibólios e plagioclásios. Dobramento assimétrico apertado com vergência para SE. Fase deformacional responsável pela estruturação da falha Rio dos Bois. Para Junges et al. (2002) o metamorfismo referente a esta fase ocorreu até 600 Ma, já Pimentel et al. (1997) acredita que o pico metamórfico ocorreu em 632+4 Ma.
- Fase Dn+2: Trata-se de dobramentos simétricos abertos tardios aos quais se associam sinclinais e anticlinais com eixos ortogonais E-W e N-S e falhamento normal dúctil-rúptil supostamente controlado pela ascensão do complexo Hidrolina e consequente descolamento das unidades de cobertura. Tratamento estatístico dos dados estruturais indica ter havido dobramento regional aberto da foliação em duas direções, aproximadamente EW e NS, o que resultaria em padrão de interferência do tipo domos-e-bacias (Oliveira, 2009). Para Ramos Filho et al. (2003) o depósito de Chapada possui duas fases deformacionais D1, responsável por dobras isoclinais recumbentes (F1) com eixo de direção entre NS e NNE e D2, evidenciando grandes dobras abertas

(F2) com eixo de direção EW e ENE. Segundo este autor, um padrão tipo cogumelo é gerado pela a interferência entre estas.

3.2.3 Evolução Geológica da Área

Compreende-se a evolução regional da área como um cinturão colisional com evidências de evolução magmática pertencente a este tipo de ambiente. Segundo Oliveira (2009) a evolução contínua de placas colisionais pode ser compartimentada em quatro estágios com características magmáticas distintas: estágio de subducção; (estágio de magmatismo colisional sin-tectônico; estágio de magmatismo colisional pós-tectônico; e estágio de extensão pós-orogênico. O estágio de subducção intraoceânica provavelmente ocorreu entre 0,8 e 0,9 Ga (Figura XA). Ele é representado por rochas vulcânicas toleíticas e rochas plutônicas cálci-alcalinas (granitóides M e I) de arcos de ilhas e bacias de retro-arco. O depósito de Chapada teria sido gerado neste momento, o qual segundo Richardson et al. (1986), é comparável aos depósitos de Cu-Au porfiríticos de arcos de ilhas intra-oceânicos.

Segundo Junges et al. (2002) existem indicativos de dois eventos metamórficos: um evento mais antigo aproximadamente entre 760-730 Ma (Figura 11(B)), interpretado preliminarmente como o resultado da acresção de terrenos de arcos de ilhas, e outro evento mais jovem, cerca de 610-604 Ma associado ao fechamento do oceano Brasiliano e à colisão envolvendo os continentes Amazônico e São Francisco. No final da orogenia Brasiliana, tem-se em um estágio colisional posterior, com espessamento crustal, responsável pelo pico metamórfico regional (Figura 11). Este evento é relacionado ao desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois e outras estruturas similares responsáveis por mineralizações auríferas regionais.

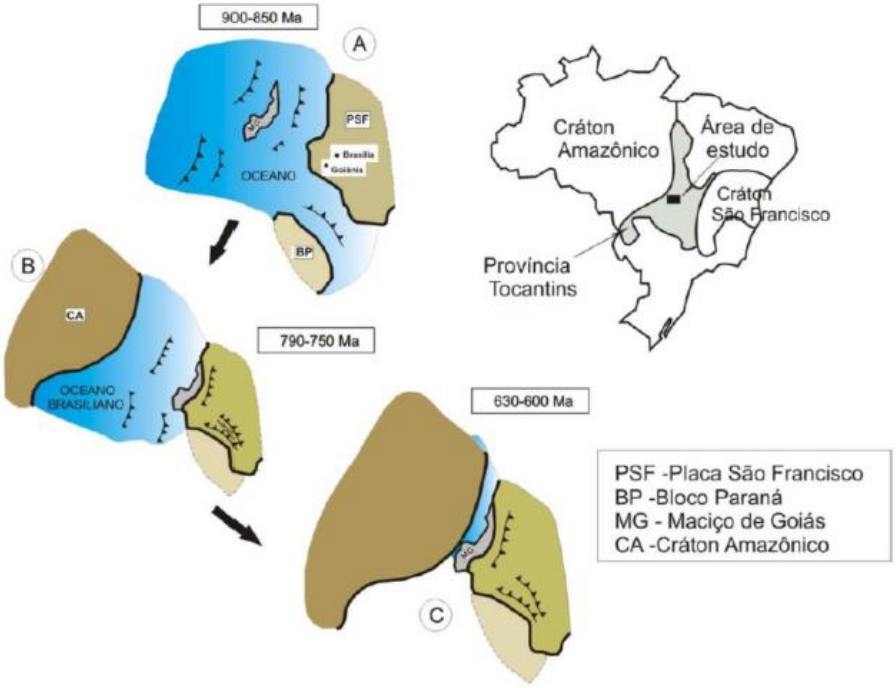


Figura 11: Modelo de reconstrução para a evolução neoproterozóica da província Tocantins (Pimentel et al., 2000).

4. GEOLOGIA LOCAL DO DEPÓSITO CU-AU CHAPADA

Oliveira *et al. (*2000 e 2004) destacou controvérsias quanto à natureza e origem da mineralização de Chapada. Diversos trabalhos da década de 80 como Richardson et al (1986), Silva e Sá (1986) e Kuyumjian (1989) sugeriram modelos diferentes para a mineralização de Chapada. Richardson et al (1986) propôs que o deposito de chapada se assemelhava aos depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro. Silva e Sá (1986) e Kuyumjian (1989), por sua vez, sugerem que trata-se de um depósito de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS).

Kuyumjian (1995 e 2000) reformulou seu modelo aproximando-se do modelo apresentado por Richardson et al. (1986), sugerindo que o depósito de Cu-Au Chapada poderia ter sido formado por uma combinação de processos envolvendo atividade hidrotermal epitermal magmática, seguida de remobilização metamórfica, que o autor geralmente chamou de pórfiro-epitermal metamorfoseado ou modificado sistema (Oliveira et al., 2015)

Para Oliveira et al., (2015) o depósito Chapada Cu-Au é um corpo semi-contínuo formado por dois corpos de Chapada, Corpo Sul e Cava Norte (Figura 12). O corpo de minério de Chapada é caracterizado por Calcopirita-pirita hospedada em grande parte por xistos ricos em biotita (biotita-xisto muscovita-biotita, xisto anfibólio-biotita) e subordinadamente por gesso de biotita, xistos e quartzitos ricos em cianita e moscovita (Oliveira et al., 2015).

Devido ao depósito estar coberto por platôs encobertos por solos lateríticos espessos, as exposições de rochas frescas são de difícil ocorrência. Fazendo com que a lavra da mina de Chapada seja uma grande aliada para os estudos locais (Oliveira et al., 2015).

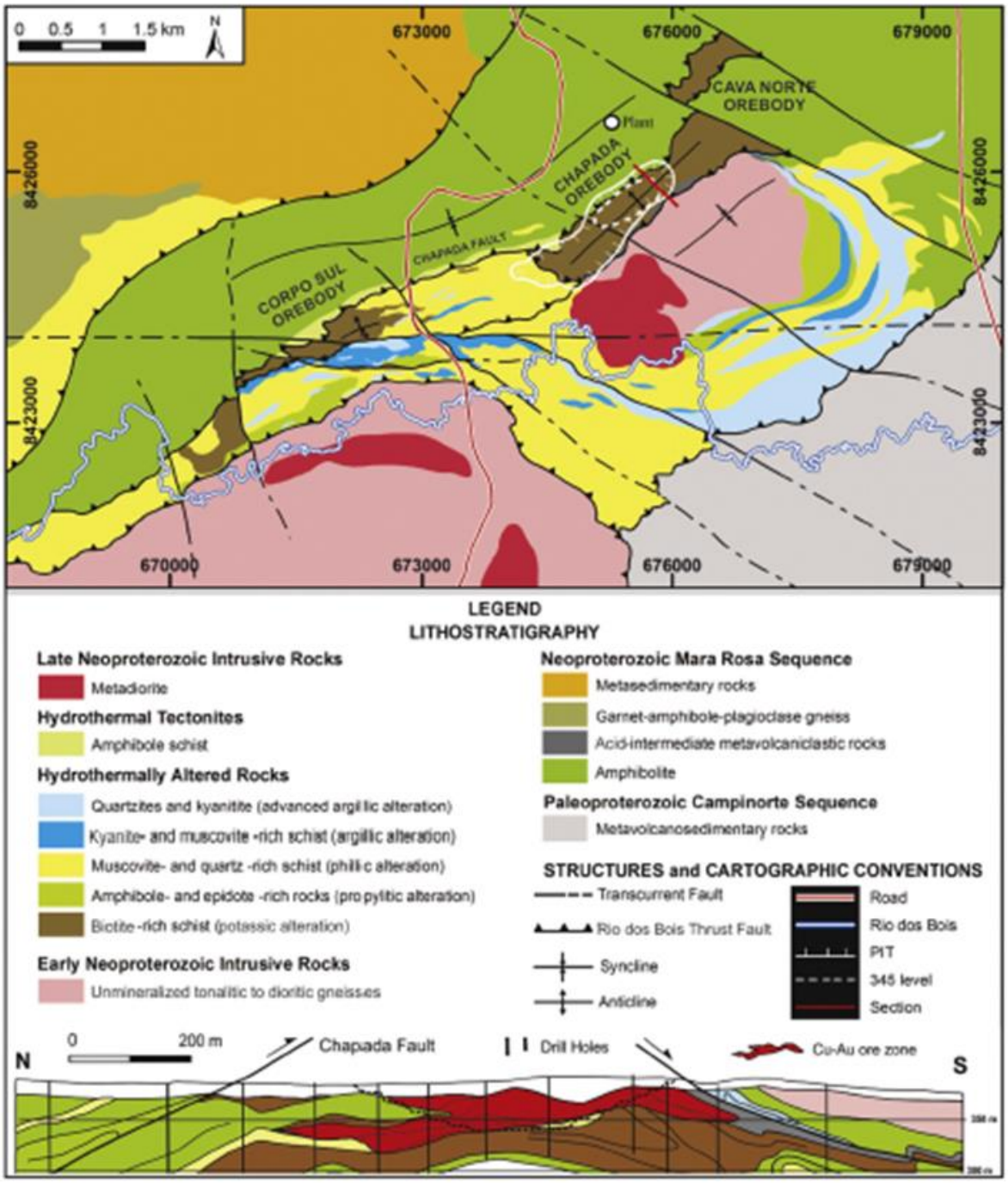


Figura 12: Mapa geológico do depósito de Chapada Cu-Au, incluindo unidades litológicas, minérios, grandes estruturas e área de contorno final da mina a céu aberto do corpo de minério da Chapada. Linha tracejadas indica o nível de 345m (extraído de Oliveira et al., 2015).

5. RESULTADOS

Após caracterizar a assinaturas espectrais das amostras coletadas e criar parâmetros para comparação com as informações fornecidas pela mineração Maracá, criou-se com o auxílio do software TSG histogramas e gráficos de dispersão que serão apresentados nesse capítulo.

5.1 Micas Brancas

Segundo Yang *et al*. (2001), as micas brancas são comumente formadas em zonas de mineralização hidrotermal. Suas variações de composição refletem condições físicas e químicas e, portanto, são muito úteis para a reconstrução de sistemas hidrotermais extintos e exploração mineral. Tecnologias de detecção hiperespectral no ar e a espectroscopia de infravermelho de campo são ferramentas para identificar e mapear as variações da composição das micas brancas dentro de um sistema hidrotérmico.

A partir do histograma da Figura 13, onde se apresenta a distribuição da composição de micas brancas para todas os 2110 espectros do estudo, observa-se que as composições variam desde tendendo a paragonita até fengita. No entanto, um comportamento bimodal pode ser determinado, sendo que a maior proporção de micas apresenta uma composição “normal” potássica, e outro conjunto de amostras apresenta composições fengíticas. Adicionando a informação de teor de ouro ao histograma, nota-se que as regiões com maior teor de ouro estão diretamente relacionadas às fengítas.

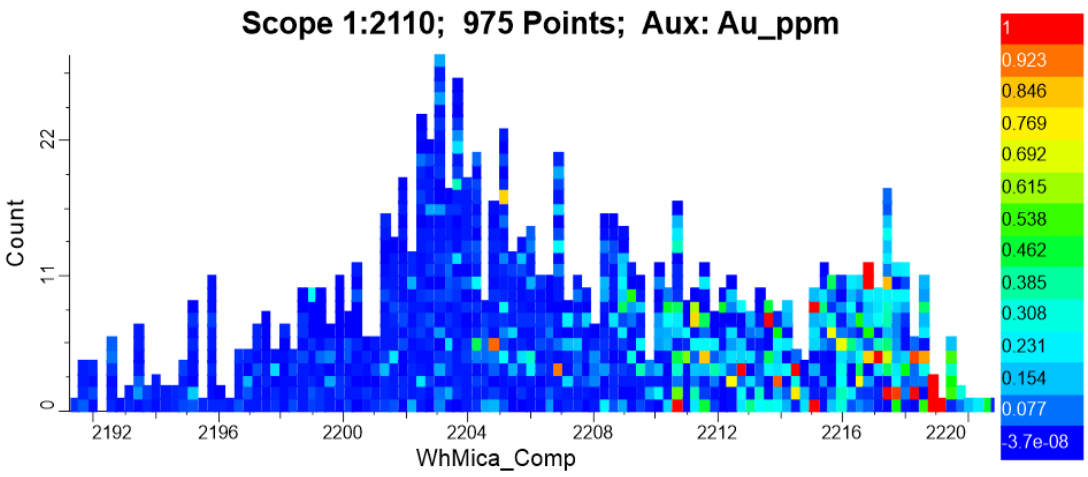


Figura 13: Histograma global de composição das micas brancas relacionadas a teor de ouro.

Quanto a cristalinidade das micas brancas, criou-se um gráfico de dispersão o qual mostrou não haver correlação da cristalinidade com as zonas mineralizadas (Figura 14). Há presença de esmectita à illitas tanto nas regiões de baixos teores quanto de altos teores.

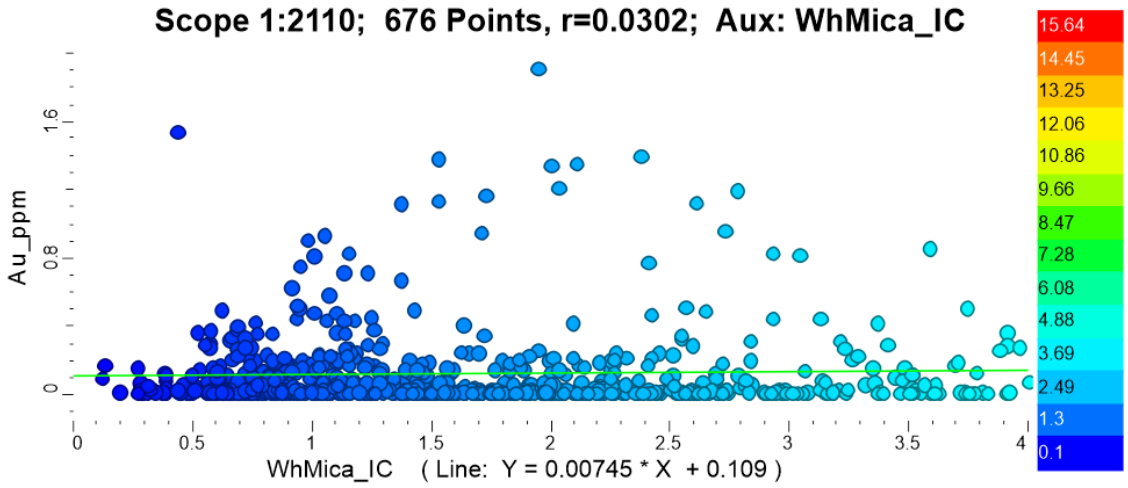


Figura 14: Gráfico de dispersão de cristalinidade de micas brancas com teores de ouro.

5.2 Composição de Biotita

Ao correlacionar em um histograma global com as 2110 medias, as informações supracitadas, nota-se que há ocorrência de biotitas ferrimagnesianas nas zonas de mineralização nas duas seções (Figura 15).

Segundo Pontual (2008) a absorção no comprimento de onda próximo a 2328nm corresponde as biotitas magnesianas, e absorções próximos a 2350nm as biotitas ricas em Fe. Assim, a figura 15 nos mostra a composição ferromagnesiana das biotitas.

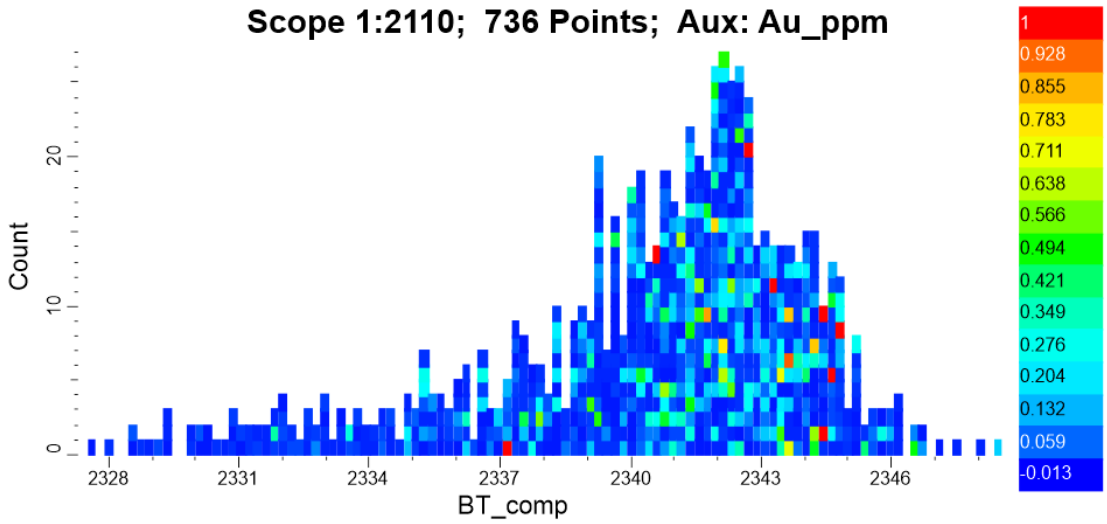


Figura 15: Histograma global mostrando a correlação da composição de biotitas com os teores de ouro.

Com isso, escolheu-se então dois furos (NM184 e NM109) como os mais representativos para se plotar os dados em profundidade e fazer as correlações com os parâmetros que apresentaram melhores resultados.

Ao comparar os principais parâmetros espectrais com as análises geoquímicas de Au (ppm), e Cu (porcentagem), nota-se muito bem a correlação nos furos de sondagem onde há a presença de micas brancas fengíticas associadas à região com maior teor de Cu-Au. (Figuras 16 e 17).

Outra análise que pode ser extraído dos resultados, é a diferença na composição das micas nas zonas de maior teor de ouro do furo NM184, onde na zona mineralizada que corresponde ao corpo Chapada, a composição em sua maioria é fengítica, enquanto na mineralizada que corresponde ao alvo Sucupira a composição em sua maioria tende a fengita, como pode ser

observado pela diferença na cor das amostras representadas pela barra vertical.

Ao mesmo tempo, os parâmetros de cristalinidade das micas brancas se mostram ineficientes para encontrar vetores de mineralização. Conforme descrito no item anterior, há uma composição ferromagnesiana de biotita associado à essas zonas.

Selecionou-se 3 espectros de cada região (Ore Zone Chapada, Região não Mineralizada e Ore Zone Sucupira) do furo NM184 para melhor detalhamento da mineralogia e suas correlações.

Na faixa correspondente a região da Ore Zone Chapada, as assinaturas espectrais mostram espectros com hornblenda + illita fengítica + clorita + epidoto, fengita + biotita, e fengita + biotita + epidoto (Figura 18). Na região não mineralizada por sua vez, os espectros mostram mineralogia de illita potássica + montmorillonita, ,montmorillonita + biotita e montmorillonita + illita potássica + clorita (Figura 19). A Ore Zone Sucupira tem em seus espectros, assinaturas de illita fengítica + biotita + epidoto, fengita e illita fengítica + montmorillonita (Figura 20).

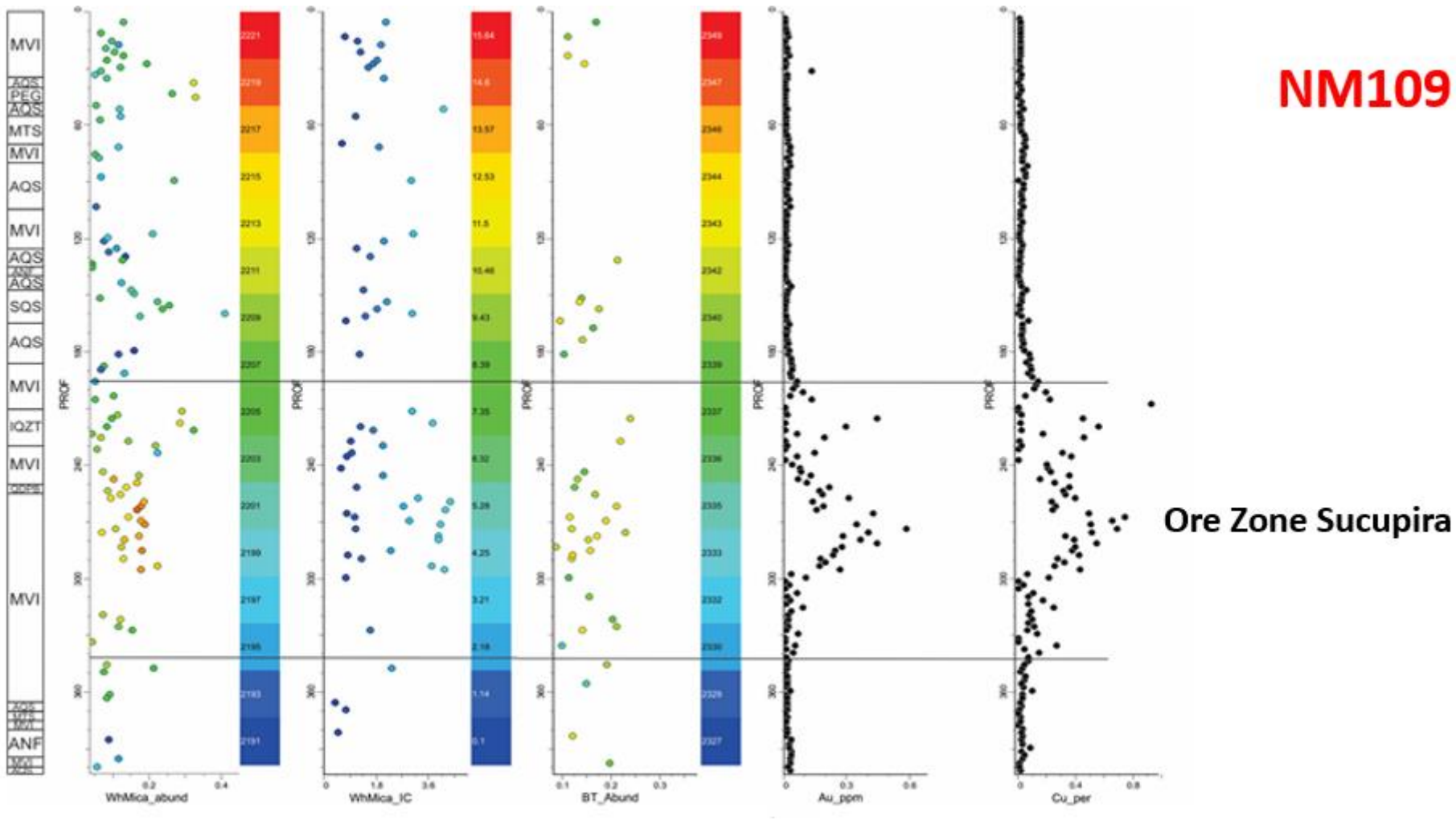


Figura 16: Furo de Sondagem NM109 com Litologia, Principais Parâmetros e Geoquímica (Em destaque zona mineralizada).

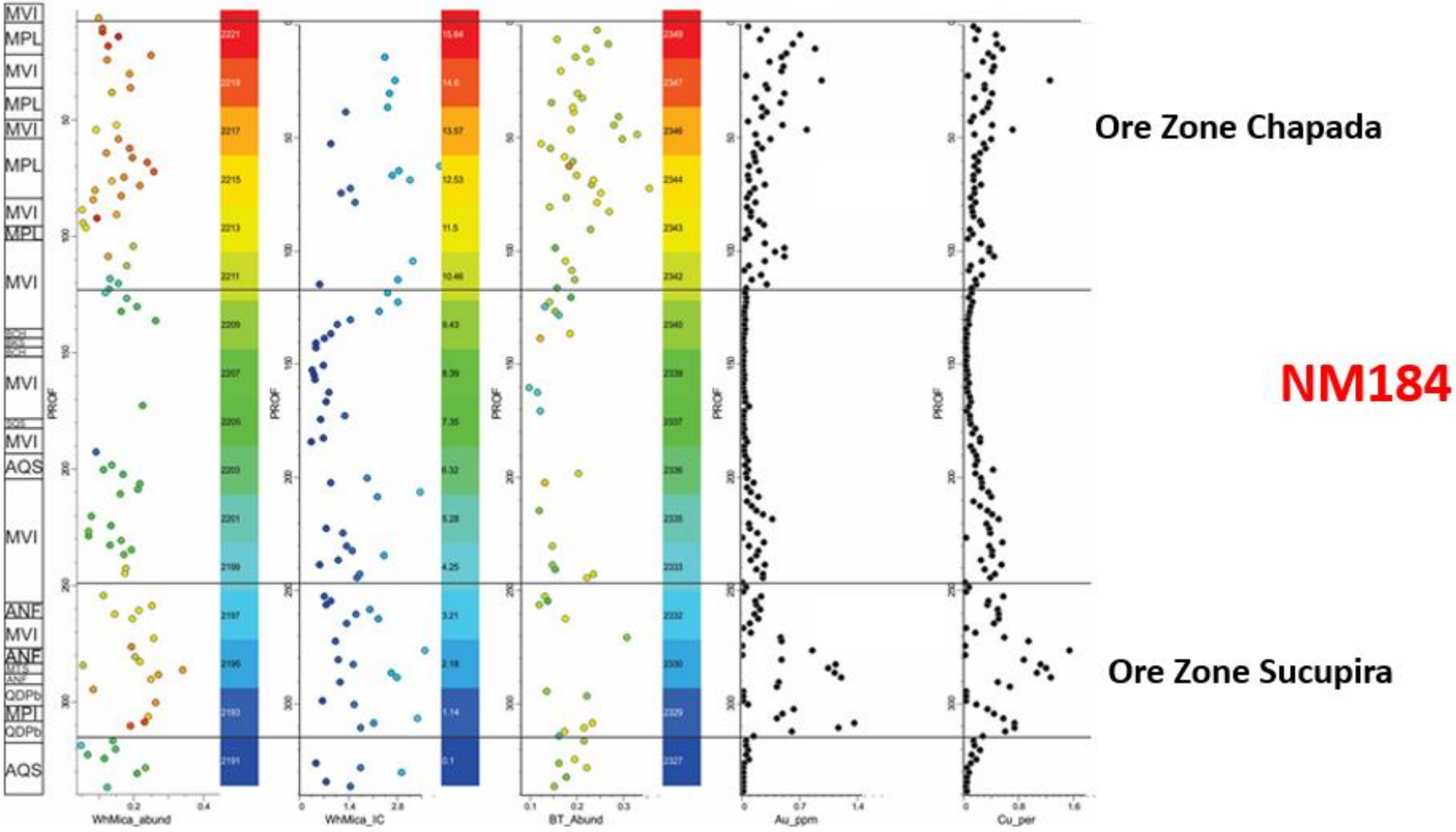


Figura 17: Furo de Sondagem NM184 com Litologia, Principais Parâmetros e Geoquímica (Em destaque zona mineralizada).

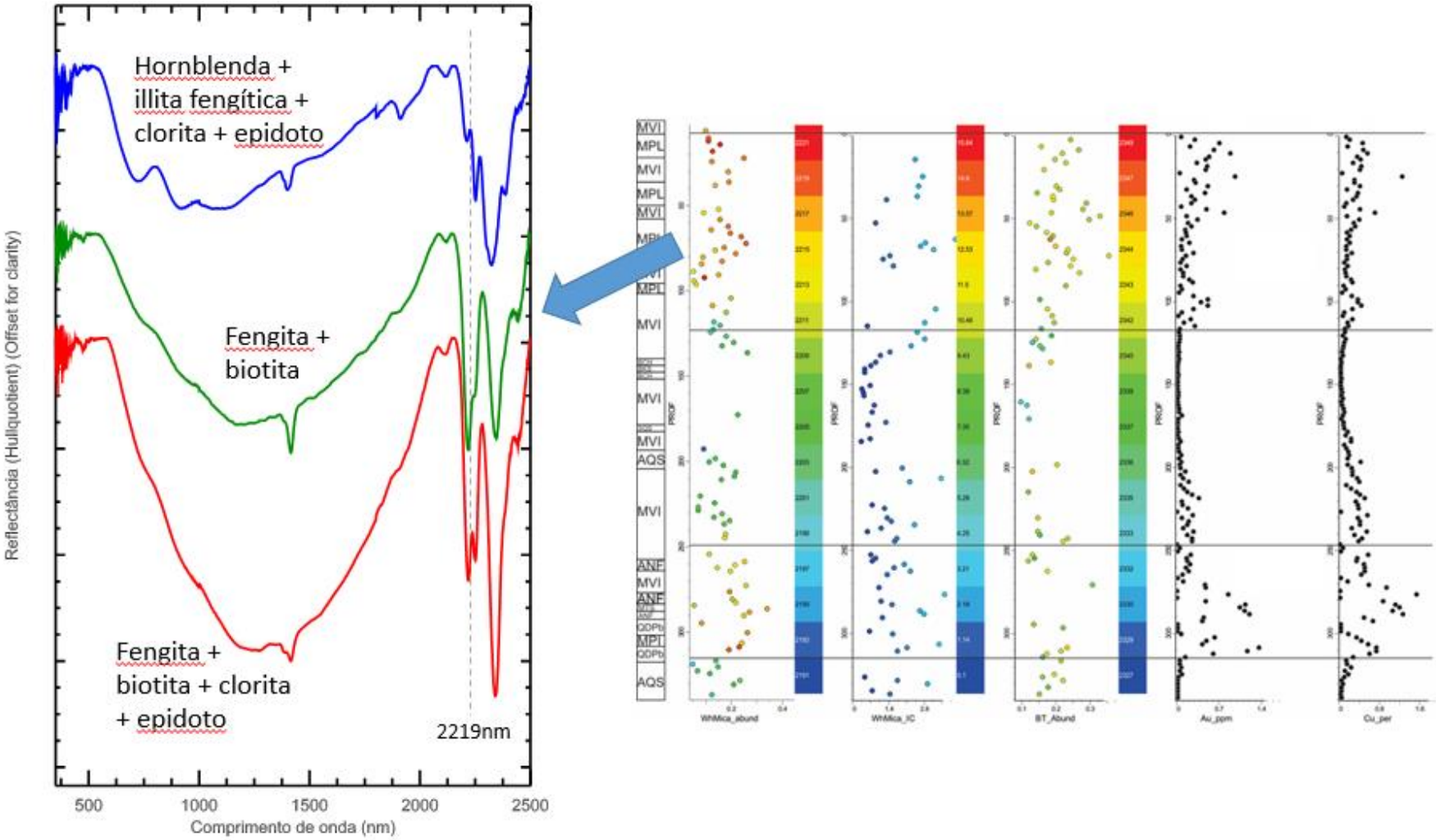


Figura 18: Furo de Sondagem NM184 com destaque aos espectros da Ore Zone Chapada.

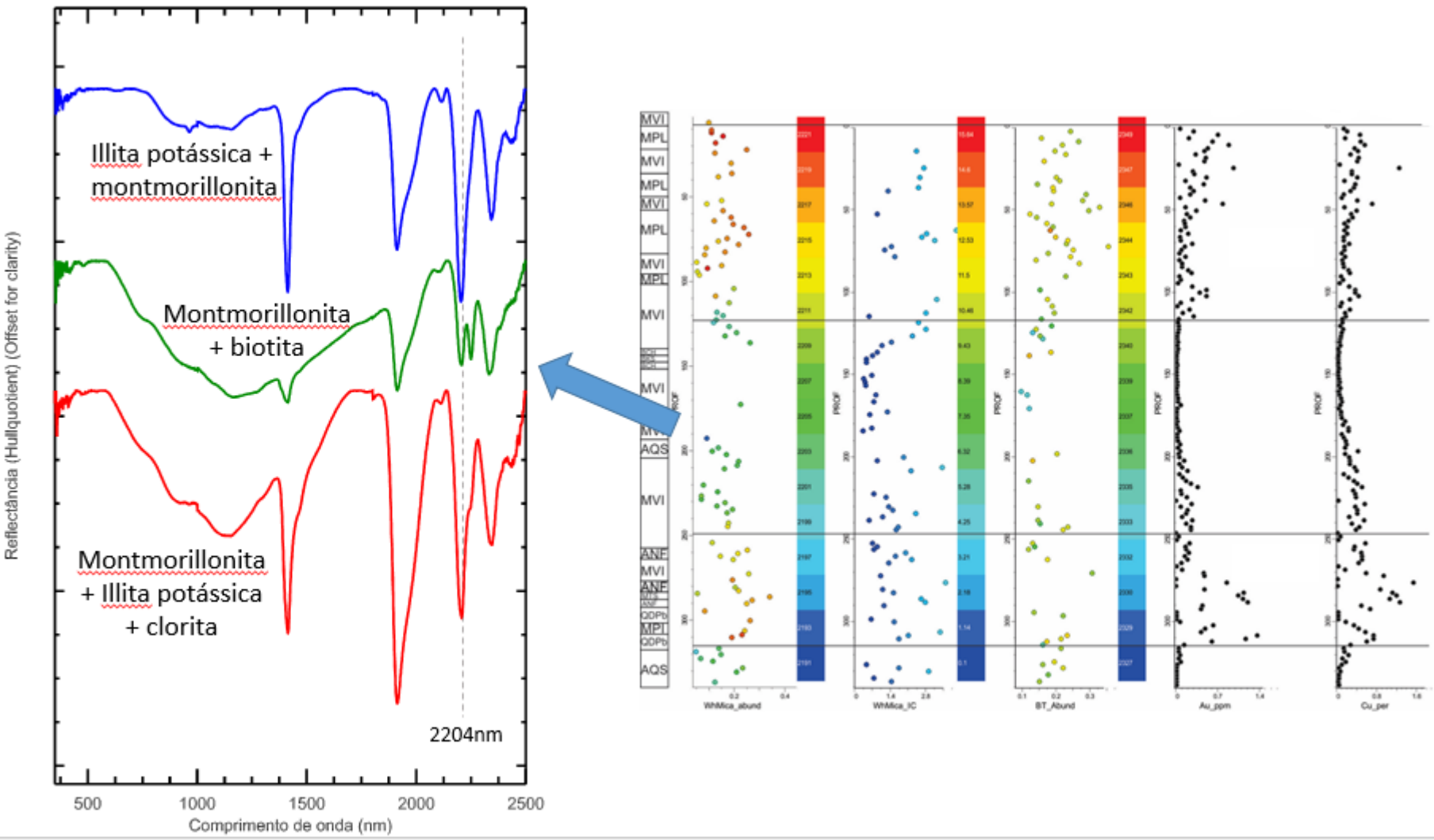


Figura 19: Furo de Sondagem NM184 com destaque aos espectros da região não mineralizada.

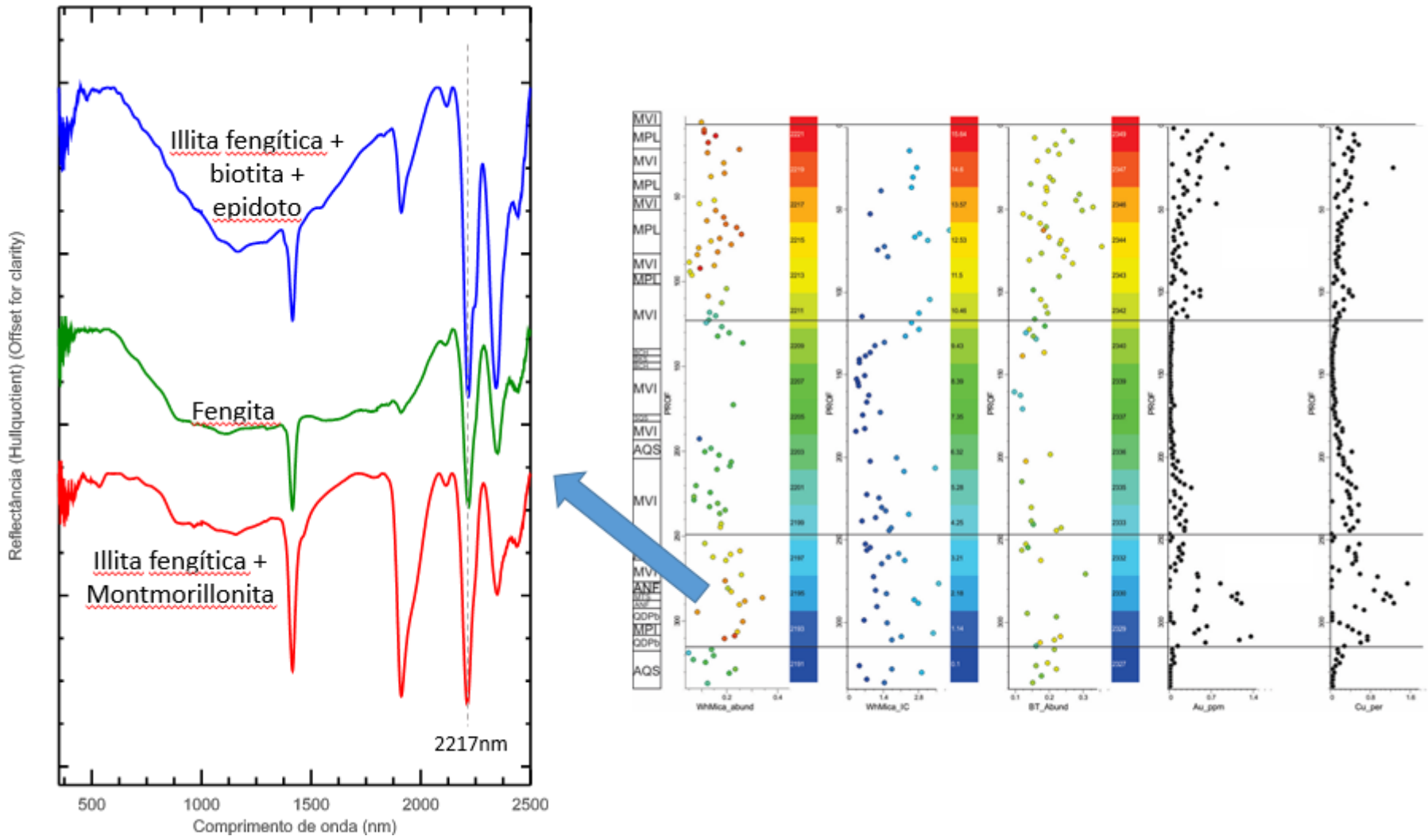


Figura 20: Furo de Sondagem NM184 com destaque aos espectros da Ore Zone Sucupira

6.DISCUSSÃO

Alguns pontos importantes puderam ser levantados com o presente trabalho para auxílio nas atividades de exploração no Alvo Sucupira. Como:

1) De todas as correlações realizadas no presente trabalho, a relação de composição de micas brancas com as zonas mineralizadas são as mais relevantes como resultados.
2) Quanto a cristalinidade, a literatura nos mostra que maior cristalinidade das micas brancas, geralmente mostram mineralizações por fluídos hidrotermais. Através dos parâmetros criados, vê-se que não há essa relação nos furos, o que é comprovado através do gráfico de dispersão e quando relacionado em profundidade nos furos representativos. O que pode ser um indício que a mineralização do alvo sucupira foi resultado de um metamorfismo, e não de uma alteração hidrotermal.
3) A literatura mostra que o QDPb (Quartzo diorito pórfiro com biotita) geralmente está relacionado à regiões de High Grade, com o auxílio de petrografia será possível distinguir melhor a biotita da clorita e assim, tornar a biotita um vetor para exploração?
4) Há dúvidas sobre a correlação das gêneses dos corpos de Chapada e Sucurpira, se correspondem à um mesmo corpo que fora deslocado, ou se tiveram mineralizações distintas. Para esse caso, conforme visto quando plotados os parâmetros em relação a profundidade a espectroscopia de refletância pode ser uma grande aliada para resolver tais problemas e o presente trabalho servir como o início para outros estudos que visarão distinguir suas gêneses.

7.CONCLUSÃO

Ao final do presente estudo, pode-se concluir que a composição das micas brancas (WhMica_comp) mostra uma alta correlação com a mineralização de Au-Cu, resultando num excelente vetor para ser utilizado na prospecção mineral.

Outro parâmetro que apresentou resultados positivos é o referente à composição das biotitas (BT_comp) que no histograma (Figura 15) mostra a composição ferromagnesiana presente nas regiões mineralizadas dos furos de sondagem.

O parâmetro de cristalinidade das micas brancas (WhMica_IC) apresentou-se ineficiente como vetor quando mostrado no gráfico de dispersão dos resultados e discussões desse trabalho.

Os demais parâmetros criados (Bt_abund, EP_abund, CT_comp, CT_abund, Horn_abund e WhMica_abund) não se mostram relevantes ou com poucas amostras nos furos estudados para servir como vetor.

Foi possível levantar questões interessantes para futuros trabalhos que venham a ser de grande interesse da mineração Maracá, bem com esse trabalho, servir de início para trazer novas soluções.

Com isso temos que a espectroscopia de reflectância apresenta-se como um bom método de estudo devido ao baixo custo e não degradação amostral, no entanto, se utilizada em conjunto com outros métodos como petrografia, difração de raio X, MEV, dentre outros, pode-se obter resultados mais conclusivos para a prospecção mineral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA ET AL., 1981. F.F.M. ALMEIDA, Y. HASUI, B.B.B. NEVES, R.A. FUCK. Brazilian structural provinces. An introduction. Earth Science Reviews, 17 (1981), pp. 1–29

ARANTES ET AL., 1991. D. ARANTES, G.A. OSBORNE, P.S. BUCK, C.G. PORTO. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. E.A. Ladeira (Ed.), Brazil Gold'91, Balkema, Rotterdam (1991), pp. 221–229

DUKE E. F.. 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, anda metamorphic reaction progress: Implications for remove sensing. Geology 22,p.621-624.

FUCK R.A., DANTAS E.L., De SORDI D.A., CHIARINI M.F., OLIVEIRA C.G., ALMEIDA T. 2006. Programa Geologia do Brasil-Folha Santa Terezinha de Goiás. FUB/CPRM, Brasília, 89 pp.

JUNGES, S. L., PIMENTEL, M. M. AND MORAES, R., 2002b. NdM isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. Precambrian Research 117(1-2):101-108.

JUNGES, S. L., PIMENTEL, M. M., DANTAS, E. L. AND LAUX, J. H. 2002A. Idades UPb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: 41º Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, 2002. Anais...João Pessoa, SBG, p.312.

JUNGES, S.L. 1998. Caracterização Geoquímica e Isotópica da Faixa Oeste da Seqüência Vulcanossedimentar de Mara Rosa. Dissertação de mestrado. UnB, Brasília, 120pp.

KUYUMJIAN R. M., 1991. A suggested hydrothermal exalative origin for the Chapada copper-gold deposits, Brazil. In: Brazil Gold´91, Belo Horizonte, MG, Proceedings, 231-234.

KUYUMJIAN R.M. 1994. A sequência Mara Rosa na região da Chapada, Goiás. In: SBG, Núcleo Brasília, Boletim Informativo, 17:34-38.

KUYUMJIAN R.M. 1995. Diversity of Fluids in the Origin of the Chapada Cu-Au Deposit, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, v. 25(3), 203-205.

KUYUMJIAN R.M. 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: characteristics and speculations. Rev. Bras. Geoc., 30:285-288.

KUYUMJIAN, R.M. 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.

OLIVEIRA ET AL., 2015 C.G. OLIVEIRA, F.B. OLIVEIRA, M.E.S.D. GIUSTINA, G.C. MARQUES, E.L. DANTAS, M.M. PIMENTEL, B.M. BUHN The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, central Brazil: constraints on the metallogenesis of a neoproterozoic large porphyry-type deposit ore Geol. Rev., 72 (2016), pp. 1–21

OLIVEIRA, C. G., PIMENTEL, M. M., MELO, L. V., FUCK, R. A ., 2004. The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. Ore Geology Reviews 25, 285-299.

OLIVEIRA, C.G., QUEIROZ, C.L., PIMENTEL, M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. Rev. Bras.Geoc., 30:219-221.

OLIVEIRA, F. B. 2009. Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás. Dissertação de Mestrado 264, Universidade de Brasília, p. 127.

PALERMO, N., 1996. Le gisement aurifère Précambrian de Posse (Goiás, Brésil) dans son cadre géologique. Unpublished docteur thesis, L'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, France, 180 pp.

PALERMO, N., PORTO, C.G., COSTA JR., C.N. 2000. The Mara Rosa gold district, central Brazil. Revista Brasileira de Geociências 30, 256– 260.

PIMENTEL M.M., FUCK R.A., GIOIA S.M.C.L. 2000. The Neoproterozoic Goiás MagmaticArc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. Revista Brasileira de Geociências 30(1):35-39.

PIMENTEL, M. M., JOST, H. AND FUCK, R. A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. and Brito Neves, B. B. (Org.) Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p.355-368.

PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology, 20:375-379.

PIMENTEL, M.M., WHITEHOUSE, M.J., VIANA, M.G., FUCK, R.A., MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal acretion in central Brazil. Precambrian Research, 81. p.299-310.

PONTUAL et al. 2008. G-Mex: Geological-based spectral analysis guides for mineral exploration. Volume 3.

PONTUAL et al. 2008. G-Mex: Porphyry Alteration System Volume 3

RAMOS FILHO W.L., ARAÚJO FILHO J.O., KUYUMJIAN R.M. 2003. Características do Ambiente Estrutural do Depósito de Chapada, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, 33(2): p. 109-116.

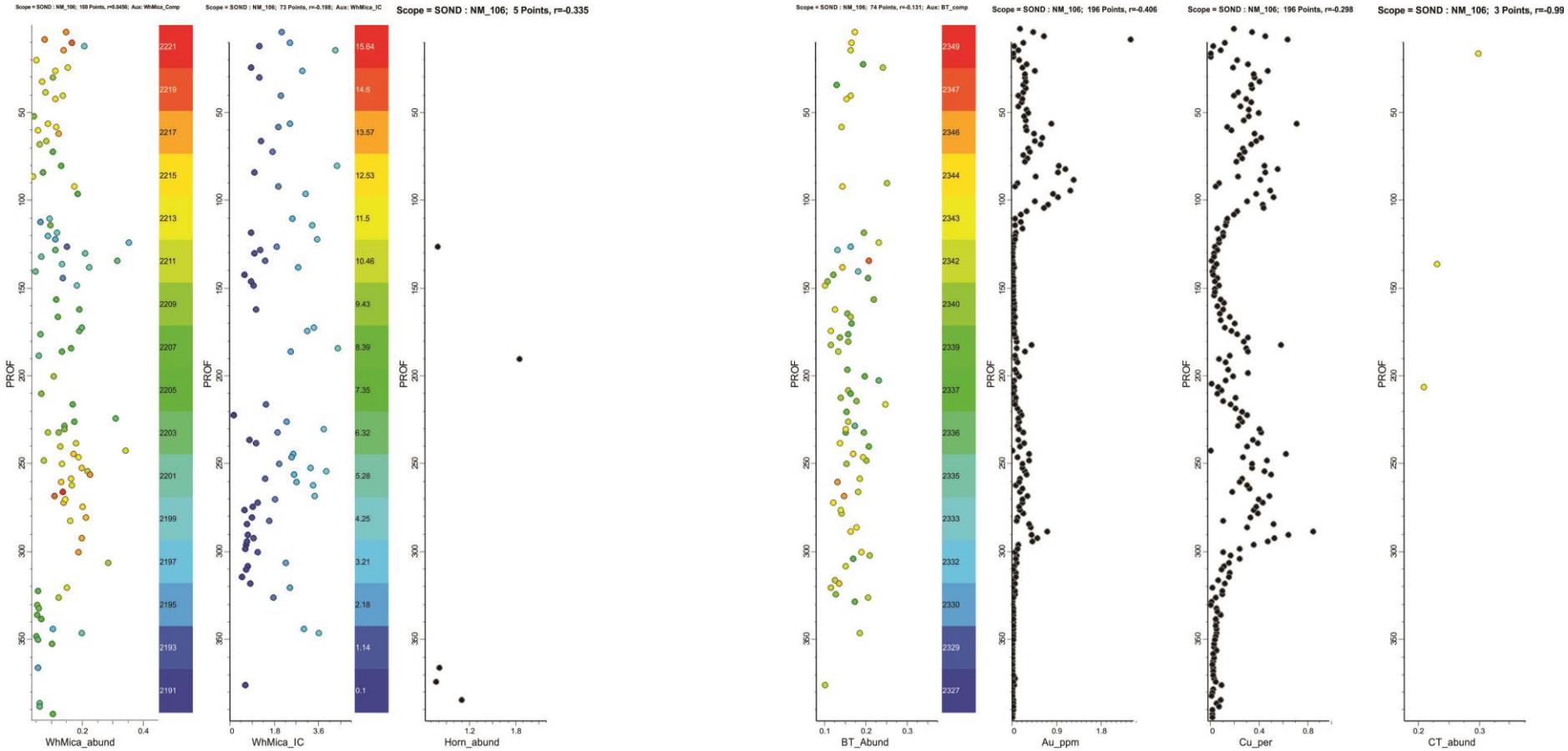
RICHARDSON, S.V., KESLER, S.E., ESSENE, E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. Economic Geology, 81: 1884-1898.

SILVA J. A & SÁ J.A.G. 1986. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. Principais depósitos minerais do Brasil, v.3, capítulo 5.

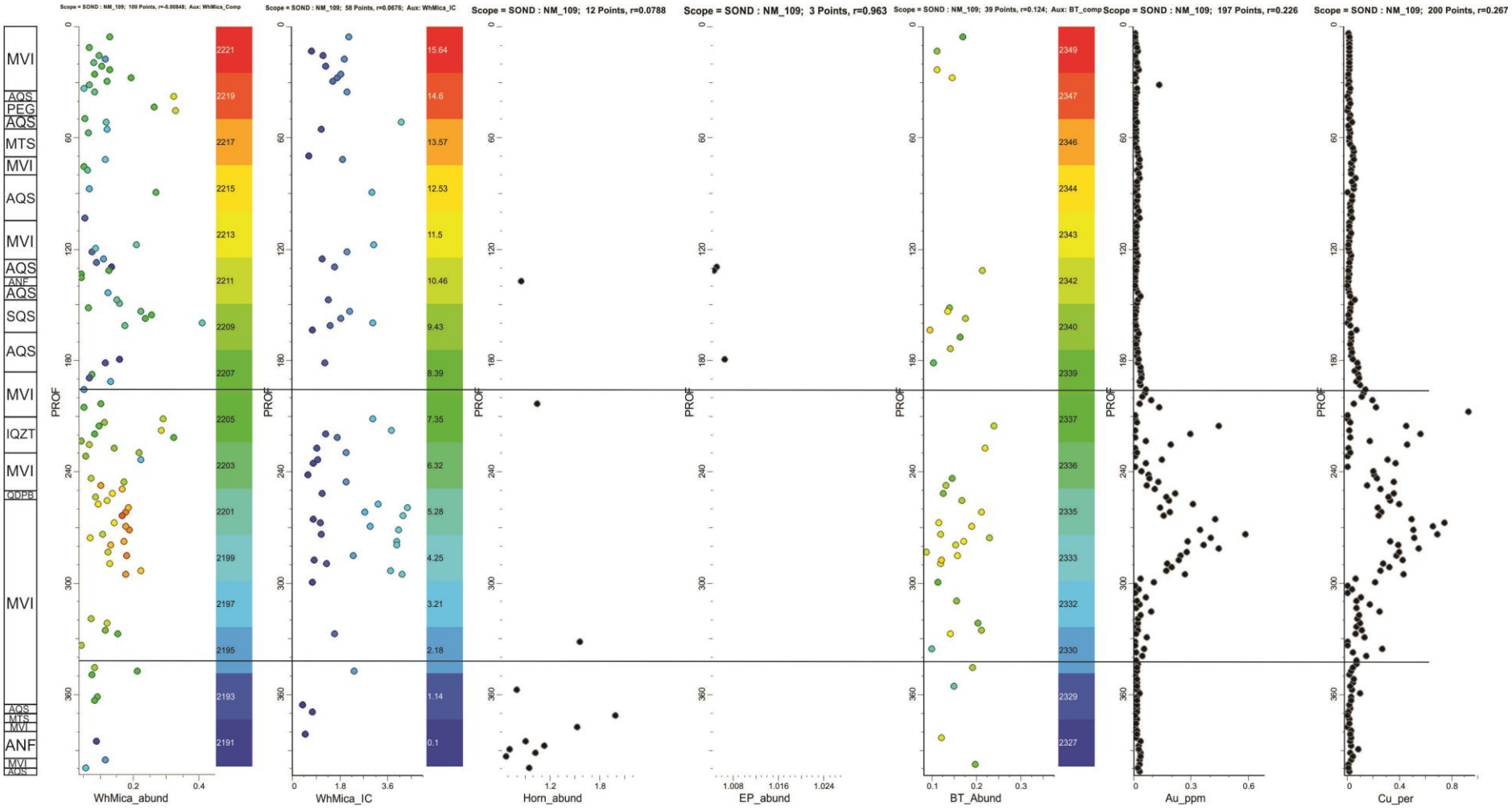
VIANA, M.G., PIMENTEL, M.M., WHITEHOUSE, M.J., FUCK, R.A., MACHADO, N. 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. Revista Brasileira de Geociências 25(2):111-123.

YANG K, HUNTINGTON J. F., CUDAHY T.J., MANSON P. & SCOTT K. M., 2001, Spectrally mapping the compositional variation of White micas in hydrotermal systems and the aplication in mineral exploration. IEEE 2001 International Geosciense anda Remote Sensing Symposium, Sydney Australia 9-13 July 2001. IEEE.

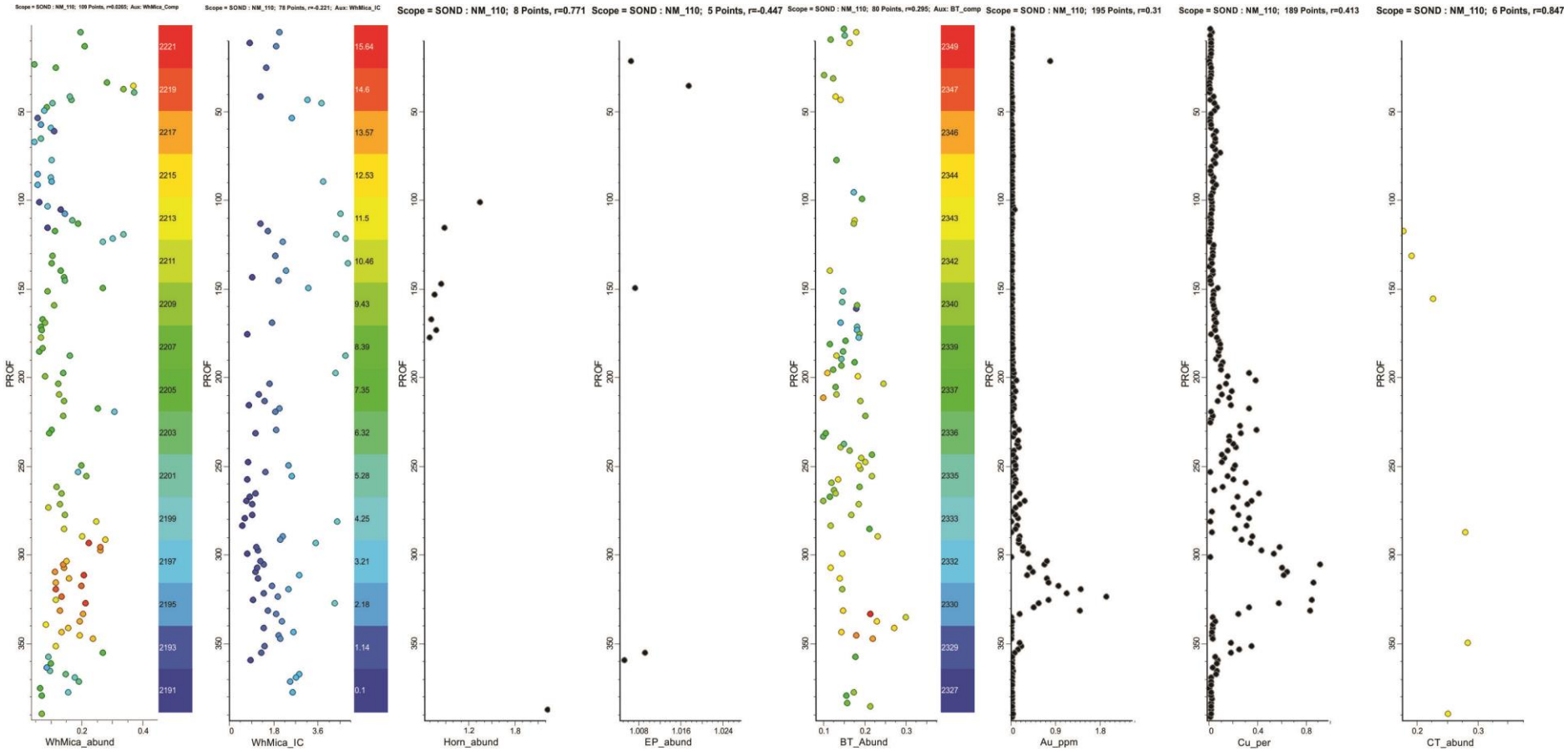
ANEXO



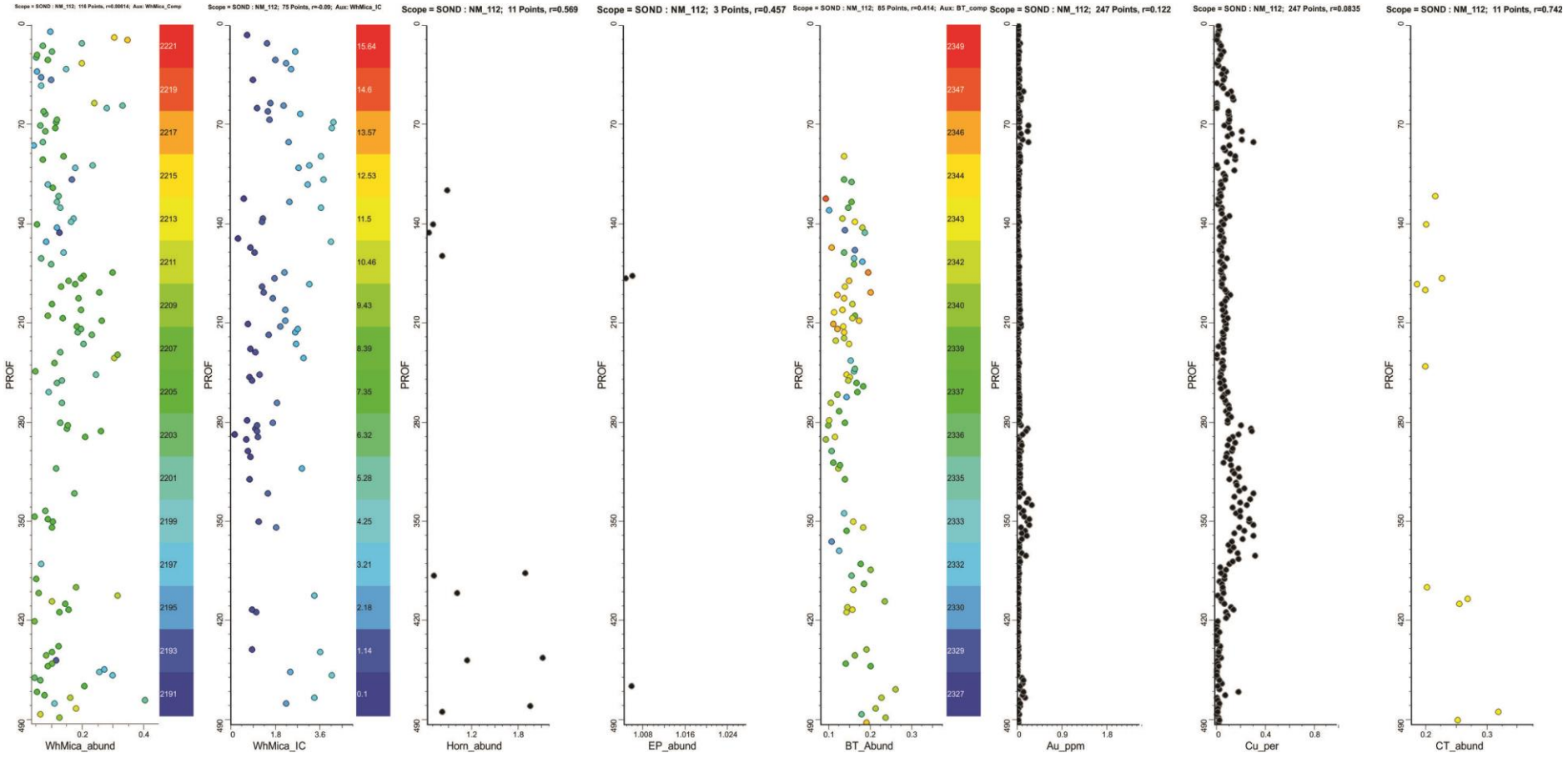
Furo 106


Scope = SOND : NM_109; 12 Points, r=0.0788
Scope = SOND : NM_109; 3 Points, r=0.963
Scope = SOND : NM_109; 197 Points, r=0.226
Scope = SOND : NM_109; 200 Points, r=0.267
MVI
AQS
PEG
AQS
MTS
MVI
AQS
MVI
AQS
ANF
AQS
SQS
AQS
MVI
IQZT
MVI
QDPB
MVI
AQS
MTS
MVI
ANF
MVI
AQS
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per

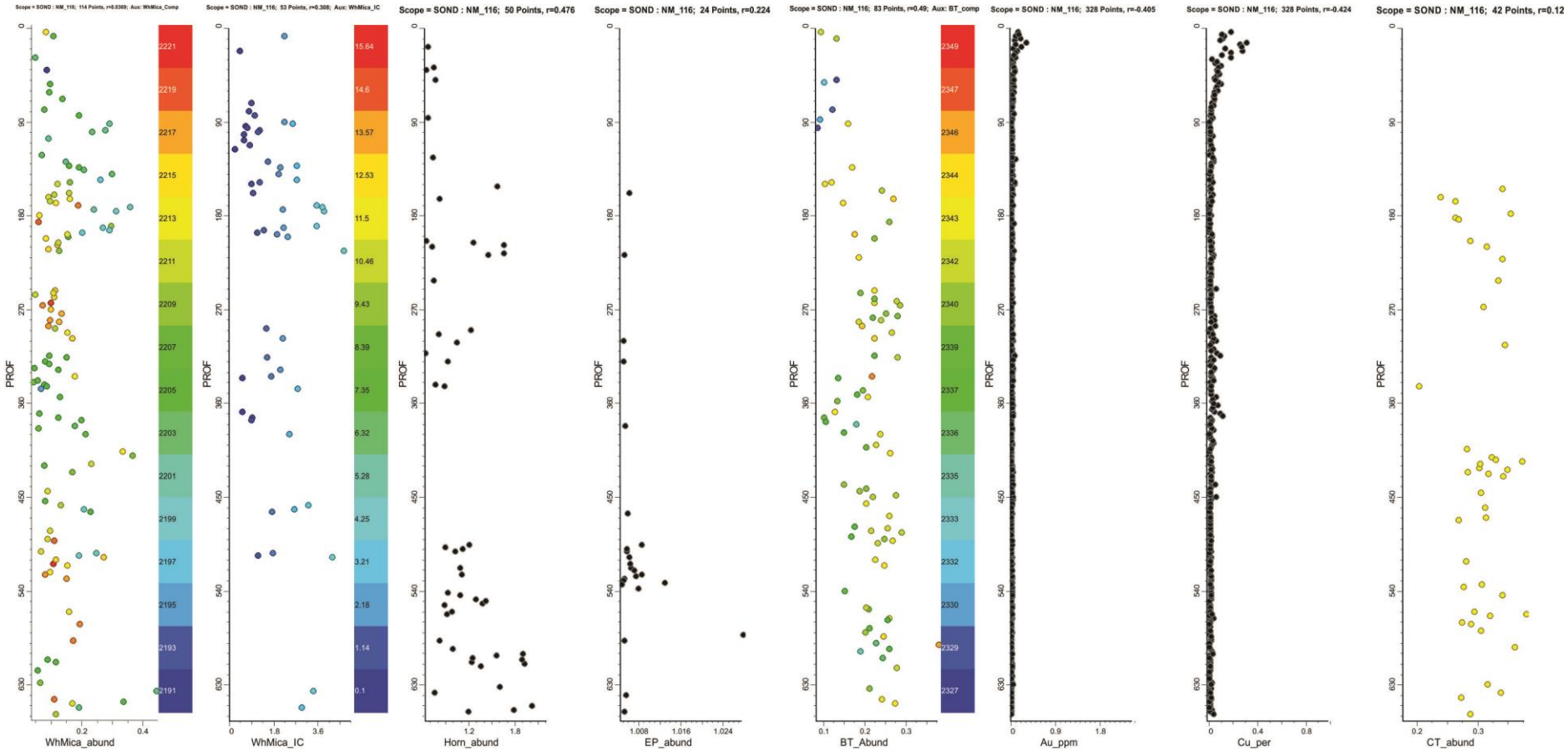
Furo 109


Scope = SOND : NM_110; 109 Points, r=0.0265; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_110; 78 Points, r=-0.221; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_110; 8 Points, r=0.771
Scope = SOND : NM_110; 5 Points, r=-0.447
Scope = SOND : NM_110; 80 Points, r=0.295; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_110; 195 Points, r=0.31
Scope = SOND : NM_110; 189 Points, r=0.413
Scope = SOND : NM_110; 6 Points, r=0.847
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

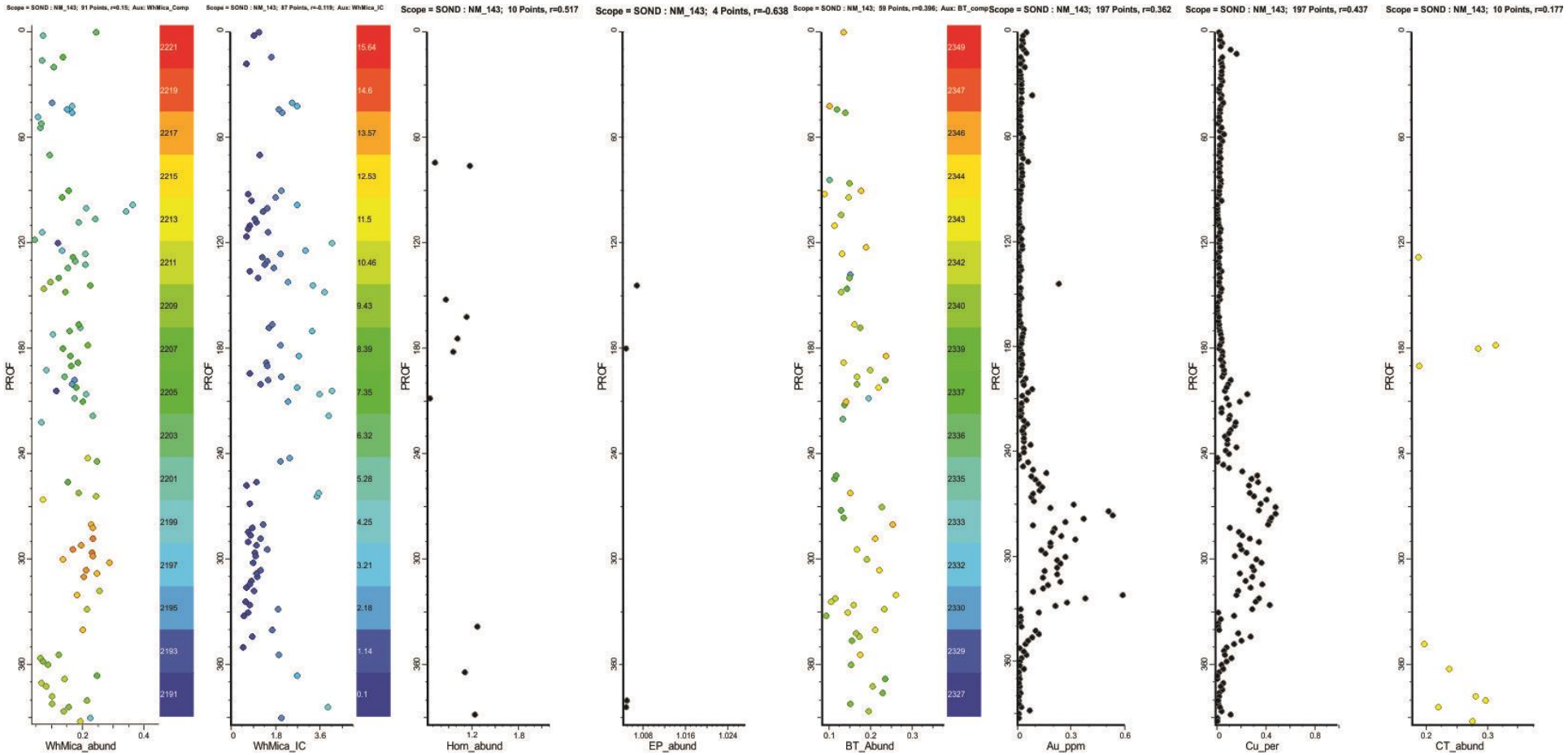
Furo 110


Scope = SOND : NM_112; 116 Points, r=0.00614; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_112; 75 Points, r=-0.09; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_112; 11 Points, r=0.569
Scope = SOND : NM_112; 3 Points, r=0.457
Scope = SOND : NM_112; 85 Points, r=0.414; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_112; 247 Points, r=0.122
Scope = SOND : NM_112; 247 Points, r=0.0835
Scope = SOND : NM_112; 11 Points, r=0.742
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

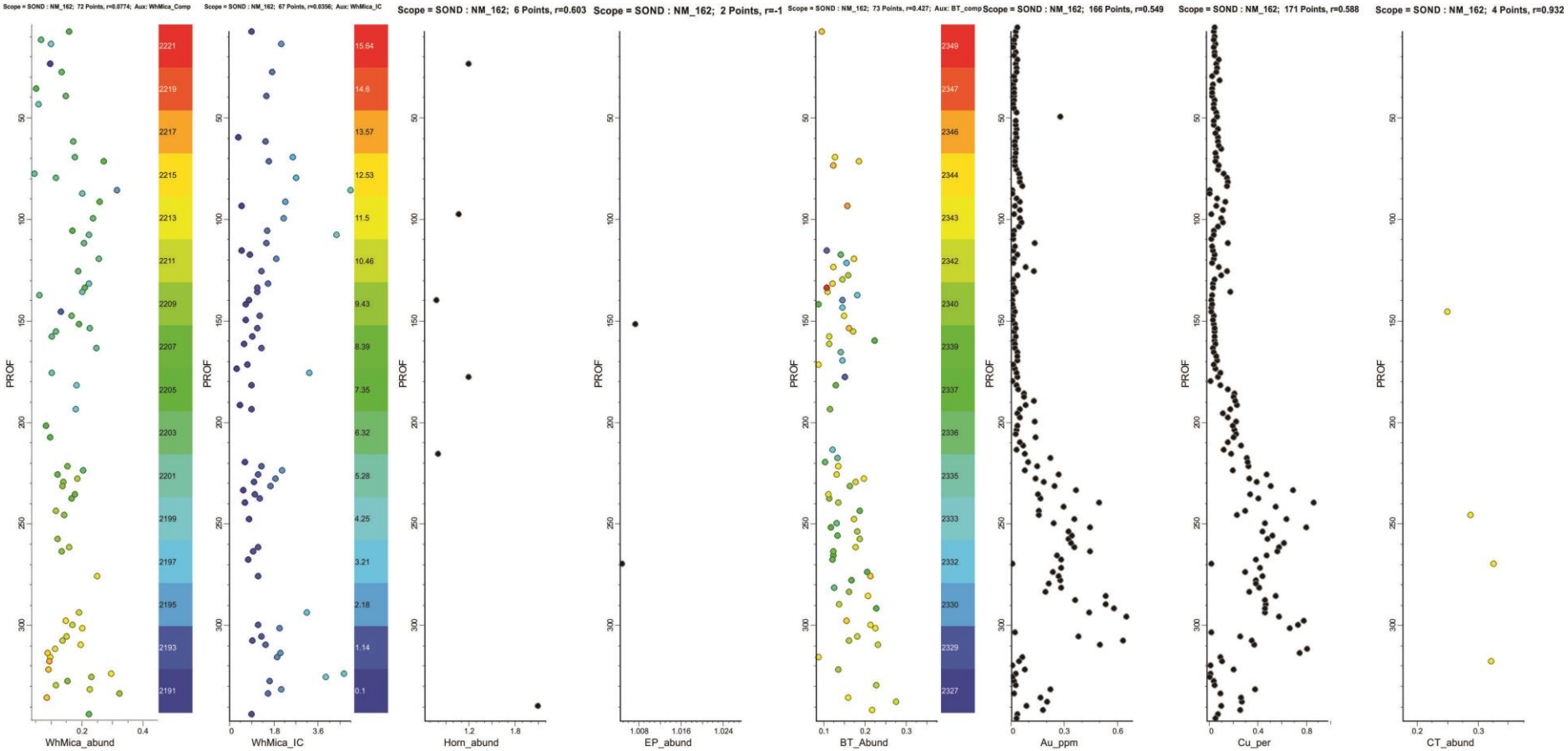
Furo 112


Scope = SOND : NM_116; 114 Points, r=0.8369; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_116; 53 Points, r=0.368; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_116; 50 Points, r=0.476
Scope = SOND : NM_116; 24 Points, r=0.224
Scope = SOND : NM_116; 83 Points, r=0.49; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_116; 328 Points, r=-0.405
Scope = SOND : NM_116; 328 Points, r=-0.424
Scope = SOND : NM_116; 42 Points, r=0.12
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

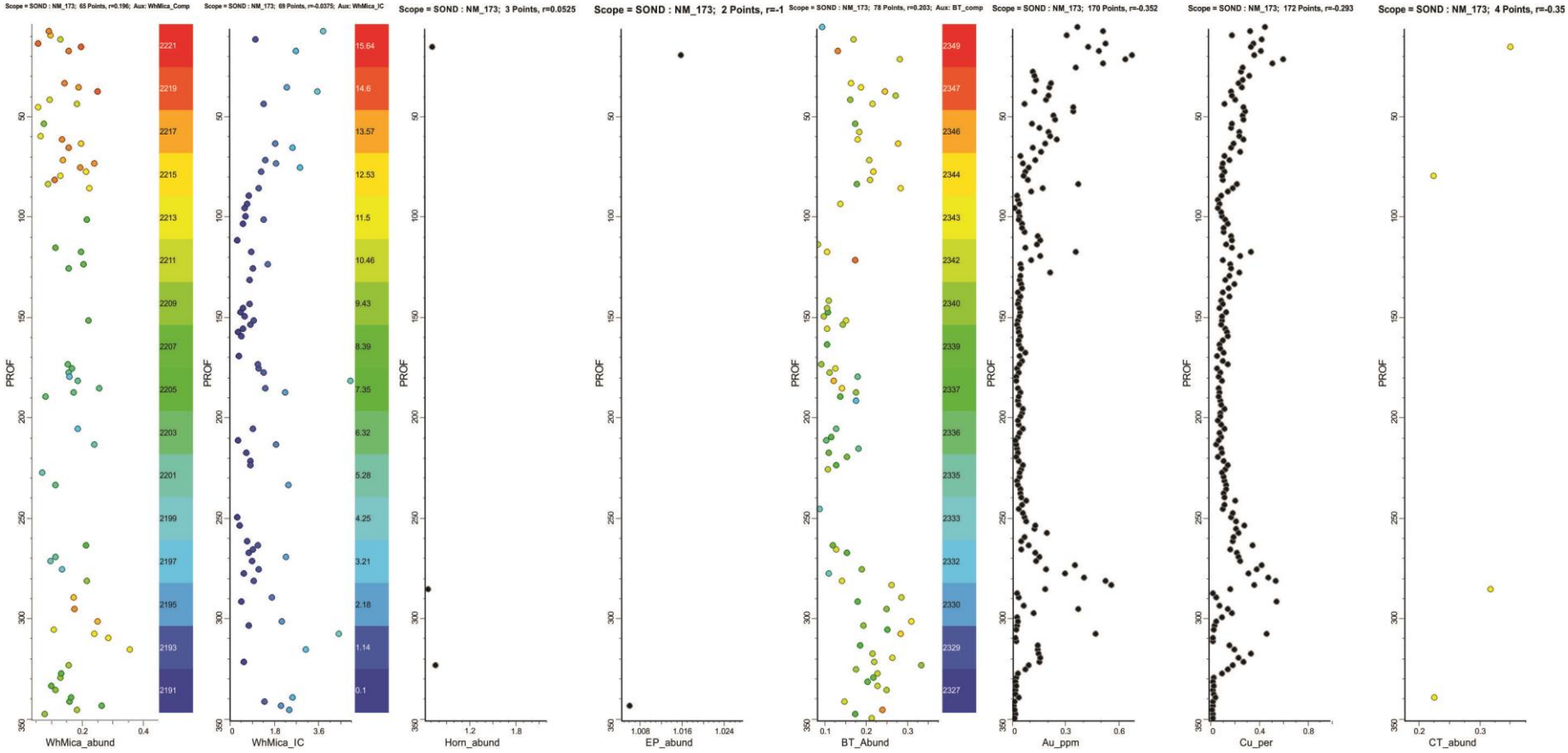
Furo 116


Scope = SOND : NM_143; 91 Points, r=0.15; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_143; 87 Points, r=-0.119; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_143; 10 Points, r=0.517
Scope = SOND : NM_143; 4 Points, r=-0.638
Scope = SOND : NM_143; 59 Points, r=0.396; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_143; 197 Points, r=0.362
Scope = SOND : NM_143; 197 Points, r=0.437
Scope = SOND : NM_143; 10 Points, r=0.177
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

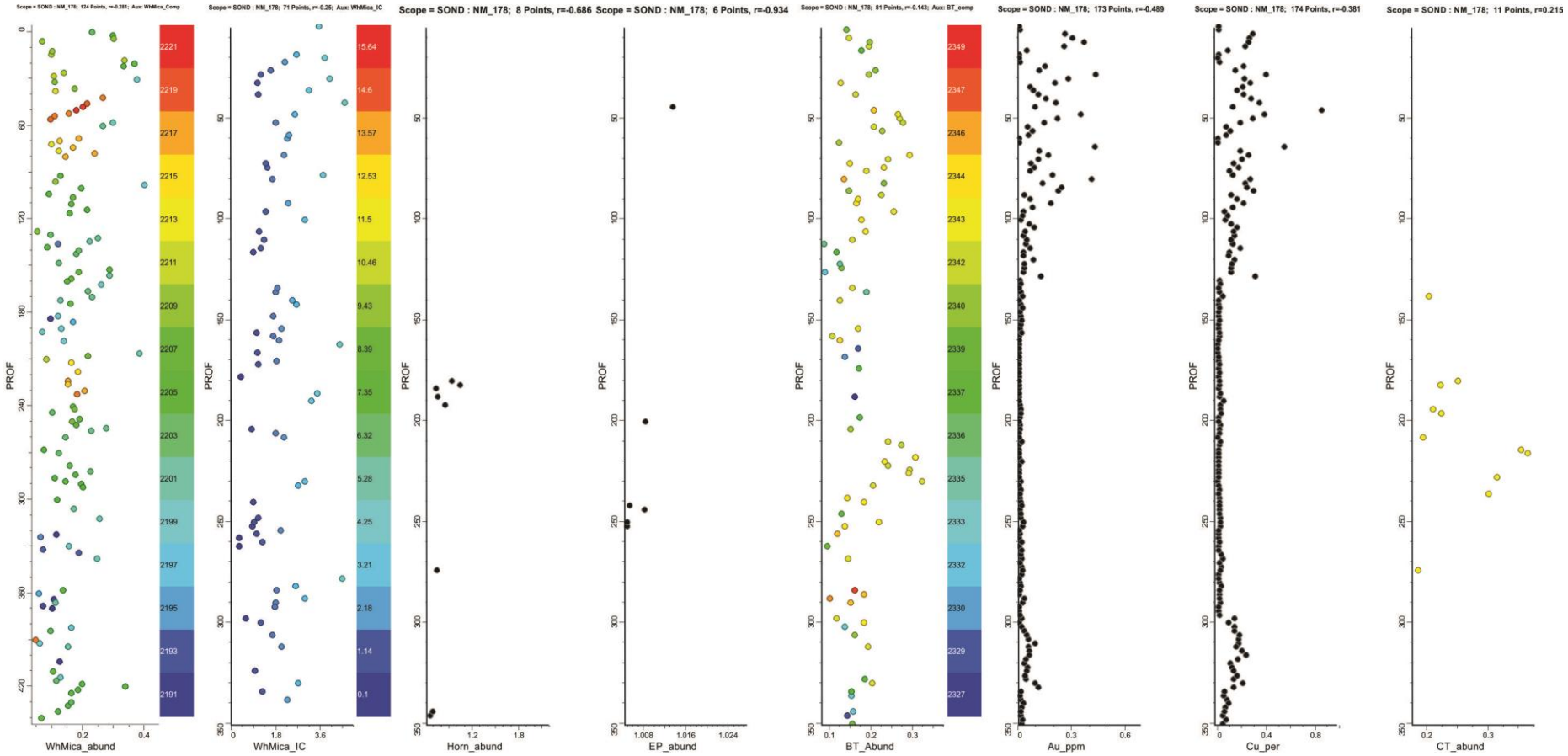
Furo 143


Scope = SOND : NM_162; 72 Points, r=0.8774; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_162; 67 Points, r=0.6356; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_162; 6 Points, r=0.603
Scope = SOND : NM_162; 2 Points, r=-1
Scope = SOND : NM_162; 73 Points, r=0.427; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_162; 166 Points, r=0.549
Scope = SOND : NM_162; 171 Points, r=0.588
Scope = SOND : NM_162; 4 Points, r=0.932
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

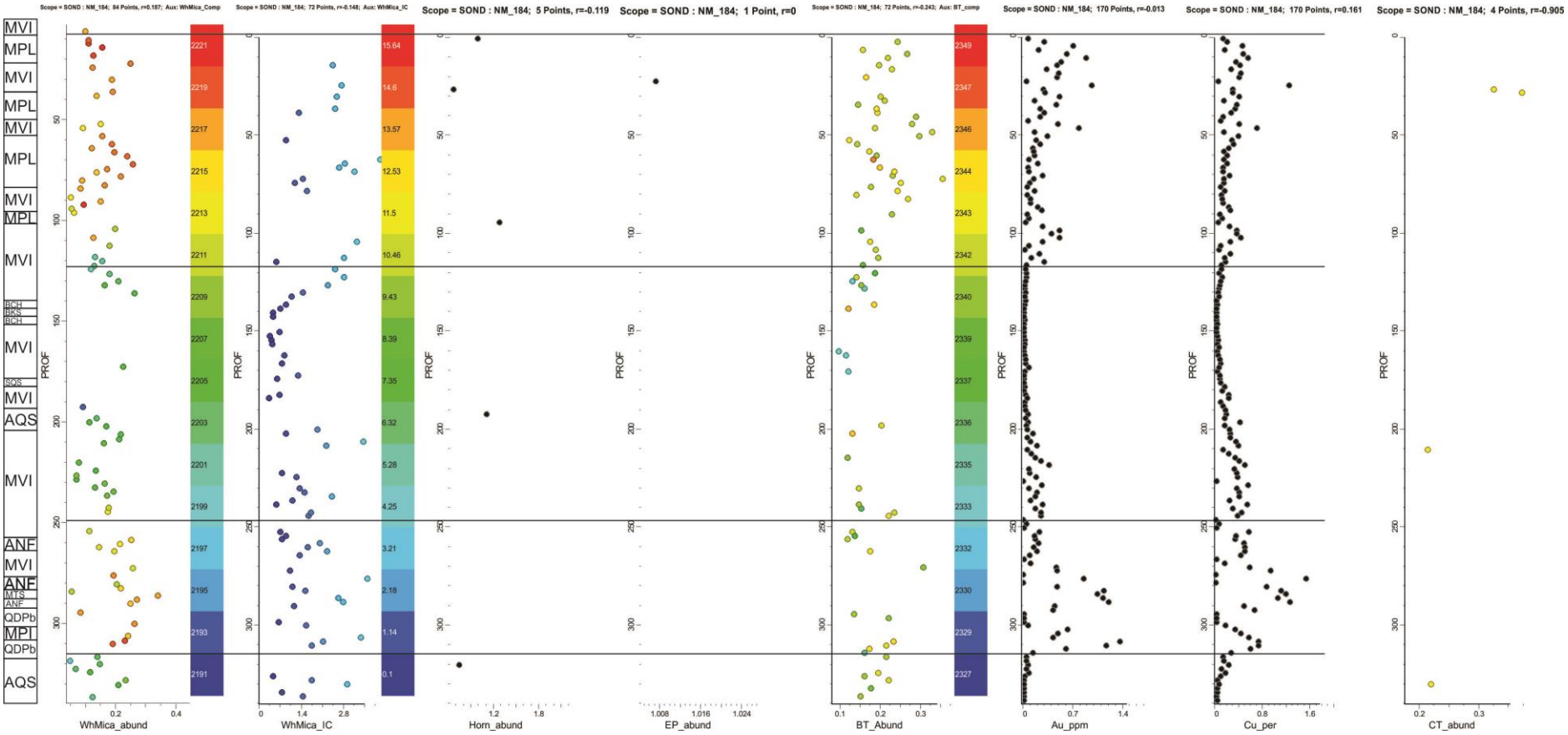
Furo 162


Scope = SOND : NM_173; 65 Points, r=0.196; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_173; 69 Points, r=-0.0375; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_173; 3 Points, r=0.0525
Scope = SOND : NM_173; 2 Points, r=-1
Scope = SOND : NM_173; 78 Points, r=0.283; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_173; 170 Points, r=-0.352
Scope = SOND : NM_173; 172 Points, r=-0.293
Scope = SOND : NM_173; 4 Points, r=-0.35
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

Furo 173


Scope = SOND : NM_178; 124 Points, r=0.281; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_178; 71 Points, r=-0.25; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_178; 8 Points, r=-0.686
Scope = SOND : NM_178; 6 Points, r=-0.934
Scope = SOND : NM_178; 81 Points, r=-0.143; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_178; 173 Points, r=-0.489
Scope = SOND : NM_178; 174 Points, r=-0.381
Scope = SOND : NM_178; 11 Points, r=0.215
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

Furo 178


Scope = SOND : NM_184; 84 Points, r=0.187; Aux: WhMica_Comp
Scope = SOND : NM_184; 72 Points, r=-0.148; Aux: WhMica_IC
Scope = SOND : NM_184; 5 Points, r=-0.119
Scope = SOND : NM_184; 1 Point, r=0
Scope = SOND : NM_184; 72 Points, r=-0.243; Aux: BT_comp
Scope = SOND : NM_184; 170 Points, r=-0.013
Scope = SOND : NM_184; 170 Points, r=0.161
Scope = SOND : NM_184; 4 Points, r=-0.905
MVI
MPL
MVI
MPL
MVI
MPL
MVI
MPL
MVI
BCH
BKS
BCH
MVI
SQS
MVI
AQS
MVI
ANF
MVI
ANF
MTS
ANF
QDPb
MPI
QDPb
AQS
PROF
WhMica_abund
WhMica_IC
Horn_abund
EP_abund
BT_Abund
Au_ppm
Cu_per
CT_abund

Furo 184