UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS DA MATEMÁTICA E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

GEOQUÍMICA E MINERALOGIA DO REGOLITO SOBRE O DEPÓSITO DE Cu-Au DE CHAPADA GRANDE, GOIÁS, BRASIL

RICARDO OLIVEIRA GALLART DE MENEZES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto

M
GL
M543G

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

Fevereiro de 2003

FICHA CATALOGRÁFICA

MENEZES, RICARDO OLIVEIRA GALLART DE

Geoquímica e Mineralogia do Regolito do Depósito de Cu-Au de Chapad Grande, Goiás, Brasil [Rio de Janeiro] 2003.
____,____ p. 29,7 cm (Instituto de Geociências – UFRJ)
Monografia de Graduação – Univeridade Federal do Rio de Janeiro, realizada n Departamento de Geologia da UFRJ.

1. palavra-chave (exploração geoquímica, regolito, lateritização, cobre, ouro metais base)

I – IG/UFRJ

ÍNDICE

RESUMO 7

1. INTRODUÇÃO 8

1.1 Objetivos 8

1.2 Localização e vias de acesso 8

1.3 Aspectos Fisiográficos 9

1.4 Histórico da Exploração 9

2. CONCEITOS PRELIMINARES 11

2.1 Intemperismo químico 12

2.2 Tipos de reações de intemperismo 13

2.2.1 Dissolução 13

2.2.2 Oxidação 14

2.2.3 Hidrólise 14

2.3 Características do regolito 15

3. CONTEXTO GEOLÓGICO 19

3.1 Geologia Regional 19

3.2 Geologia Local 22

3.2.1 O Depósito de Cu-Au de Chapada Grande 23

3.2.2 Coberturas Cenozóicas 23

4. GEOLOGIA DO REGOLITO 24

4.1 Estratigrafia do Regolito 24

4.2 Mapa do Regolito 28

5. METODOLOGIA DE AMOSTRAGEM E LABORATORIAL 31

5.1 Atividades de Campo 31

5.2 Atividades de Gabinete 31

5.3 Amostragem de Superfície 31

5.4 Amostragem de Subsuperfície 32

5.5 Análises de Geoquímica 32

5.6 Análises por Difração de Raio-X 32

6. Resultados 32

6.1 Geoquímica do Regolito 32

6.2 Análises de Agrupamento 37

6.3 Mineralogia 39

7. DISCUSSÕES 48

8. COMPARAÇÕES COM OUTRAS ÁREAS 48

9. CONCLUSÕES 50

10. RECOMENDAÇÕES 53

11. AGRADECIMENTOS 54

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 55

13. ANEXOS 57

Índice de Figuras

Figura 1: Vista panorâmica da região de Chapada Grande, Goiás. 9
Figura 2: Perfil Laterítico (Butt & Zeegers, 1992) 19
Figura 3: Mapa geológico do norte de Goiás e localização da cidade de Chapada. 21
Figura 4: Geologia do depósito de Cu-Au de Chapada (Kuyumijian et al., 2000). 23
Figura 5: Seção geológica do depósito de Cu-Au de Chapada (Kuyumijian et al., 2000). 23
Figura 6: Detalhe da zona mosqueada. Observar o mosqueamento. 24
Figura 7: Detalhe da crosta ferruginosa. 25
Figura 9: Detalhe do lag. 26
Figura 10: Detalhe lag tipo *buckshot*. 27
Figura 11: Detalhe do lag de laterita. 27
Figura 12: Detalhe do lag magnético. 27
Figura 13: Estratigrafia do regolito de Chapada/GO. 28
Figura 14: Mapa geológico em escala de detalhe do depósito de Cu-Au de Chapada (DNPM, 1988). 29
Figura 15: Modelo digital do terreno e mapa do regolito. 30
Figura 16: Fator de enriquecimento do Fe 33
Figura 17: Fator de enriquecimento do As 33
Figura 18: Fator de enriquecimento do Cu 33
Figura 19: Fator de enriquecimento do V 33
Figura 20: Fator de enriquecimento do Sb 33
Figura 21: Fator de enriquecimento do Cr 33
Figura 22: Fator de enriquecimento do Sc 33
Figura 23: Fator de enriquecimento do Bi 33
Figura 24: Fator de enriquecimento do Pb 34
Figura 25: Fator de enriquecimento do Zn 34
Figura 26: Fator de enriquecimento do Ni 34
Figura 27: Fator de enriquecimento do Co 34
Figura 28: Fator de enriquecimento do Mn 34
Figura 29: Fator de enriquecimento do Au 34
Figura 30: Valores do Cu nos diferentes tipos de lag 35
Figura 31: Valores do Au nos diferentes tipos de lag 35
Figura 32: Valores do Pb nos diferentes tipos de lag 36
Figura 33: Valores do As nos diferentes tipos de lag 36
Figura 34: Valores do Bi nos diferentes tipos de lag 36
Figura 35: Valores do Zn nos diferentes tipos de lag 37
Figura 36: Análise de agrupamento do saprolito (18 amostras). 38
Figura 37: Análise de agrupamento da zona ferruginosa (35 amostras). 38
Figura 38: Difratograma da amostra relativa ao saprolito. 40
Figura 39: Difratograma da amostra relativa à zona mosqueada. 40
Figura 40: Difratograma da amostra relativa à carapaça inferior. 41
Figura 41: Difratograma da amostra relativa à carapaça superior. 41
Figura 42: Difratograma da amostra relativa à crosta laterítica. 42
Figura 43: Difratograma da amostra relativa ao horizonte nodular. 42
Figura 44: Difratograma da amostra relativa ao latossolo. 43
Figura 45: Difratograma da amostra relativa ao latossolo húmico. 43
Figura 46: Difratograma da amostra relativa ao lag de laterita. 44
Figura 47: Difratograma da amostra relativa ao lag magnético. 44
Figura 48: Difratograma da amostra relativa ao lagtipo *buckshot*. 45
Figura 49: Difratograma da amostra relativa à crosta laterítica de superfície. 45
Figura 50: Modelo proposto para as lateritas de South Mali, Africa (Hanssen & Freyssinet, 1997). 51
Figura 51: Modelo de evolução do regolito de Chapada/GO. 52

Índice de Tabelas

Tabela 1: Avaliação econômica do depósito de Cu-Au de Chapada 10
Tabela 2: Comportamento geoquímico dos metais no regolito. 18
Tabela 3: Tabela com a legenda das amostras analisadas por difração de raio-x. 39
Tabela 4: Tabela com os picos usados na interpretação de DRX. 39
Tabela 5: Análise semi-qualitativa dos minerais presentes no regolito (PIT-2). 46
Tabela 6: Composição química das amostras do poço PIT-2 ($LiBO_4$) 46
Tabela 7: Mineralogia do regolito (PIT 2) e das amostras de superfície. 47

Índice dos Anexos

Resultado Geoquímico FTCH-09 58
Resultado Geoquímico FTCH-09 59
Resultado Geoquímico FTCH-11 60
Resultado Geoquímico FTCH-11 61
Resultado Geoquímico PIT-2 62
Resultado Geoquímico PIT-2 63
Resultado Geoquímico PIT-3 64
Resultado Geoquímico PIT-3 65
Resultado Geoquímico PIT-4 66
Resultado Geoquímico PIT-4 67
Seção do regolito ao longo da linha 2600E 69
Mapa de campo do regolito 70

"Num vôo maluco
que eu vou inventando
e vôo até ver nascer
o mato, o sol da manhã
as folhas, os rios, o azul
beleza bonita de ver
nada existe como
o azul sem manchas
do céu do **planalto central**
e o horizonte imenso aberto
sugerindo mil direções
e eu nem quero saber
se foi bebedeira louca ou lucidez..."
(Toninho Horta/Fernando Brant)

Resumo:

O depósito de Cu e Au de Chapada localiza-se próximo à cidade homônima, também conhecida como Alto Horizonte, ao norte de Goiás. A mineralização cuprífera está associada à seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa, de idade neoproterozóica e se constitui de sulfetos que ocorrem disseminados em um biotita xisto feldspático com matriz silicosa de granulometria fina a média (DNPM, 1988). Os recursos estão estimados em 150 milhões de toneladas de minério com um teor de aproximadamente 0,4% de Cu associado a Au com 0,35 g/t.

A área estudada está inserida no Planalto Central Brasileiro, onde predomina o clima tropical sazonal. O depósito é recoberto por um regolito de cerca de 20 metros de espessura, associado a uma superfície de aplanamento desenvolvida durante o ciclo geomorfológico Velhas no final do Terciário.

Este trabalho tem como objetivo caracterizar a geoquímica e mineralogia do regolito e sua evolução, bem como o estudo do comportamento do Cu ao longo do perfil de alteração, apresentando subsídios às técnicas empregadas na exploração geoquímica.

Para o estudo foram realizadas sondagens a trado mecânico, abertura de poços e mapeamento do regolito numa porção específica do depósito. Foram identificados 7 horizontes no perfil de intemperismo. Saprolito, zona mosqueada, carapaça ferruginosa, crosta laterítica, horizonte nodular, latossolos com horizonte B e horizonte A, além do material exposto na superfície, como lag e blocos de crosta ferruginosa proveniente da degradação da crosta laterítica.

Resultados preliminares permitiram concluir que o Cu, liberado dos sulfetos primários, tende a ser lixiviado no perfil, sendo no entanto parcialmente fixado na crosta laterítica.

1. Introdução:

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo caracterizar a geoquímica e a mineralogia do perfil intempérico desenvolvido sobre o depósito de Cu-Au de Chapada/Goiás, buscando compreender melhor os processos envolvidos na evolução do regolito e o comportamento do Cu ao longo do manto de intemperismo. Paralelamente, foi realizada uma pesquisa bibliográfica e integração dos dados existentes provenientes de trabalhos anteriores.

Este relatório, refere-se à disciplina **Estágio de Campo IV**, desenvolvido pelo autor, sob a orientação do Prof. Dr. Cláudio G. Porto, no período de janeiro de 2002 a janeiro de 2003.

1.2 Localização da área e vias de acesso

O depósito de Cu-Au de Chapada localiza-se no centro-oeste do Estado de Goiás, cerca de 320 Km ao norte de Goiânia. O corpo mineralizado encontra-se a 8 Km a sudoeste do povoado de Alto Horizonte/Chapada.

O acesso terrestre é feito, partindo de Goiânia, pela GO – 080/BR – 153 até a cidade de Campinorte com 290 Km de percurso pavimentado. Deste local, toma-se estrada municipal, com 28 Km até Chapada, transitável em qualquer época do ano. O acesso aéreo também pode ser feito, em pequenas aeronaves (mono e bimotores) até Campinorte, que possui pista com 1.200 m de extensão (DNPM, 1988).

1.4 Aspectos fisiográficos

A área estudada está situada dentro do Planalto Central Brasileiro, onde predomina um clima tropical sazonal com precipitação média anual de 1500 mm, caracterizado por duas estações bem definidas, uma seca geralmente de maio a setembro, e outra chuvosa, de outubro a abril (Projeto RADAMBRASIL, 1981).

A vegetação dominante é basicamente do tipo cerrado, que compreende dois estratos arbóreos: um superior, de médio porte, formado por árvores e arbustos; e um inferior, composto predominantemente por gramíneas (Figura 1). Localmente desenvolvem-se matas ciliares, acompanhando os principais cursos d'água e cuja vegetação atinge médio a grande porte (Projeto RADAMBRASIL, 1981).

A rede hidrográfica local tem baixa densidade, com destaque para o Rio dos Bois(Ribeirão Barro Vermelho), que corta a parte sul da área estudada com sentido

geral de leste para oeste. Trata-se de um dos principais afluentes, pela margem direita, do rio Crixás, fazendo parte da grande bacia Amazônica (Projeto RADAMBRASIL, 1981).

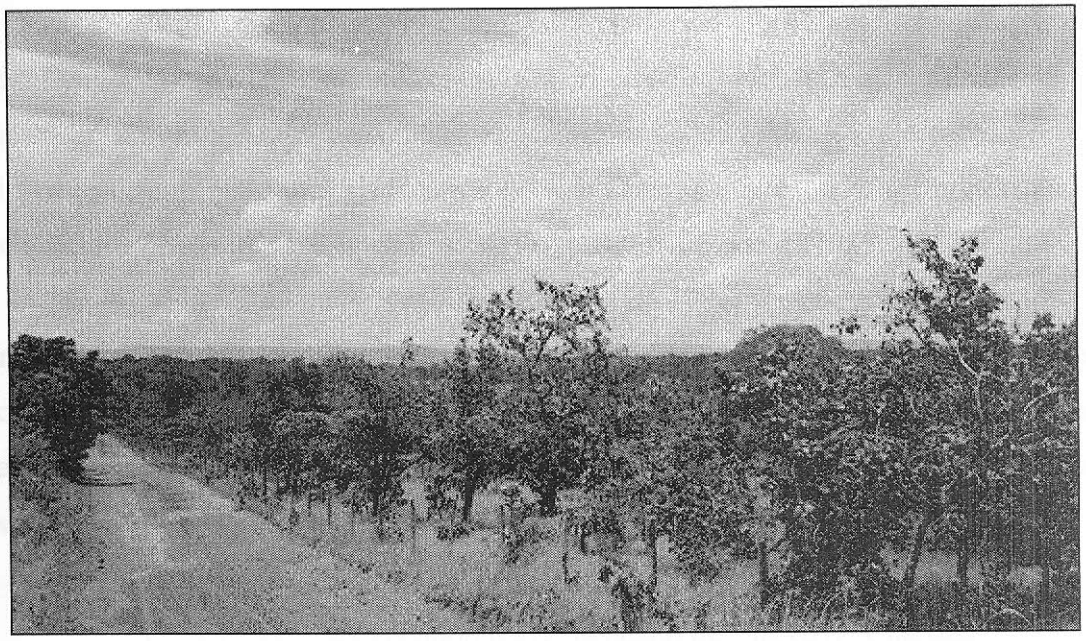


Figura 1: Vista panorâmica da região de Chapada Grande, Goiás.

A área é caracterizada por extensos platôs lateríticos e amplos vales resultantes de sua dissecação. A laterização da área se deu provavelmente no final do período Terciário, coincidindo com as fases de agradação do ciclo geomorfológico Velhas (Braun, 1970).

1.4 Histórico da Exploração: (DNPM, 1988)

Em meados de 1973, a Mineração Serras do Leste – MINERALESTE, pertencente a INCO, reconheceu através de análises fotogeológicas e dados da literatura, uma faixa com ambiência geológica potencialmente promissora para depósitos de metais base, na região norte de Goiás e sul de Tocantins. Foi então realizada ampla campanha de amostragem de sedimento de corrente, em nível de reconhecimento, cobrindo uma vasta área, com densidade de amostagem de 1 amostra para cada 10 a 20 Km^2. Nesta etapa algumas amostras revelaram valores anômalos para Cu, chumbo e zinco, com destaque para uma amostra com 215 ppm de Cu, coletada nas proximidades de Chapada Grande, equivalente a 6 vezes o limiar e quase 30 vezes a média regional. Seguiram-se sucessivas etapas de trabalho, como sedimento de corrente de semi-detalhe, geoquímica de solo, geofísica e geologia, que permitiram delinear,

sobre a área da amostra anômala mencionada, uma anomalia de cerca de 7 Km de comprimento por 0,40 Km de largura, cujos valores significativos variam de 400 a 6.000 ppm de Cu em solo.

A execução, no final de 1975, de um furo pioneiro sobre a anomalia geoquímica, identificou a existência de sulfetos em subsuperfície, que levou a uma fase de sondagem exploratória, com 3.700 m perfurados. Baseado nos dados obtidos, em meados de 1976 foi planejado um programa sistemático de sondagem, perfazendo 4.700 m perfurados. Os trabalhos de pesquisa se estenderam até o início da década de 1980.

O segundo semestre de 1980 e o primeiro de 1981, foram marcados por intensa campanha de sondagem (10.500 metros), aberturas de poços de pesquisa e de galerias e recobrimento aerofotogramétrico. Ensaios em escala de planta e de bancada foram realizados para a otimização do processo de beneficiamento e viabilidade do projeto. Os trabalhos de pesquisa desenvolvidos resultaram numa cubagem de:

Tabela 1: Avaliação econômica do depósito de Cu-Au de Chapada

Reservas	Tonelagem	Teor
Reservas medidas	155,5 milhões de toneladas	0,41% Cu
Reservas indicadas	5,4 milhões de toneladas	0,34% Cu
Reservas inferidas	41,6 milhões de toneladas	0,38% Cu
Total	202,5 milhões de toneladas	0,40% Cu

Atualmente os direitos minerários do depósito estão de posse da mineradora Santa Elina.

2. CONCEITOS PRELIMINARES

O levantamento geoquímico de uma área, possibilita o reconhecimento dos teores dos elementos pesquisados em amostras de solo, sedimentos de corrente, rocha, água e até vegetação, sendo que o objetivo básico da prospecção geoquímica consiste na detecção de teores anômalos relacionados a mineralização em comparação com o fundo geoquímico regional (Rose *et* al., 1979).

Estas anomalias resultam da tendência que apresentam os elementos químicos de se dispersarem na superfície ou na própria rocha encaixante da mineralização. As dispersões podem ser primárias, se estão ligadas à formação da própria rocha, ou secundárias, se são produzidas por alteração superficial. No presente trabalho, serão estudados os processos supergênicos, portanto secundários e sua importância na exploração mineral (Rose *et* al., 1979)..

Em geral, as faixas anômalas provocadas pela dispersão, se distribuem numa área muito maior do que a ocupada pela mineralização original e, por isso podem ser identificadas com maior facilidade, mesmo em regiões de poucos afloramentos, através da amostragem do manto de alteração ou de terrenos mais recentes (Rose *et* al., 1979).

A extensão da zona anômala depende de uma série de fatores, porém é condicionada principalmente pela mobilidade dos elementos químicos. Os elementos de baixa mobilidade concentram-se nas proximidades dos corpos mineralizados, dando fortes anomalias locais com pequena extensão relativa, enquanto que os elementos móveis distribuem-se por uma superfície muito mais ampla.

Comumente as soluções do intemperismo são ligeiramente ácidas e elementos como o Fe, Mn, Al, Sn, Pb, Au, Nb e Ta, apresentam baixa mobilidade, enquanto o Zn, Cu, Co e U mostram uma alta mobilidade. A eficácia da prospecção geoquímica vai depender da existência de dispersão e da sensibilidade dos métodos analíticos, que devem ser suficientes para individualizar as anomalias existentes (Rose *et* al., 1979)..

Na exploração mineral os levantamentos geoquímicos de solo são geralmente utilizados onde já existam alguns indícios de anomalia ou mineralização conhecida, através de geofísica ou de geoquímica de sedimentos de corrente. Estes solos – residuais – por serem formados diretamente da rocha subjacente, refletem aproximadamente sua composição química e são de uma interpretação relativamente simples. Apesar das formas das anomalias obtidas depender de uma série de fatores, um dos mais importantes é o tipo de solo (Rose *et* al., 1979).

Cada horizonte do solo apresenta características próprias quanto à composição química e mineralógica e consequentemente à capacidade de retenção dos elementos. Vale lembrar que um perfil de solo completo, portanto não truncado, apresenta três horizontes principais: A, B e C, embora os pedólogos reconheçam ainda sub-horizontes como O_o, que seria representado pelo o horizonte orgânico (serrapilheira), O_D (representado pelo horizonte orgânico decomposto), B_2 (zona de máxima acumulação de argila, sesquióxidos de Fe e matéria orgânica), no caso do solo ser podzólico, já que no latossolo não é observado processos de eluviação e iluviação, somente lixiviação. Neste tipo de solo (podzólico) é observado serosidade no horizonte B devido ao acúmulo de argila.

Em prospecção geoquímica de solos, a coleta das amostras deve ser feita sempre no mesmo horizonte, pois cada nível pedológico tem uma capacidade diferente de retenção dos metais, de modo que a amostragem de diferentes horizontes podem confundir a interpretação dos resultados geoquímicos.

Entre os vários horizontes de solo, geralmente as camadas mais argilosas (horizonte B) apresentam uma capacidade maior de retenção dos metais, sendo portanto preferencialmente amostradas, já que é neste horizonte que o halo de dispersão é mais amplo. Nos estágio mais avançados da exploração dá-se então preferência à amostragem dos horizontes mais profundos através de escavações, visando delinear a mineralização.

2.2 Intemperismo Químico:

Segundo Butt & Zeegers (1992), zona de intemperismo pode ser definida como o contato entre a atmosfera e a litosfera, onde as propriedades físico-químicas e mineralógicas da rocha fresca são progressivamente modificadas, até formar solo na superfície.

A espessura do perfil de alteração pode variar de poucos metros até dezenas de metros em terrenos tropicais. As alterações mineralógicas observadas no regolito são decorrentes da diferença de temperatura, pressão e potencial de oxidação entre o ambiente de formação destas rochas e a superfície (Butt & Zeegers 1992).

Podemos considerar para o ambiente supergênico, $T < 30^{o}$, $P < 1$ bar, presença de H_2O e disponibilidade de oxigênio da atmosfera. Nestas condições os minerais primários se encontram em desequilíbrio e na presença de água, tendem a se reorganizar e formar novos minerais.

Os minerais secundários desempenham, portanto, um importante papel na exploração geoquímica, devido à capacidade que tem de capturar metais liberados e dispersos pelo intemperismo. A caracterização mineralógica e a interpretação dos dados geoquímicos nos fornecem importantes informações sobre as condições que os processos de intemperismo ocorreram.

2.3 Tipos de reações de intemperismo

2.3.1 Dissolução:

Dissolução é o mecanismo mais simples do intemperismo, no entanto, afeta somente alguns minerais, aqueles que apresentam alto produto de solubilidade. Os minerais são sais (halita), sulfatos (gipsita) e também alguns carbonatos, como por exemplo, a calcita e a dolomita. A reação de dissolução pode ser representada esquematicamente, pela simples dissociação dos íons que compõem o mineral (Butt & Zeegers, 1992):

Reação: $NaCl \leftrightarrow Na^{+} + Cl^{-}$

Para a calcita que apresenta baixa solubilidade em água pura, o principal agente de solubilização é o CO_2, quando dissolvido na água forma H_2CO_3, que é parcialmente dissociado em HCO_3^{-} e $(CO3)^{2-}$. A dissolução da calcita é dominada, portanto, por estas quatro reações descritas abaixo (Govett *et al.*, 1992):

Reação: $CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + (CO_3)^{2-}$

Reação: $CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$

Reação: $H_2CO_3 \leftrightarrow H^{+} + (HCO_3)^{-}$

Reação: $(HCO_3)^{-} \leftrightarrow H^{+} + (CO_3)^{2-}$

A solubilidade da calcita aumenta com a pressão de CO_2, que é $10^{-3,5}$ na atmosfera, mas pode ser 10 a 100 vezes maior nos solos, devido à decomposição de matéria orgânica e respiração das raízes.

2.2.2 Oxidação:

Alguns elementos podem estar apresentar diversos estados de oxidação nos minerais formadores de rocha. Podemos citar o Fe (Fe^{2+} e Fe^{3+}) e o manganês (Mn^{2+}, Mn^{3+} e Mn^{4+}), além do enxofre (S^{2-} e SO_4^{2-}). Em ambientes primários a fugacidade do oxigênio é geralmente baixa, então os elementos se encontram no seu mais baixo estado de oxidação.

Em ambiente supergênico, entretanto, o oxigênio da atmosfera dissolvido em soluções é introduzido ao sistema podendo haver oxidação. Por exemplo, o Fe no estado reduzido (ferroso) é oxidado para Fe^{3+} (férrico) através da reação abaixo:

Reação: $Fe^{2+} + 3H_2O \leftrightarrow Fe(OH)_3 + 3H^+ + 3e^-$

No perfil de intemperismo, o Fe férrico é rapidamente convertido em goethita (FeOOH) ou hematita (Fe_2O_3), conferindo um aspecto ocre/vermelho ao perfil. A mesma reação acontece com o Mn^{2+} formando manganita (MnOOH) e óxidos de manganês(Mn^{4+}), como por exemplo, pirolusita (Butt & Zeegers, 1992).

A reação abaixo, corresponde à oxidação, simultânea, do Fe^{2+} e do S^{2-}, contribuindo para formação de ácidos nas proximidades dos grãos de pirita, gerando em alguns lugares sérios problemas de drenagem ácida. Os íons de sulfato produzidos na reação são geralmente removidos em solução.

Reação: $4FeS_2 + 8H_2O + 15\ O_2 \leftrightarrow 2Fe_2O_3 + 16H^+ + 8(SO4)^{2-}$

pirita hematita

2.2.3 Hidrólise:

Trata-se da reação mais comum para os silicatos. Ocorre pela quebra da ligação entre íons dos minerais primários pela ação dos íons H^+ e OH^- da água. Os prótons H^+ são consumidos e os íons OH^-, cátions e ácido silícico são postos em solução, podendo haver um produto secundário residual.

Na sua forma mais simples pode ser exemplificada pela hidrólise da olivina, fosterita, como pode ser observado na reação abaixo:

Reação: $Mg_2SiO_4 + 4H_2O \leftrightarrow 2Mg^{2+} + 4OH^- + H_4SiO_4(aq)$

A presença de ácido carbônico a partir de CO_2 dissolvido na água, favorece ainda mais as reações de hidrólise. As reações de hidrólise podem também ser exemplificadas para os feldspatos potássicos que, com a crescente agressividade das soluções percolantes, pode gerar ilita, caolinita ou gibsita como produto secundário, com a sucessiva perda de K e Si.

2.4 Características do regolito

Regolito é um termo utilizado para se referir a qualquer material localizado imediatamente sobre a rocha fresca, incluindo desde o material alterado in situ até o material transportado derivado do embasamento (Figura 2). O estudo do regolito como disciplina é relativamente novo, mas o material produzido por processos supergênicos tem sido estudado sob diversos pontos de vista por vários autores.

O regolito ocorre frequentemente sob a forma de camadas irregulares. Unidades individuais de regolito sedimentar são frequentemente descontínuo. Ele ocorre a partir da acumulação de sedimentos nas regiões mais arrasadas do relevo atual. As exceções são planícies aluviais e dunas, por exemplo. Devido a esta irregularidade, não é apropriado dar nomes de unidades de rochas já mapeadas aos sedimentos terrestres.

A lei da superposição, base da estratigrafia, não pode ser aplicada aos materiais supergênicos. Talvez a melhor ilustração para tal, sejam as camadas produzidas pelo intenso intemperismo. De modo que o material formado a mais tempo se localize no topo do perfil e o material mais recente na frente de intemperismo, ou seja, na base do perfil.

Um modelo para a evolução da paisagem é fundamental para se compreender o desenvolvimento do perfil de alteração. Vale lembrar, da íntima relação do regolito com o relevo. Podendo-se dizer, que a geomorfologia consiste num amplo estudo do relevo associado à evolução do perfil intempérico, dominado por processos supergênicos.

Rocha Fresca (Butt & Zeegers, 1992).

Rocha fresca sem alteração. Alguns minerais secundários como carbonatos, filossilicatos e óxidos/hidróxidos de Fe podem ocorrer em microfissuras.

Saprolito (Butt & Zeegers, 1992).

Saprolito de granulometria grossa, com alguns fragmentos de rocha, feldspatos, micas e outros minerais primários que se mantiveram inalterados. A parte inferior do horizonte também é chamada de saprock. Fragmentos relictos de diversos tamanhos, que vão de blocos à minerais liberados, alterados progressivamente pelo intemperismo. Ainda preserva a textura e o volume da rocha fresca. Estudos petrográficos revelam que pseudomorfos dos minerais primários são substituídos por minerais secundários, produtos do intemperismo(isovolumétrico).

Em direção ao topo do horizonte, a evolução intempérica é observada através do aumento da coloração amarela avermelhada, pela dissolução dos minerais primários, redução da coesão da rocha e aumento da porosidade, além da neoformação de esmectitas e caulinitas autigênicas na base do horizonte e mais acima caulinitas bem cristalizadas rica em Fe^{3+} associadas aos hidróxidos de Fe amorfos ou mal cristalizados.

Vale lembrar que neste horizonte os hidróxidos de Fe vão estar associados aos minerais primários rico em Fe. As caulinitas vão estar associadas principalmente aos feldspatos.

Saprolito Fino (Butt & Zeegers, 1992).

No saprolito de granulometria fina quase todos os minerais primários são substituídos por minerais secundários como, por exemplo, caulinita, goethita e hidróxidos de Fe (mal cristalizado). Apenas o quartzo e outros minerais resistatos, como o zircão, turmalina, cromita,... se mantém inalterados ou apenas parcialmente alterados. Trata-se de um intemperismo isovolumétrico, mantendo então a textura da rocha mãe, que é perfeitamente preservada.

Na base, o saprolito fino possui uma textura levemente porosa, mas que se torna maciça para o topo na medida em que o teor dos argilominerais aumenta. Ocorre precipitação e acumulação de caulinita autigênica nos poros devido a dissolução dos minerais primários. A presença de dois tipos de caulinita indicam que dois tipos de intemperismo geoquímico levemente diferentes atuaram simultaneamente no perfil para gerar duas fácies: maciça e porosa.

Zona Mosqueada (Butt & Zeegers, 1992).

Se localiza logo acima do saprolito fino, formada acima do nível freático, na zona insaturada. Neste horizonte, qualquer estrutura pré-existente é destruída. Dois modos principais de reorganização atuam neste horizonte (Butt & Zeegers, 1992).

O primeiro é a percolação vertical e lateral da água na zona não saturada que leva a formação de uma rede de canais vazios com espessura de até 10mm. O segundo, é o desenvolvimento de manchas(5-150mm) e nódulos(10-30mm) ferruginosos se tornando mais abundantes e endurecidos em direção ao topo da zona mosqueada. Isso nos mostra que o Fe é mobilizado das áreas em torno dos poros e reprecipitado e concentrado nas áreas ricas em argilosa. Esses canais vazios funcionam como um espaço para o acúmulo secundário de caulinita (Butt & Zeegers, 1992).

As caulinitas ocorrem como películas em volta dos grãos ou preenchendo fraturas e podem ser detríticas ou autigênicas. São derivadas das camadas superiores, sendo transportadas ora dissolvidas em solução ora através de transporte físico e então depositadas (ou reprecipitadas) em um nível abaixo no perfil. Pela caulinita conter alguns poros, pode haver precipitação de óxido/hidróxido de Fe e então formar nódulos endurecidos (Butt & Zeegers, 1992).

A segregação ferruginosa que ocorre nos horizontes ricos em argila, comumente consiste de uma hematita rica em alumínio de cor avermelhada a roxo. Como tal, elas são um produto da substituição epigenética da caulinita pela hematita, através da dissolução da caulinita e precipitação da hematita. Os nódulos endurecidos se tornam mais abundantes para o topo da zona mosqueada e sua estrutura pré-existente é obliterada e substituída por uma estrutura pedogenética. O volume original é comumente preservado e qualquer veio de quartzo que ocorra na rocha é corroído mas não é deslocado (Butt & Zeegers, 1992).

Crosta Laterítica

A crosta ferruginosa encontra-se sobre a zona mosqueada e é constituída de várias fácies. Este horizonte se desenvolve quando os nódulos de hematita vermelha-roxa se tornam mais abundantes e finalmente se unem formando uma couraça ferruginosa (ferricrete). A dissolução das caolinitas chega ao seu ápice quando a hematita contém mais alumínio (7-15 % Al_2O_3).

Tabela 2: Comportamento geoquímico dos metais no regolito.

Horizonte formado	Material lixiviado	Material acumulado
Couraça pisolítica	Sílica	Alumínio e Fe
Horizonte nodular	Alumínio, sílica	Fe
Saprolito	Metais alcalinos	
	Alcalinos terrosos e sílica	

Fonte: (Butt & Zeegers 1992).

A crosta ferruginosa é nodular com estrutura conglomerática, mas é formada pela acumulação in-situ de óxidos de Fe e não tendo portanto origem detrítica. Em direção ao topo da crosta ferruginosa conglomerática , pode-se desenvolver uma goethita rica em alumínio (15-25 % AlOOH), concêntrica devido à hidratação e substituição da Al-hematita pela Al-goethita, formando então pisólitos. Entretanto, em direção à borda do córtex, a goethita vai se tornando progressivamente empobrecida em alumínio e contemporaneamente os pisólitos vão diminuindo de tamanho e se separando um do outro devido ao desenvolvimento de rachaduras e dissolução das fases. Com isso a coesão do horizonte é reduzida.

Finalmente a goethita quase pura, associada a alguma caulinita ainda existente, forma grandes vazios entre os pisólitos e nas rachaduras e fissuras. Assim o horizonte ferruginoso seixoso é considerado como resultado da degradação geoquímica da crosta ferruginosa cimentada endurecida(conglomerática) localizada logo abaixo.

A formação de nódulos de hematita e a sucessão mineralógica observada da zona mosqueada até a couraça ferruginosa é devido a flutuação do lençol freático nos perfis de alteração, durante a variação entre as estações secas e úmidas. O perfil laterítico é o resultado do desenvolvimento progressivo de cada horizonte devido a transformação da camada localizada imediatamente abaixo pela mobilidade diferencial dos elementos dos quais estas são compostas.

Abaixo, o modelo de um típico perfil laterítico (Butt & Zeegers, 1992):

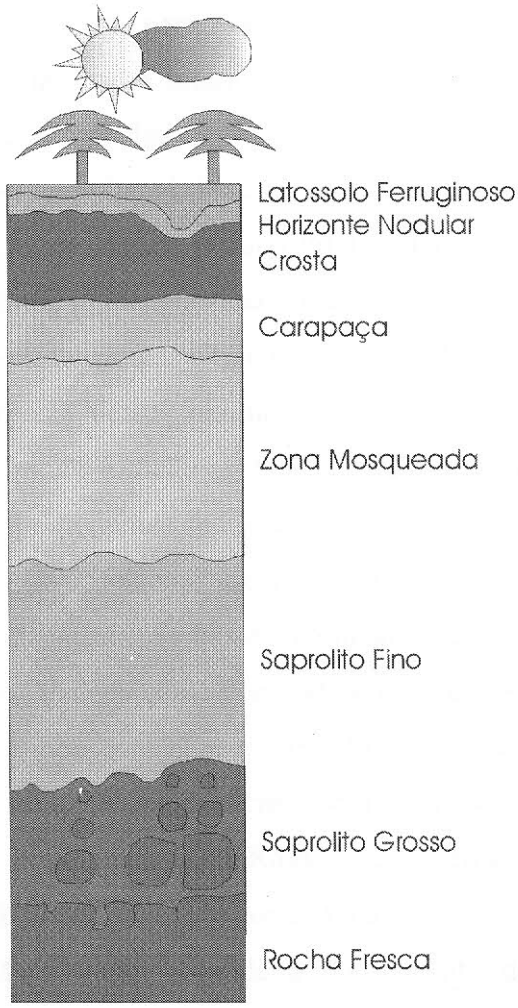


Figura 2: Perfil Laterítico (Butt & Zeegers, 1992)

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Geologia Regional

A região de Chapada situa-se na porção central da Província estrutural do Tocantins de Almeida *et al.* (1981). Esta província representa um orógeno Neoproterozóico formado pela colisão dos cratons do São Francisco e Amazônico.

Duas faixas de dobramento compõem esta província: a Faixa Brasília, que flanqueia o Cráton do São Francisco e a Faixa Paraguai-Araguaia, nas bordas leste e SE do Cráton Amazônico. Estas duas faixas são separadas pelo Maciço de Goiás, que compreende uma complexa associação de tereenos granito-gnáissicos que incluem sequências do tipo *greenstone* e vulcano-sedimentares, de idades arqueanas a paleoproterozóicas. Terrenos tipicamente granito-*greenstone* arqueanos são conhecidos na região de Crixás-Hidrolina e mais ao sul, próximo à cidade de Goiás Velho.

Estudos isotópicos, através do método Rb/Sr, forneceram idades arqueanas de aproximadamente 2.600-3.200 Ma para os granitos-gnaisse do Maciço Central de Goiás, incluindo o domo Hidrolina. Idades inferiores a 500 Ma foram obtidas para os granitos similares, possivelmente associados às intrusões e aos processos de migmatização impostos pelo ciclo Brasiliano (Danni, 1982 *apud* Richardson et al., 1986).

Seqüências do tipo greenstone (Grupo Pilar de Goiás) são descritas na região e interpretadas como sendo de idade arqueana por estarem sendo cortadas por granitóides de idades isotópicas pré-proterozóicas (Ribeiro Filho, 1981).

Apesar da ocorrência desses terrenos mais antigos associados ao Maciço de Goiás, trabalhos anteriores de Pimentel e Fuck (1992), nas porções sudoeste e sul do maciço, relatam a presença de rochas de idades neoproterozóicas como parte de um arco magmático. Viana *et al.* (1995) estendeu este estudo para norte, atingindo a região de Mara Rosa e constatou a continuação deste arco magmático neoproterozóico através de datações das associações metavulcânicas e metaplutônicas. Nesta região, no entanto, Palermo *et al.* (2000) definiu, com base em estudos de litogeoquímica, três grupos de rochas com diferentes filiações magmáticas e chama a atenção para uma sequência possivelmente alóctone à Sequência Mara Rosa, sendo interpretada como um fragmento oceânico ou rocha vulcânica de afinidade komatiítica.

A Seqüência Mara Rosa, hospedeira do depósito de Chapada, encontra-se sobreposta ao Grupo Pilar de Goiás, através de contato discordante ou então através de empurrão. É composto por rochas metavulcânicas e metassedimentares, de alto grau metamórfico.

A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Mara Rosa compreende várias faixas de direção NNE, formadas por rochas metavulcânicas (metabasitos e metariolitos) e metassedimentares(micaxistos, quartzitos e cherts). As faixas supracrustais são separadas por terrenos com metatonalitos e metadioritos, e foram intrudidas por diversos corpos de granito e diorito pós-orogenéticos (Figura 3).

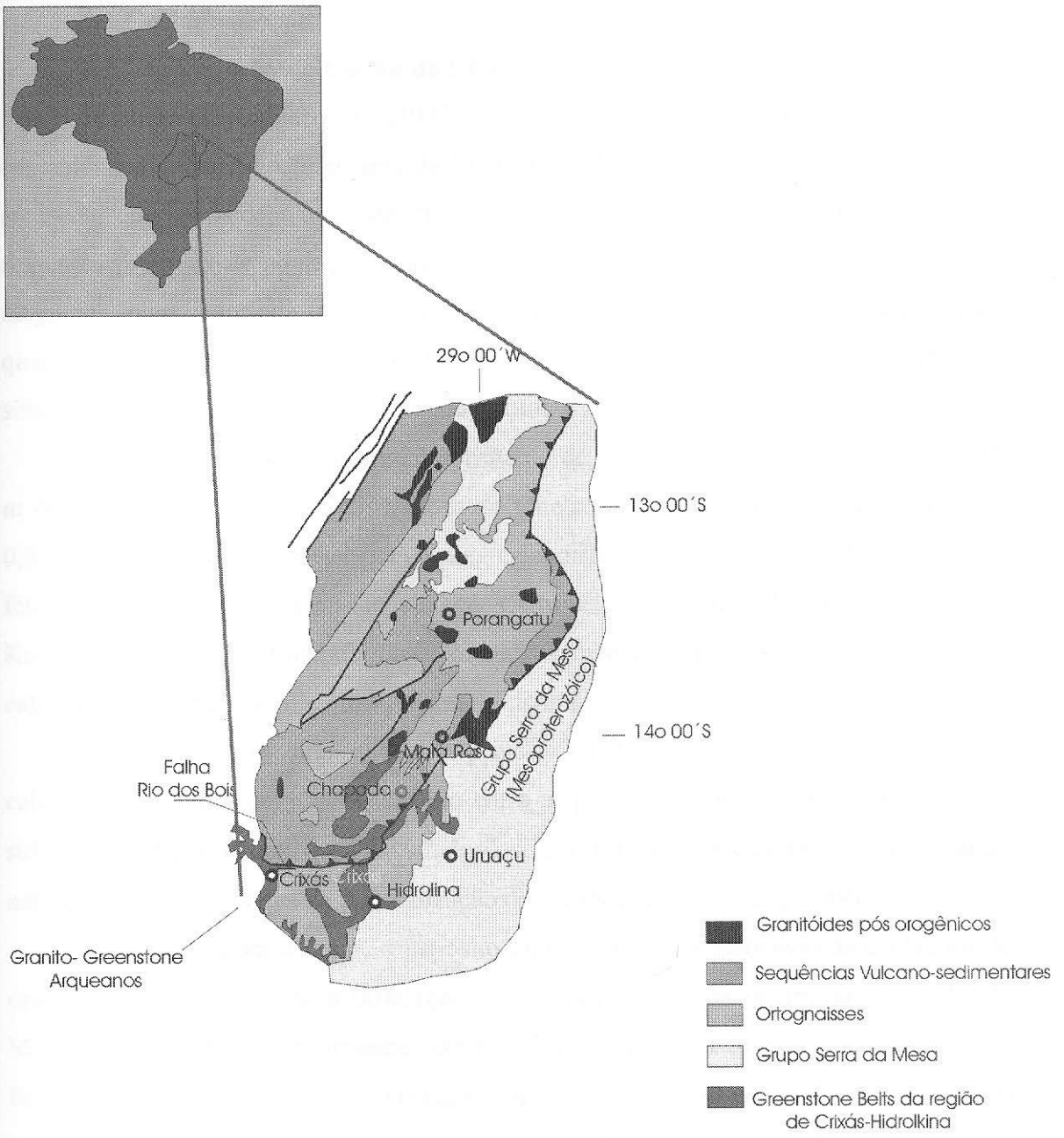


Figura 3: Mapa geológico do norte de Goiás e localização da cidade de Chapada.

3.2 Geologia Local

3.2.1 O Depósito de Cu-Au de Chapada:

Segundo Kuyumjian (1989,1995), a mineralização cupro-aurífera está hospedada em unidades vulcano-sedimentares da Seqüência Mara Rosa, composta por quartzitos arcóseos, quartzo-feldspato-biotita xisto, anfibolitos de afinidade cálcio-alcalina e os seguintes produtos de alteração hidrotermal: epidosito (rocha rica em epidoto), pirita-magnetita-quartzo-sericita xisto, gedrita-antofilita xisto, cianita xisto e em menor quantidade estaurolita-cianita ortoanfibolito(metabasito). A alteração também envolve silicificação e metassomatismo potássico (biotita e microclina).

O corpo de minério possui comprimento de 1,5 Km por 0,5 Km de largura e 80 m de espessura. Contém 155,5 milhões de toneladas de minério com 0,44% de Cu e 0,35 g/t de Au e composto por pirita, calcopirita e magnetita disseminados num feldspato biotita xisto, além de sericita xistos e zonas mais silicificadas. Segundo Kuyumjian (1989), a mineralogia do minério também compreende hematita, bornita, calcocita, esfalerita, galena, pirrotita e molibdenita.

O Au é muito fino e ocorre principalmente como inclusões em grãos de calcopirita, e menos comum no contato entre os grãos de sulfeto. Vale lembrar que os sulfetos também ocorrem como inclusões em minerais metamórficos, mostrando natureza pré-metamórfica da mineralização do Au (Kuyumjian *et al.*, 1989).

De acordo com o autor, o depósito de Chapada está associado às exalações de origem vulcânicas durante a instalação e evolução da seqüência tipo arco de ilha de Mara Rosa, sendo posteriormente retrabalhada por eventos metamórficos durante o Brasiliano. Este modelo, segundo o autor, é uma alternativa ao modelo de Cu porfirítico proposto por Richardson et al.(1986) para a origem do depósito de Cu-Au de Chapada.

Segundo esse autor, a tonelagem, o teor e a associação mineral do depósito de Chapada é comparável aos depósitos do tipo Cu porfirítico de ambientes de arco de ilha. Os minerais de ganga do depósito estudado são típicos de depósitos porfiríticos que resistiram ao metamorfismo e, onde fases primárias mais aluminosas foram substituídas por alguns minerais metamórficos, como a cianita e estaurolita. Estas similaridades junto com a textura, zonamento e características geoquímicas da rocha hospedeiras da mineralização, sugerem que Chapada seja um típico depósito de Cu porfirítico metamorfisado.

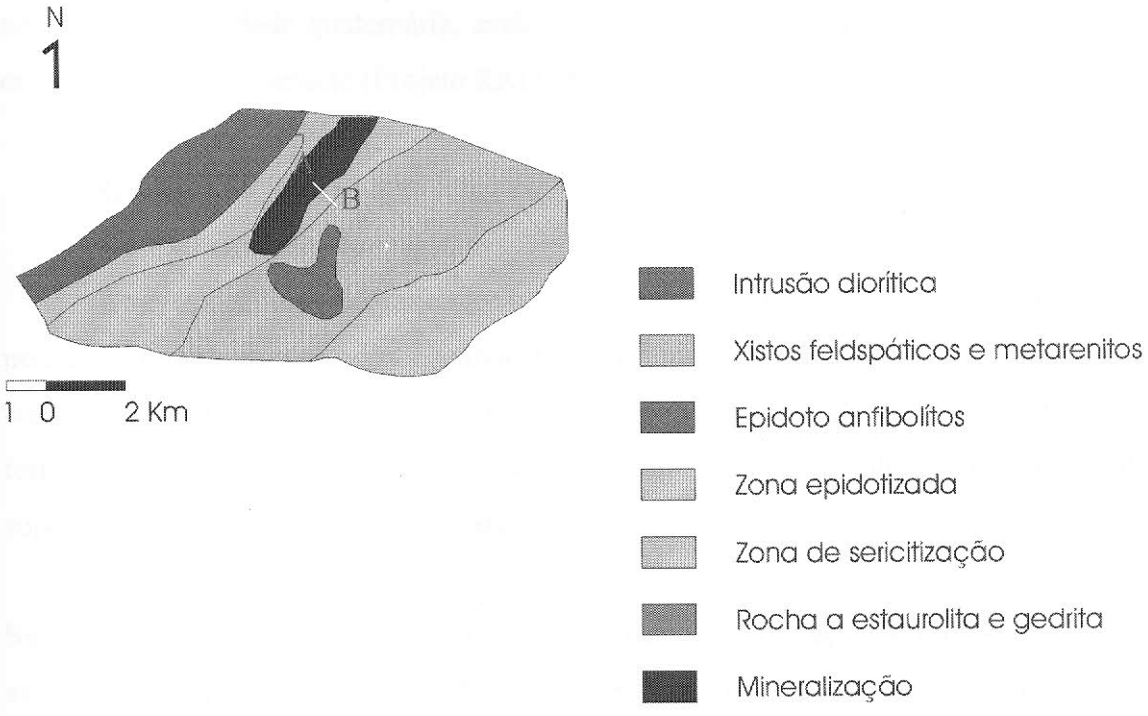


Figura 4: Geologia do depósito de Cu-Au de Chapada (Kuyumijian et al., 2000).

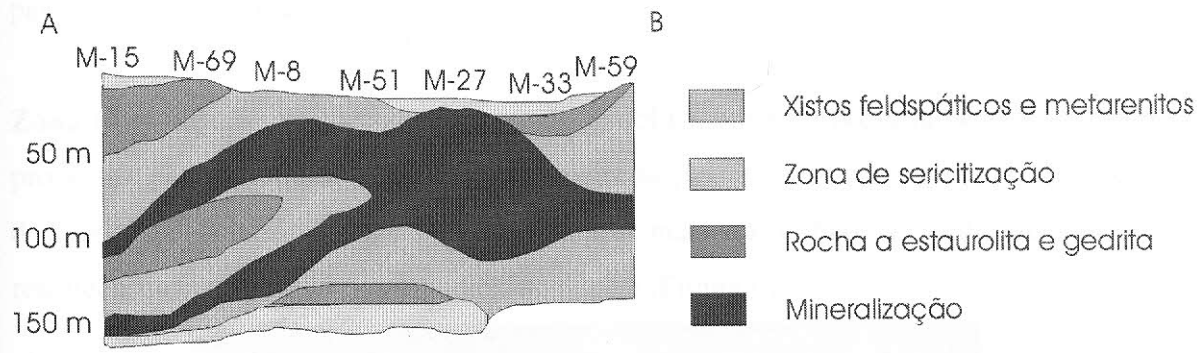


Figura 5: Seção geológica do depósito de Cu-Au de Chapada (Kuyumijian et al., 2000).

3.4 Coberturas Cenozóicas

As coberturas cenozóicas são frequentemente observadas em toda a região estudada. Podem ser divididas em dois grupos, sendo uma de natureza laterítica e a outra colúvio-aluvionar (Projeto RADAMBRASIL, 1981).

As coberturas cenozóicas lateríticas são representadas por crostas ferruginosas, ocupando regiões topograficamente elevadas. Os depósitos coluvionares e aluvionares,

considerados de idade quaternária, estão associados às encostas e ao atual sistema de drenagem, respectivamente (Projeto RADAMBRASIL, 1981).

4. GEOLOGIA DO REGOLITO

4.1 Estratigrafia do Regolito

Através dos furos de trado mecânico (total de 20 furos) e da abertura de poços de pesquisa, foram identificados na área de estudo diversos materiais que compõem o regolito. São eles: saprolito, saprolito mosqueado, zona mosqueada, carapaça, crosta ferruginosa, horizonte nodular, latossolo e latossolo húmico, além do material de superfície, como *lag e* blocos de crosta laterítica.

Saprolito: O primeiro horizonte, na base do perfil de alteração, é representado pelo saprolito. Trata-se de um material bastante friável, argiloso, micáceo, preservando a estrutura do protólito, onde ainda se observa xistosidade e com algumas concreções de Fe.

Saprolito mosqueado: Em seguida, em direção ao topo do perfil, o saprolito pode apresentar um nível com maior concentração de argilas, caracterizando uma transição para a zona pedolítica.

Zona Mosqueada: Se localiza na base do pedolito, portanto presume-se que ocorram processos pedogenéticos, tais como adição, remoção, translocamento e transformação de materiais. É caracterizado por um material mais caolinítico, bastante mosqueado, resultado da precipitação dos sesquióxidos de Fe (Figura 6).

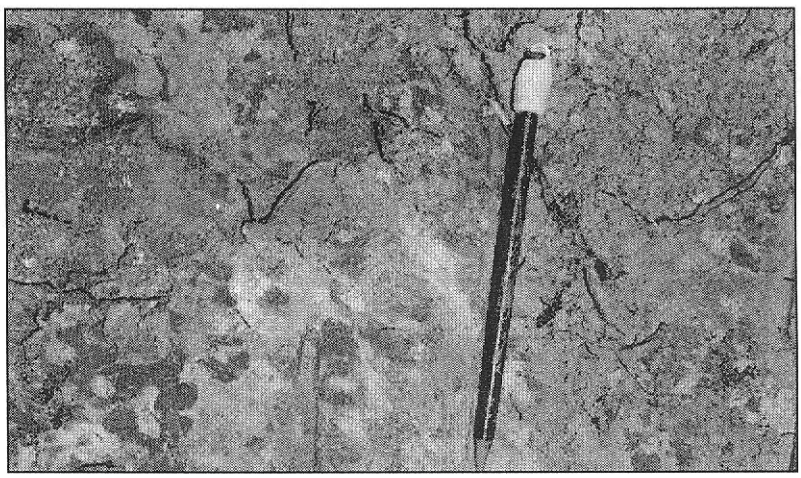


Figura 6: Detalhe da zona mosqueada. Observar o mosqueamento.

Carapaça: É caracterizada pela trasição da zona mosqueada. Observa-se um endurecimento progressivo pela coalescência das zonas ferruginosas.

Crosta : Representada por um material que oferece alguma resistência à penetração com o trado mecânico, porém bem menos resistente do que a crosta que aflora em superfície. Pode-se observar algumas faixas caoliníticas entremeadas em meio a uma matriz ferruginosa, que contém estruturas pisolíticas, como podemos observar na figura 7.

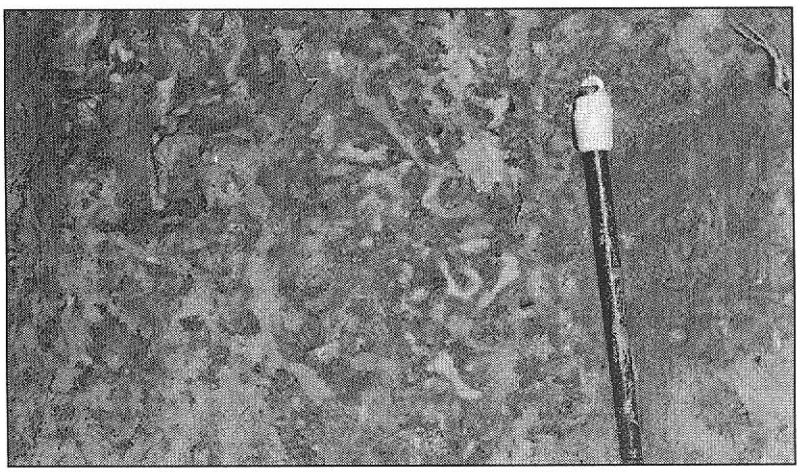


Figura 7: Detalhe da crosta ferruginosa.

Horizonte Nodular: Caracterizado por um solo com bastante fragmentos de laterita e concreções ferruginosas imersos em uma matriz argilosa, provenientes da degradação da crosta próxima à superfície (Figura 8).

Latossolo: Horizonte bastante lixiviado, argiloso, de cor marrom escura e enriquecido oxídos e hidróxidos de Fe^{3+}. No topo do perfil o latossolo é rico em matéria orgânica, adquirindo coloração escura juntamente com os fragmentos de laterita, pisólitos e serrapilheira (Figura 8).

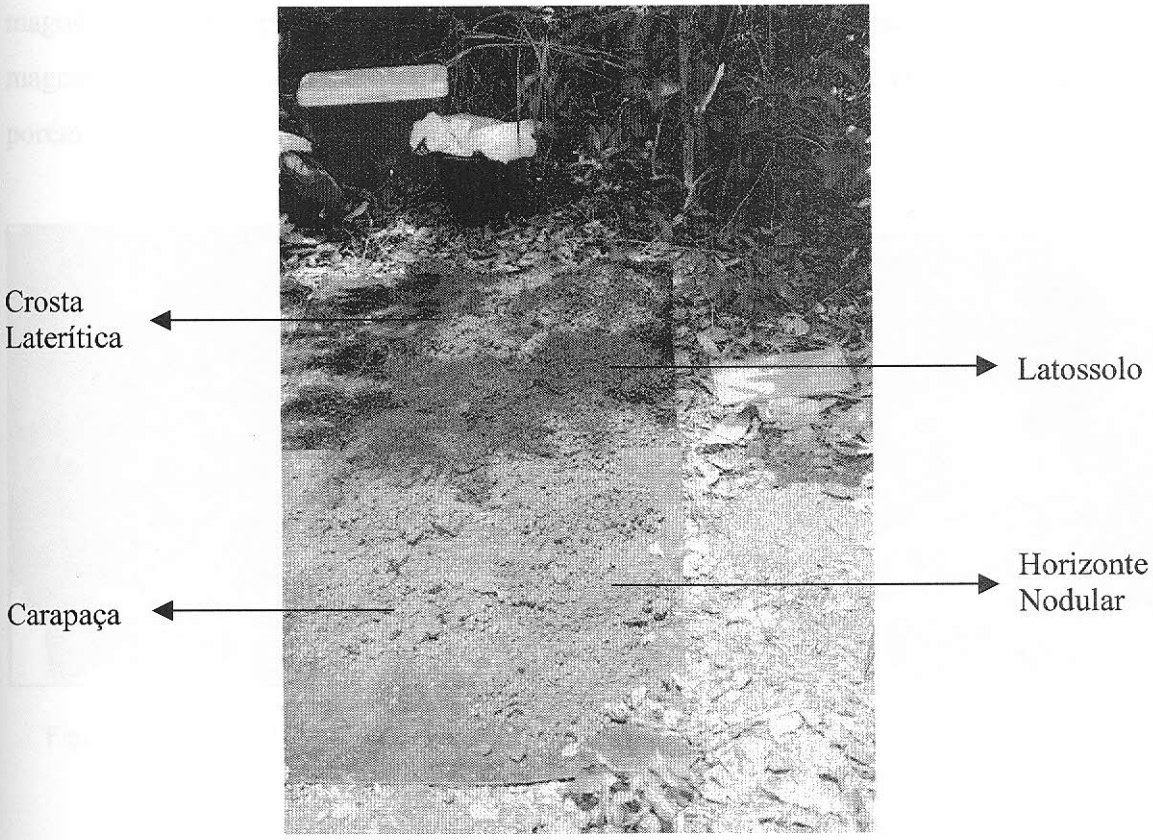


Figura 8: Material amostrado com o auxílio do trado mecânico.

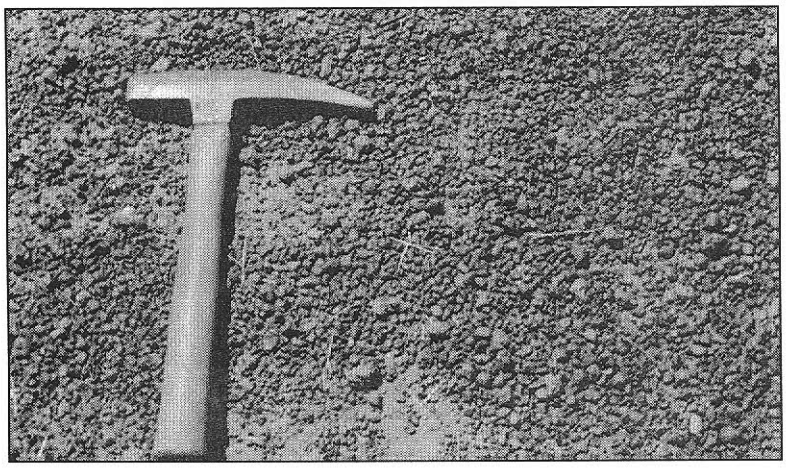


Figura 9: Detalhe do lag.

Lag: Esse material encontra-se disposto na superfície, sendo bastante característico da área estudada. É composto predominantemente por concreções ferruginosas e fragmentos de laterita, provenientes da degradação da crosta (Figura 9).

No gabinete, esse material foi examinado com mais detalhe, e então foram identificados três tipos principais de *lag*: os que apresentavam brilho metálico e faces bem arredondadas, informalmente denominados de *buckshots*, lags de laterita e lags

magnéticos, este separado com o auxílio de um imã de mão. Observou-se que o lag magnético era formado tanto por lags do tipo buckshot como por lag do tipo laterita, porém magnéticos.

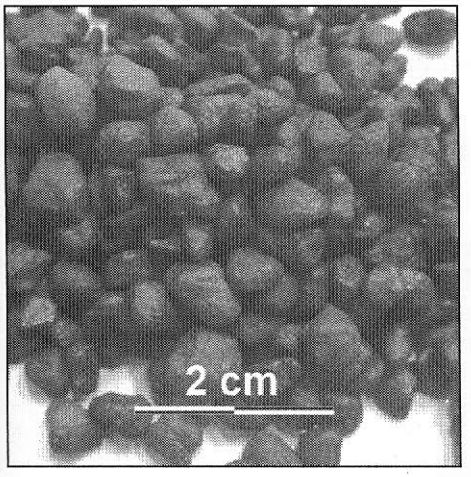


Figura 10: Detalhe lag tipo *buckshot*.

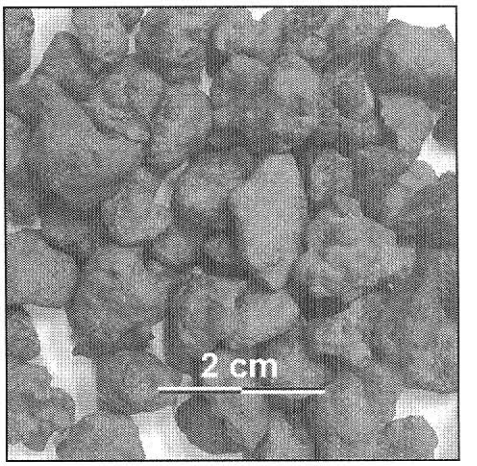


Figura 11: Detalhe do lag de laterita.

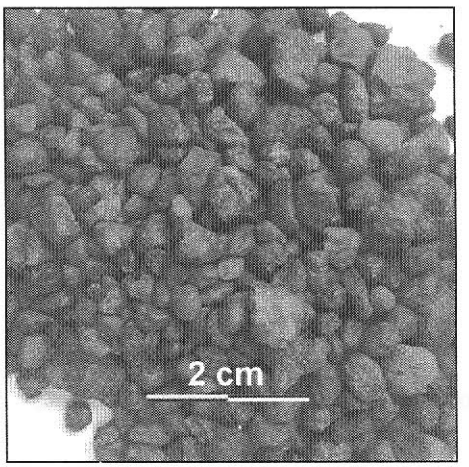


Figura 12: Detalhe do lag magnético.

Crosta de Superfície: Caracterizada por fragamentos maiores de crosta laterítica dispersos na superfície. Bastante similar à crosta soterrada.

A partir dos dados coletados nos furos de trado, foi feito um reconhecimento das unidades que compõem o regolito e então caracterizada a sua estratigrafia. Como podemos ver na figura 13.

Com base nos furos de trado, foi elaborada uma seção geológica do regolito ao longo da linha 2600 E, com o objetivo de entender melhor a evolução lateral do perfil de alteração (Anexos).

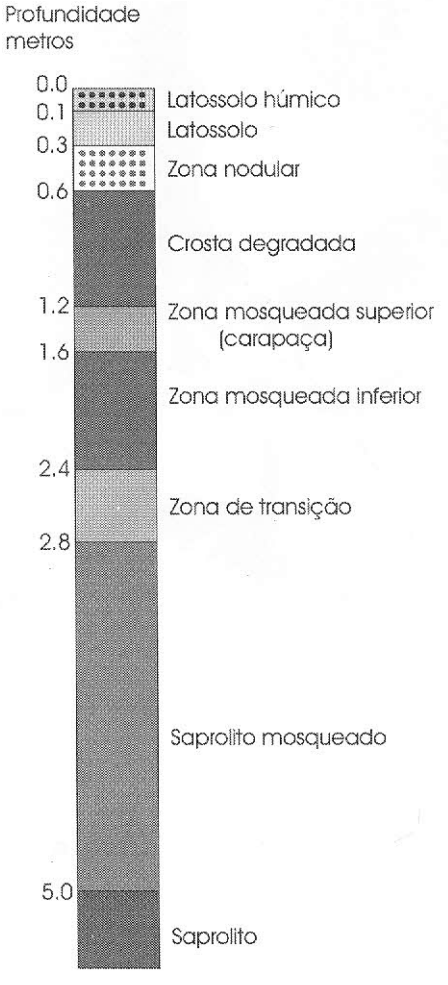


Figura 13: Estratigrafia do regolito de Chapada/GO.

4.2 Mapa de regolito

Através de interpretações fotogeológicas foi produzido um mapa do regolito da área estudada, onde foram identificados os principais domínios regolíticos e as principais feições geomorfológicas.

Esses dados foram compilados com os de Silva & Sá (1988) e Richardson *et al.* (1986), chegando a um mapa final do regolito, com as principais litologias, localização do platô laterítico, malha de prospecção, previsão do pit final, além da zona de cisallhamento que limita o platô na sua porção sul (figura 14). Foram utilizados, além dos dados da literatura, fotografias aéreas e estereoscópios de mesa e de bolso.

Para um estudo mais detalhado, a área de ocorrência do platô laterítico, foi mapeada em detalhe com o auxílio de trena e bússola, ao longo de linhas pré-selecionadas, na escala 1:2.500 (Anexos).

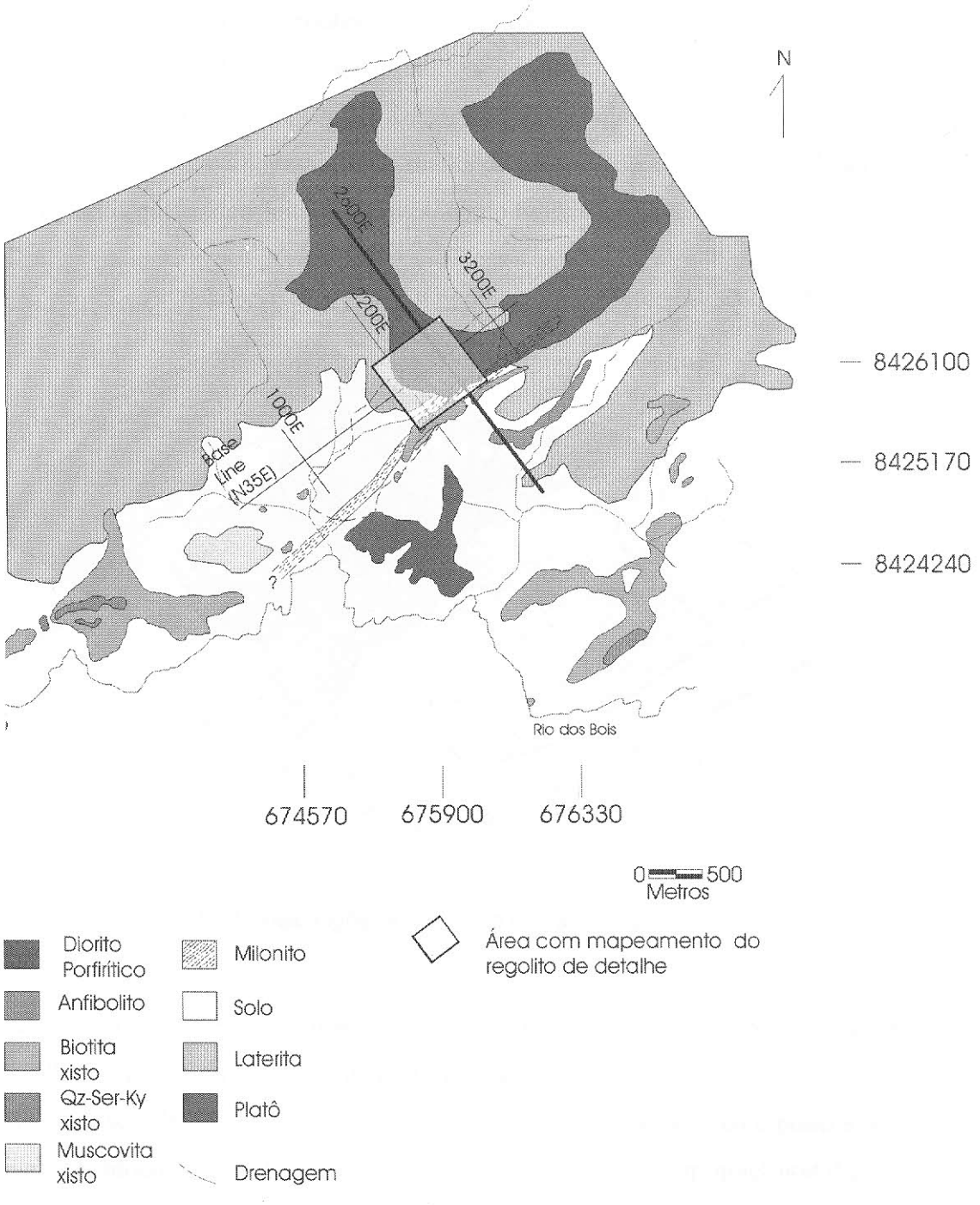
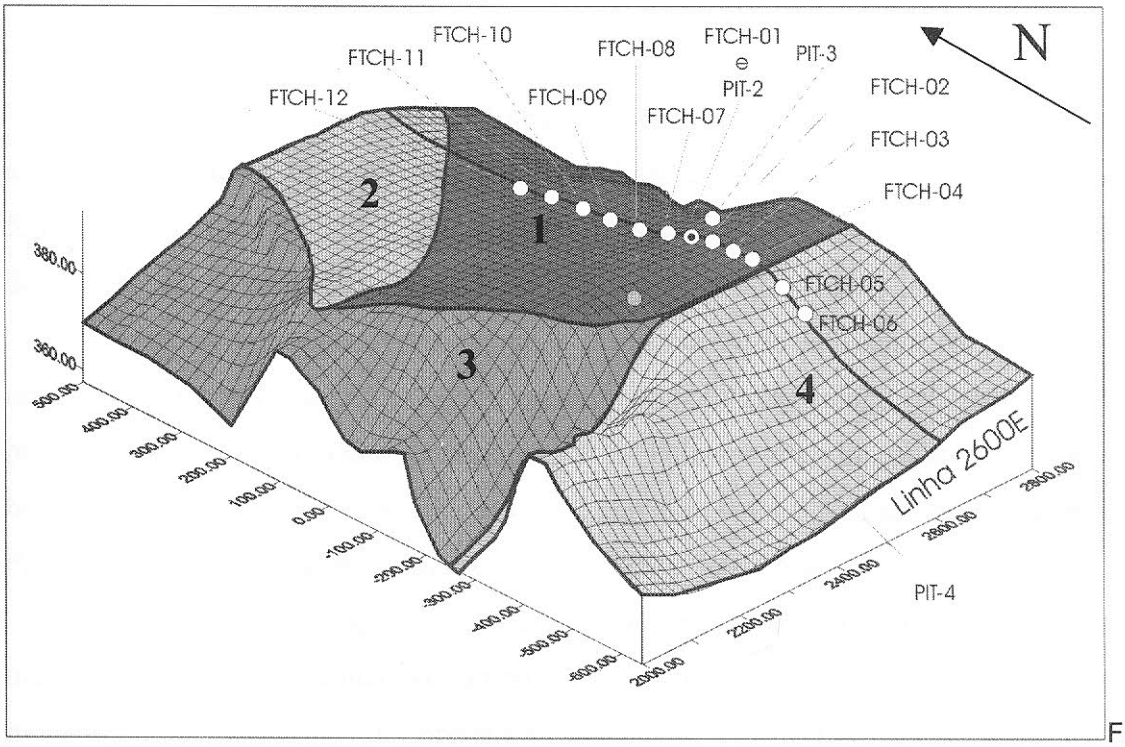


Figura 14: Mapa geológico em escala de detalhe do depósito de Cu-Au de Chapada, com as coordenadas em UTM(DNPM, 1988).

Butt & Zeegers (1992) descreveram na Austrália, três domínios básicos do regolito. São eles: relictual, erosional e deposiocional (RED), de acordo com a preservação do perfil laterítico pretérito. De modo que o perfil pode se encontrar preservado, erodido (com os horizontes inferiores expostos na superfície) ou cobertos por materiais transportados (deposicional).

Com base nos trabalhos de Butt & Zeegers (1992), conhecendo a distribuição do regolito na área estudada e a topografia da malha de prospecção em escala de detalhe, foram identificados quatro domínios principais, como mostra a figura 15:



Fig

Figura 15: Modelo digital do terreno e mapa do regolito.

1. Relictual com laterita: representado pela abundância de blocos de laterita espalhados na superfície, localmente formando lajedos.
2. Relictual sem laterita: caracterizado por um latossolo espesso e com poucos, ou nenhum, blocos de crosta na superfície. Geralmente ocorre um nível nodular no latossolo a uma profundidade de aproximadamente 1 a 2 metros.
3. Erosional com laterita: na quebra do platô, porém com fragmentos de crosta distribuído na superfície.
4. Erosional sem laterita: ao sul da área mapeada, ao longo de uma zona de cisalhamento onde provavelmente não se desenvolveu crosta.

5. METODOLOGIA DE AMOSTRAGEM E LABORATORIAL

5.1 Atividades de Gabinete

As atividades de gabinete foram desenvolvidas em duas etapas. Durante o período do trabalho de campo, os dados eram constantemente reunidos e atualizados através de discussões nas instalações da mineradora Santa Elina, em Chapada/GO.

Após o retorno ao Rio de Janeiro, foi feita a elaboração do mapa final e seção geológica, digitalização das figuras e do mapa, pesquisa bibliográfica sobre a geologia regional e elaboração do relatório final.

5.2 Amostragem de Superfície

Inicialmente foram reabertas linhas paralelas, já existentes, espaçadas de 200m, ao longo do corpo mineralizado. Foram coletadas amostras de solo, lag e crosta ferruginosa, sempre que presentes, em uma mesma estação de amostragem, espaçadas de 50 em 50m, ao longo das linhas.

O latossolo húmico, considerado o horizonte A do latossolo, foi coletado em uma profundidade de até 10 a 20 cm, onde predomina uma coloração escura devido à presença de matéria orgânica. O horizonte B foi coletado a partir daí até até o topo do horizonte nodular, ou na ausência deste , até cerca de 0,4 a 0,5 m abaixo da superfície. Para a coleta do material foi utilizado boca de lobo e "alabanca".

Para a coleta do lag, utilizou-se uma peneira de 2mm e uma pá, sendo que o material foi peneirado ainda no campo e amostrado a fração acima de 2mm. Foram também amostrados, quando presentes, blocos de crosta ferruginosa dispersos na superfície e crosta ferruginosa aflorando sob a forma de lajedos. Para a amostragem destes materiais, adotou-se a metodologia de "*chip sample*".

5.3 Amostragem de Subsuperfície

Em alguns locais selecionados, foram escavados poços de pesquisa para a descrição em detalhe e amostragem do material regolítico. Este material foi coletado através de canais verticais dentro dos poços abertos. Também foi utilizado para a amostragem de subsuperfície trado mecânico com capacidade de perfuração de até 6-7 metros. Este material foi descrito no local, identificando-se os horizontes e amostrando-os atenciosamente.

5.4 Análises Geoquímicas

As amostras coletadas foram enviadas para o laboratório *Acme Labs*, em Goiânia, onde foram analisadas para 40 elementos por ICP, com abertura por 4 ácidos (HNO_3, $HClO_4$, HF e HCl) em alíquotas de 1g. O Au foi analisado em alíquotas de 30g, com abertura por *fire-assay* e leitura por absorção atômica. No poço PIT 2, onde foram feitos estudos de DRX, o material coletado também foi analisado com abertura por fusão em $LiBO_2$ e medidos por ICP.

5.6 Análises por Difração de Raio-X

Para a caracterização mineralógica do regolito foram feitas 12 análises de difração de raio-x, utilizando-se para isso o difratômetro do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). O equipamento utilizado foi do modelo Bruker-AXS com as seguintes condições de operação: radiação Cu Kα (40 kV/35 mA), com velocidade do goniômetro de 0,02° 2θ por passo, com tempo de contagem de 1,0 segundo por passo, sendo coletado de 5 a 70° 2θ. A interpretação qualitativa de espectro foi efetuada por comparação, com padrões contidos no banco de dados PDF02 (ICDD, 1996) através do *software* Bruker DiffracPlus.

6. RESULTADOS

6.1 Geoquímica do Regolito

As amostras dos furos FTCH-09 e FTCH-11 e dos poços PIT-2, PIT-4 e PIT-3, foram selecionadas para análises geoquímicas, visando caracterizar o comportamento de alguns elementos ao longo do perfil de alteração. Esses poços foram selecionados por representarem o regolito sobre a área mineralizada. Para plotar os perfis geoquímicos foi utilizado o programa *Geosoft Oasis Montaj* e o editor gráfico *Corel Draw*. Os resultados estão plotados nos anexos.

Foram produzidos gráficos, com auxílio do *software Excel*, dos fatores de enriquecimento de alguns elementos ao longo do perfil laterítico. Para chegarmos a esses valores, dividimos o teor de cada elemento encontrado em um determinado horizonte pelo valor encontrado no saprolito da mesma estação de amostragem. Posteriormente, fez-se uma média do fator de enriquecimento para cada horizonte e então plotado os gráficos das figuras abaixo:

LG-LAG	LS-LATOSSOLO	MC- ZONA MOSQUEADA SUPERIOR
C-CROSTA DE SUPERFÍCIE	N- HORIZONTE NODULAR	M- ZONA MOSQUEADA INFERIOR
LH-LATOSSOLO HÚMICO	C- CROSTA	

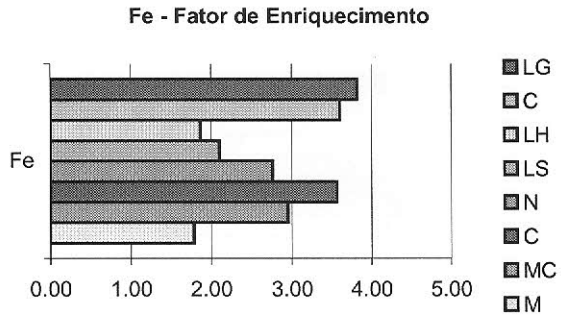


Figura 16: Fator de enriquecimento do Fe

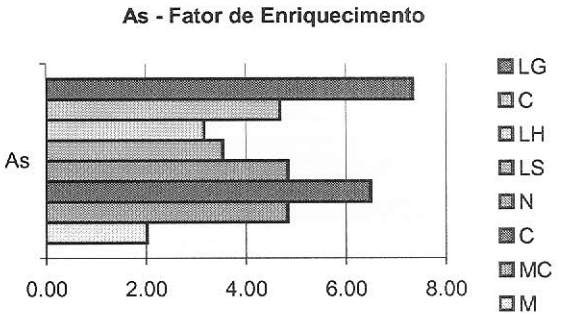


Figura 17: Fator de enriquecimento do As

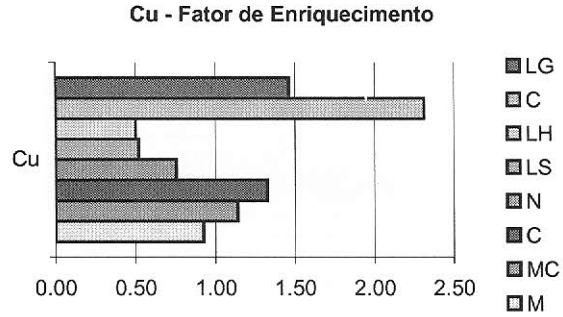


Figura 18: Fator de enriquecimento do Cu

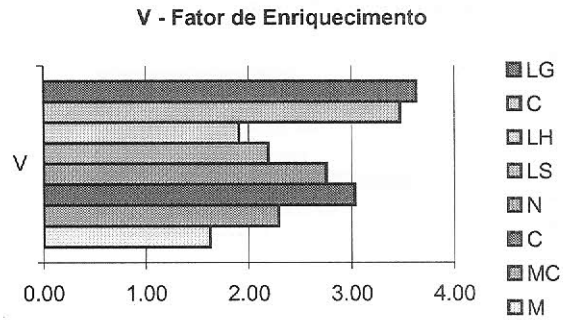


Figura 19: Fator de enriquecimento do V

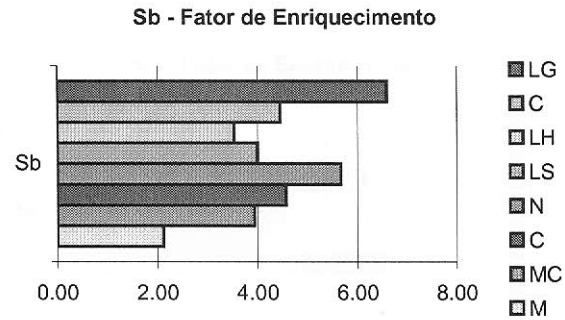


Figura 20: Fator de enriquecimento do Sb

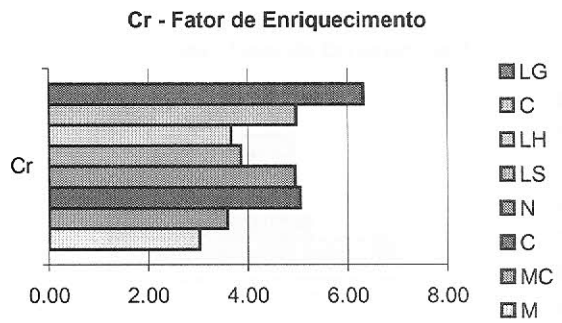


Figura 21: Fator de enriquecimento do Cr

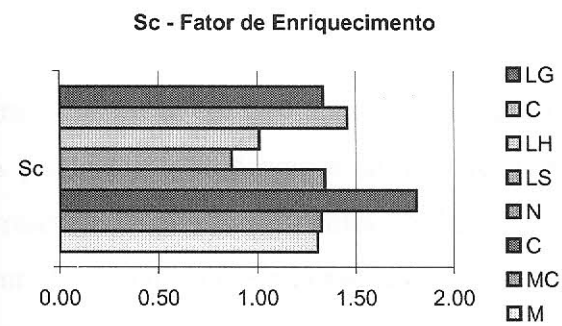


Figura 22: Fator de enriquecimento do Sc

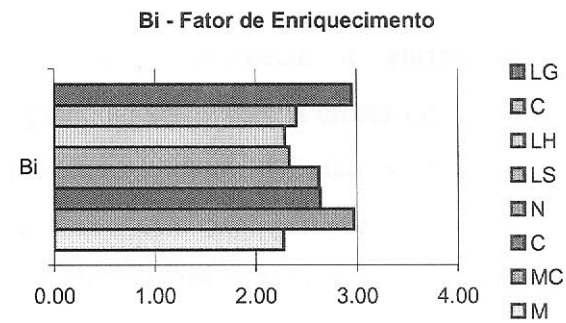


Figura 23: Fator de enriquecimento do Bi

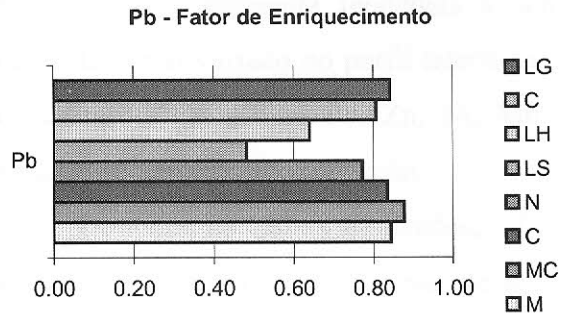


Figura 24: Fator de enriquecimento do Pb

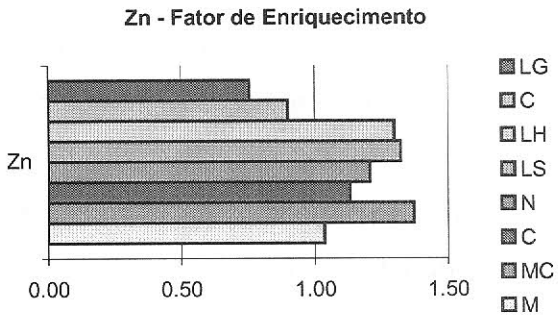


Figura 25: Fator de enriquecimento do Zn

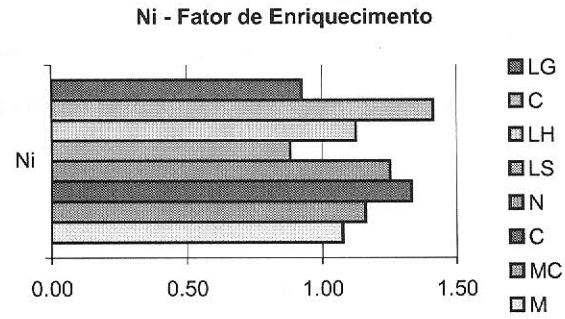


Figura 26: Fator de enriquecimento do Ni

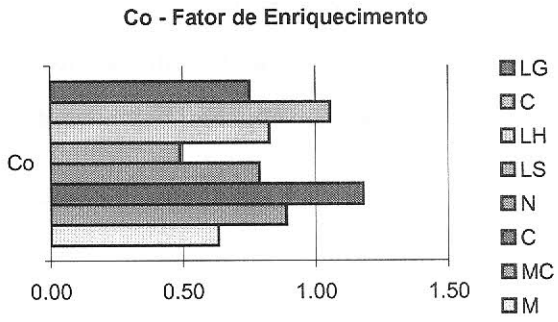


Figura 27: Fator de enriquecimento do Co

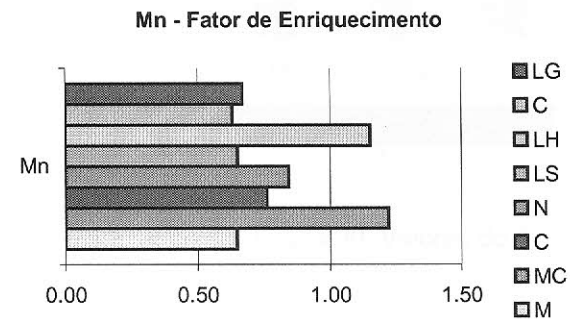


Figura 28: Fator de enriquecimento do Mn

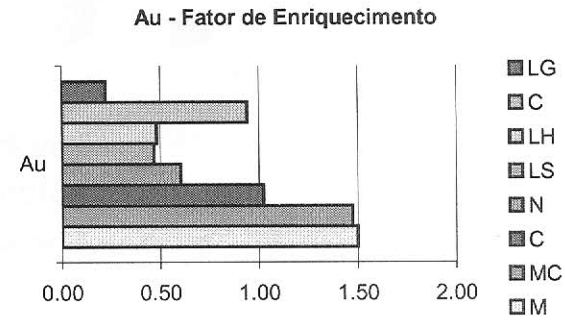


Figura 29: Fator de enriquecimento do Au

Podemos observar que o Fe apresenta uma tendência a enriquecer gradativamente em direção ao topo do perfil, chegando ao seu ápice na crosta laterítica. A partir daí, a tendência é de lixiviação constante até o latossolo húmico, voltando a presentar valores semelhantes ao da crosta no lag e na crosta de superfície. O fator de enriquecimento do Fe nesses níveis, chega a mais de 3 vezes o valor encontrado no saprolito.

Os metais que acompanham o comportamento do Fe são o As, V, Sb, Cr e Sc, destacando o alto fator de enriquecimento encontrado para o As na crosta , próximo a 7.

O Bi também apresenta tendência a um enriquecimento no regolito, porém tem comportamento variado no perfil laterítico, possivelmente devido ao seu baixo nível de concentração. Os metais Pb, Zn, Ni, Mn e Co apresentam comportamento variável, porém com tendência a lixiviação.

De todos os metais analisados, o Cu é o que apresenta um comportamento mais peculiar, no sentido de que apesar de apresentar tendência à lixiviação, se enriquece assim como o Fe nos níveis de crosta do perfil, no lag e na crosta de superfície. Já o Au apresentra algum enriquecimento na zona mosqueada, sendo lixiviado daí para cima.

Para a caracterização geoquímica do material de superfície, foram plotadas as concentrações de alguns elementos no lag coletado sobre a mineralização e no fundo regional (*background*), onde B = *buckshot*, L = fragmentos de laterita e M = fração magnética:

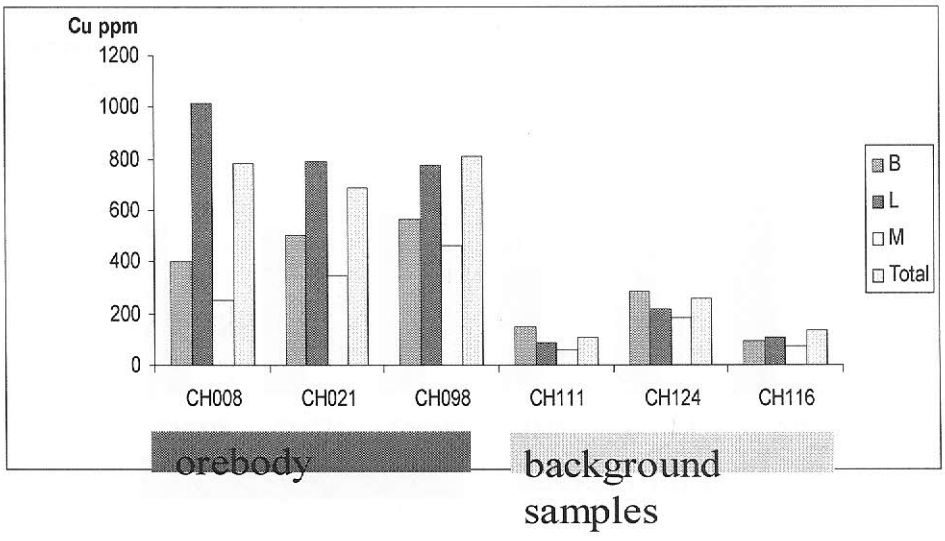


Figura 30: Valores do Cu nos diferentes tipos de lag

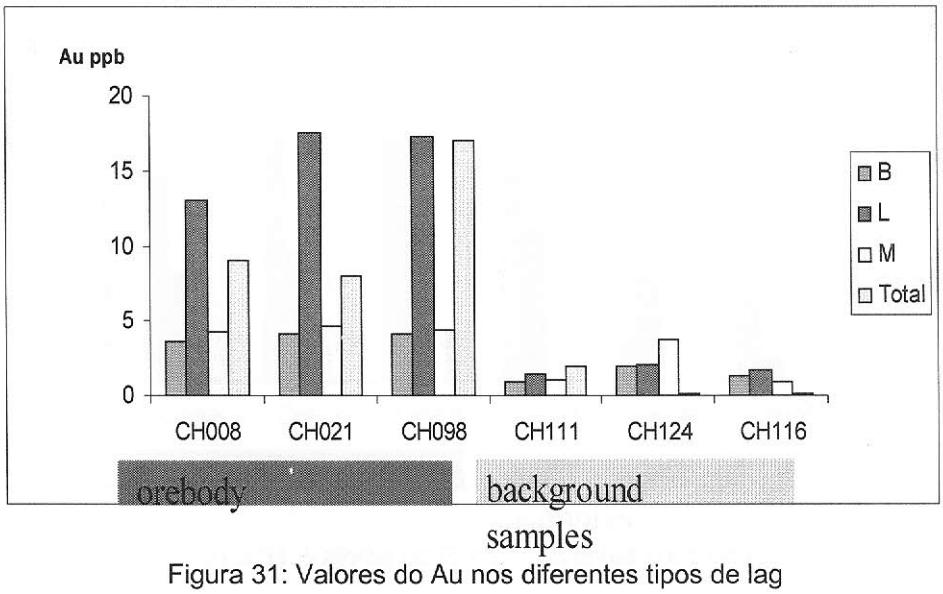


Figura 31: Valores do Au nos diferentes tipos de lag

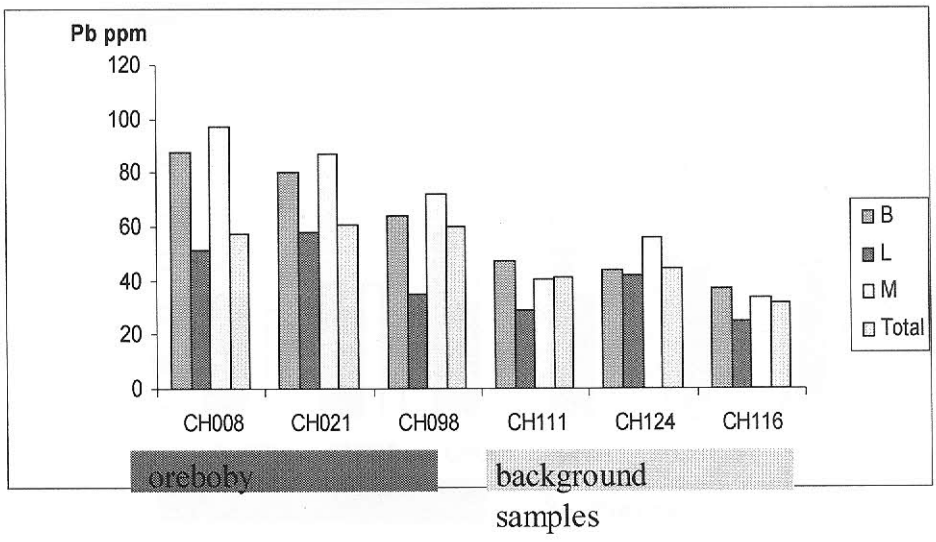


Figura 32: Valores do Pb nos diferentes tipos de lag

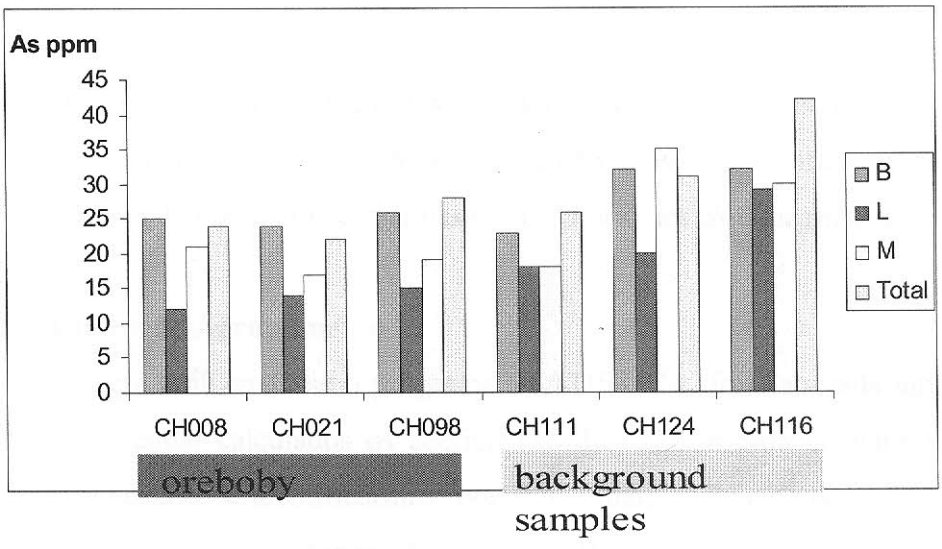


Figura 33: Valores do As nos diferentes tipos de lag

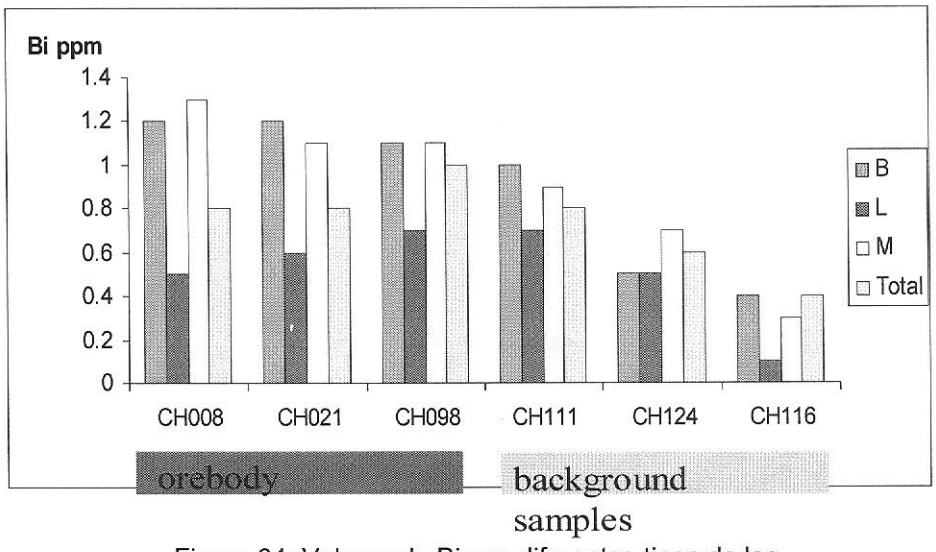


Figura 34: Valores do Bi nos diferentes tipos de lag

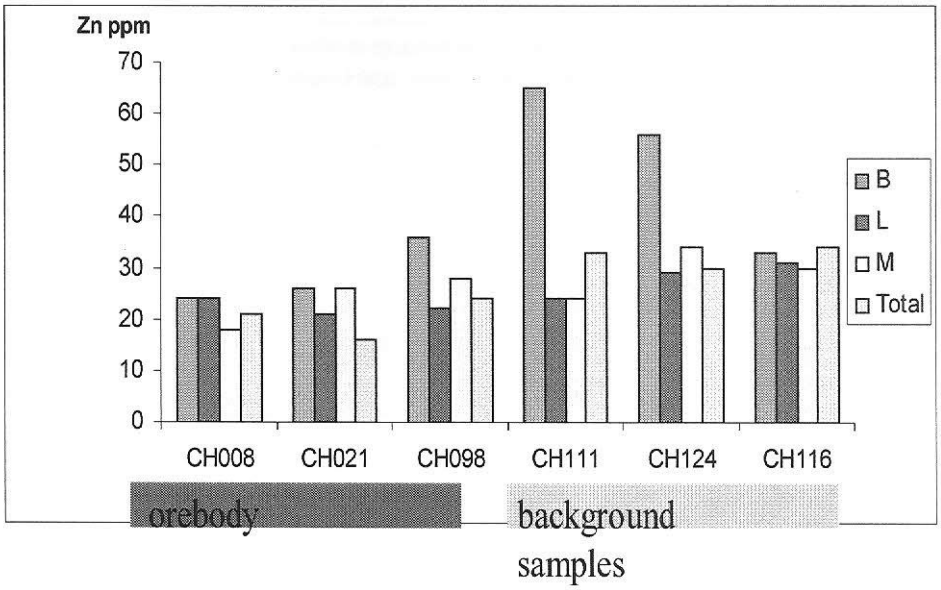


Figura 35: Valores do Zn nos diferentes tipos de lag

Podemos observar que o Cu e o Au tendem a ser enriquecidos no lag composto por fragmentos de laterita. O Pb, Zn, As e Bi, que não apresentam clara associação com a mineralização, tendem a se concentrar nas frações buckshot e/ou magnéticas.

6.2 Análise de Agrupamento

Nesta etapa, utilizando-se o programa STATISTICA, foi elaborada uma matriz de correlação e então calculados os coeficientes de *pearson* para chegarmos a uma análise de agrupamento e identificarmos, por fim, quais os grupos de elementos que melhor se correlacionam ao longo do regolito. Para as análises foram separadas amostras do saprolito e da zona ferruginosa, correspondente à crosta, zona nodular e latossolos (pedolito).

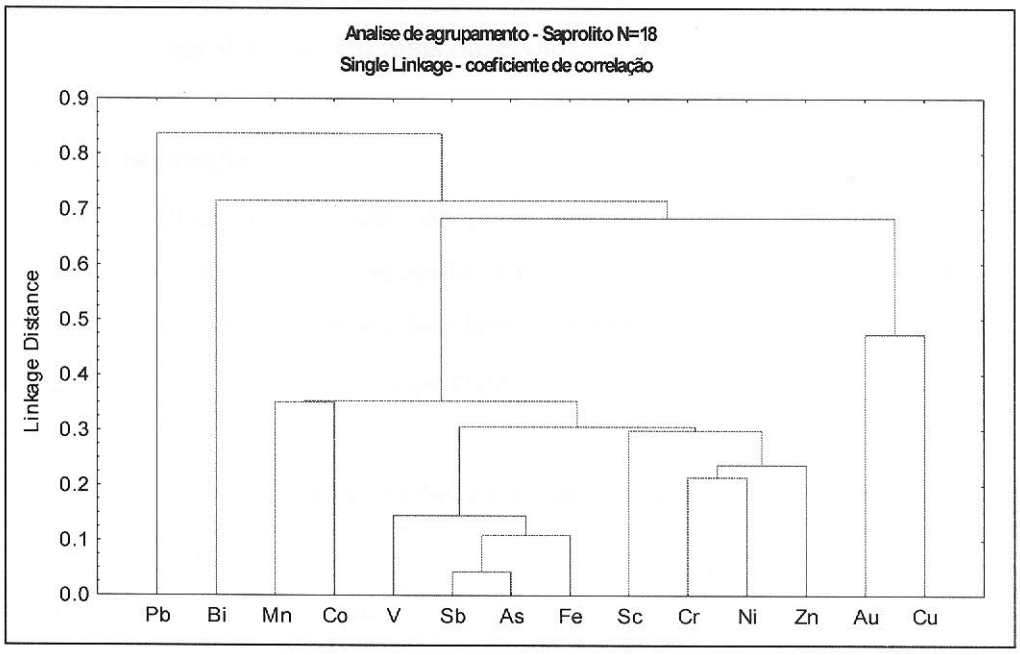


Figura 36: Análise de agrupamento do saprolito (18 amostras).

No saprolito, podemos observar uma leve associação do Cu com o Au, provavelmente herdada da mineralização primária. A associação do Sb, As e V com o Fe é interpretada como produto de remobilização supergênica e a correlação de metais como o Cr, Ni, Sc e Zn reflete, provavelmente, domínios mais máficos do saprolito.

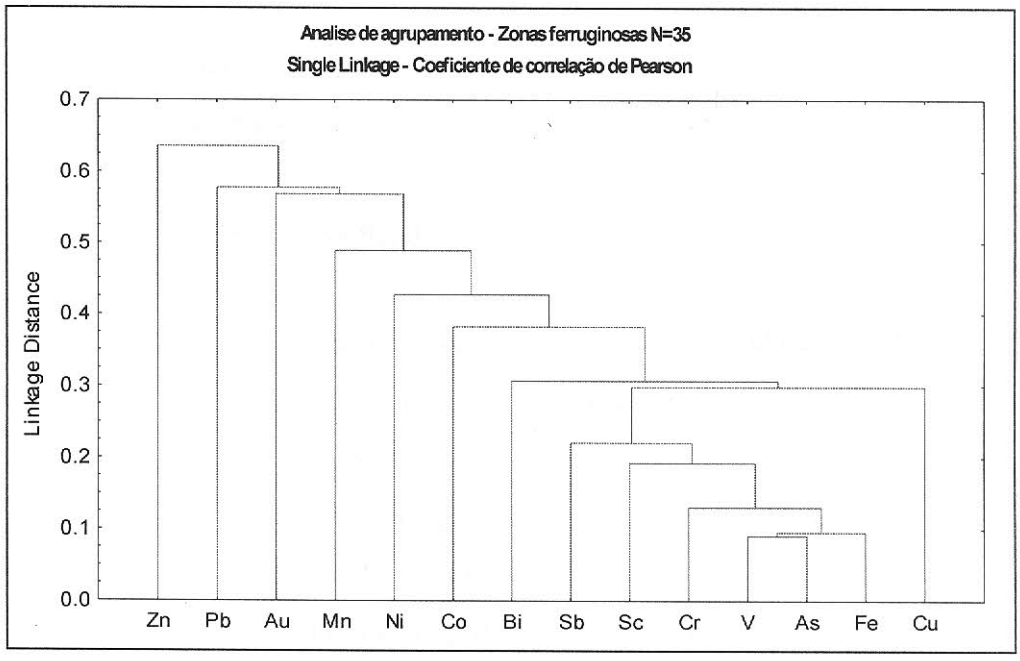


Figura 37: Análise de agrupamento da zona ferruginosa (35 amostras).

Nota-se que a associação Cu e Au não se mantêm. O Cu passa a ter melhor correlação com os metais que se associam ao Fe, são estes: As, V e Sb, incorporando também o Cr e o Sc, como resultado de processos supergênicos. Já o Zn, Pb e Ni não

apresentam correlações significativas. Por fim, as associações que refletiam domínios mais máficos no saprolito não são mais observadas aqui.

6.3 Mineralogia

Para o estudo da evolução do perfil laterítico, foram analisadas 8 amostras relativas ao saprolito, zona mosqueada, carapaça inferior, carapaça superior, crosta laterítica, horizonte nodular, latossolo e latossolo húmico, do poço PIT-2, três amostras de *lag* e uma amostra da crosta de superfície.

Tabela 3: Tabela com a legenda das amostras analisadas por difração de raio-x.

CHPIT-01 – saprolito
CHPIT-02 – zona zona mosqueada
CHPIT-03 – carapaça inferior
CHPIT-14 – carapaça superior
CHPIT-15 – crosta laterítica
CHPIT-05 – horizonte nodular
CHPIT-06 – latossolo
CHPIT-07 – latossolo húmico
CH-08-L – lag laterita
CH-08-M – lag magnético
CH-08-B – lag buckshot
CH-007 – crosta laterítica superficial

Tabela 4: Tabela com os picos usados na interpretação de DRX.

Mineral (legenda)	Pico usado (2θ)
Quartzo (q)	26.19
Caolinita (c)	12.2
Gibbsita (gib)	18.2
Goethita (goe)	21,24
Hematita (h)	33,15
Paragonita (p)	9,11
Maghemita (m)	30,27

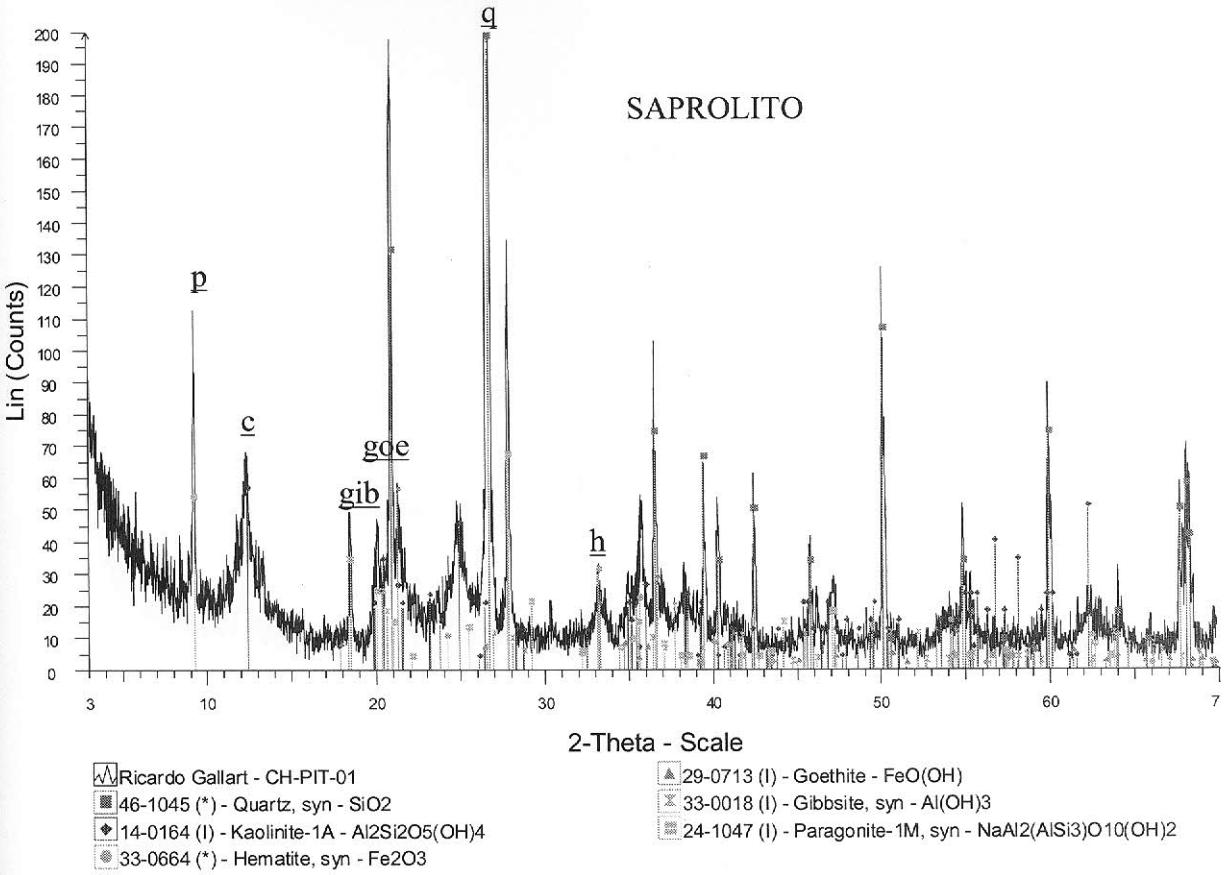


Figura 38: Difratograma da amostra relativa ao saprolito.

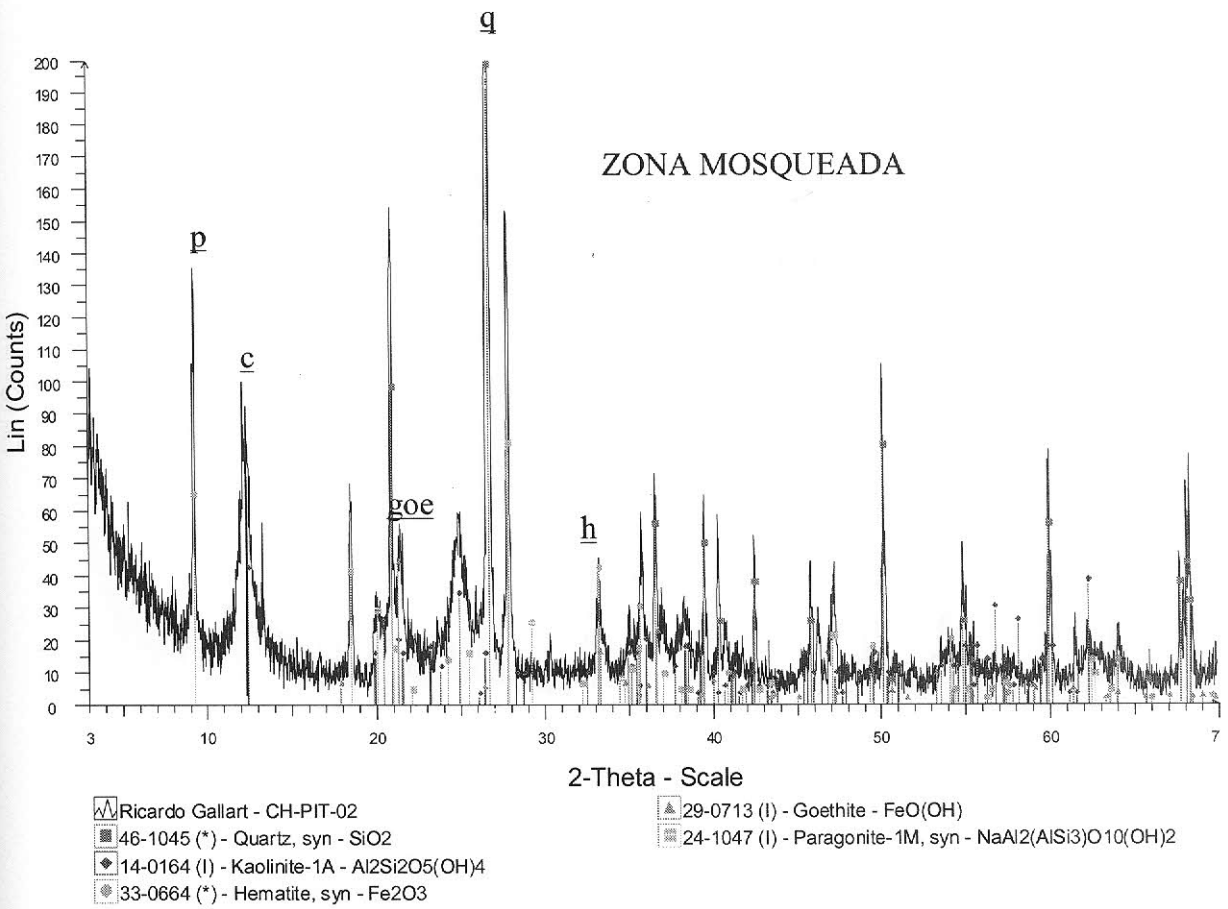


Figura 39: Difratograma da amostra relativa à zona mosqueada.

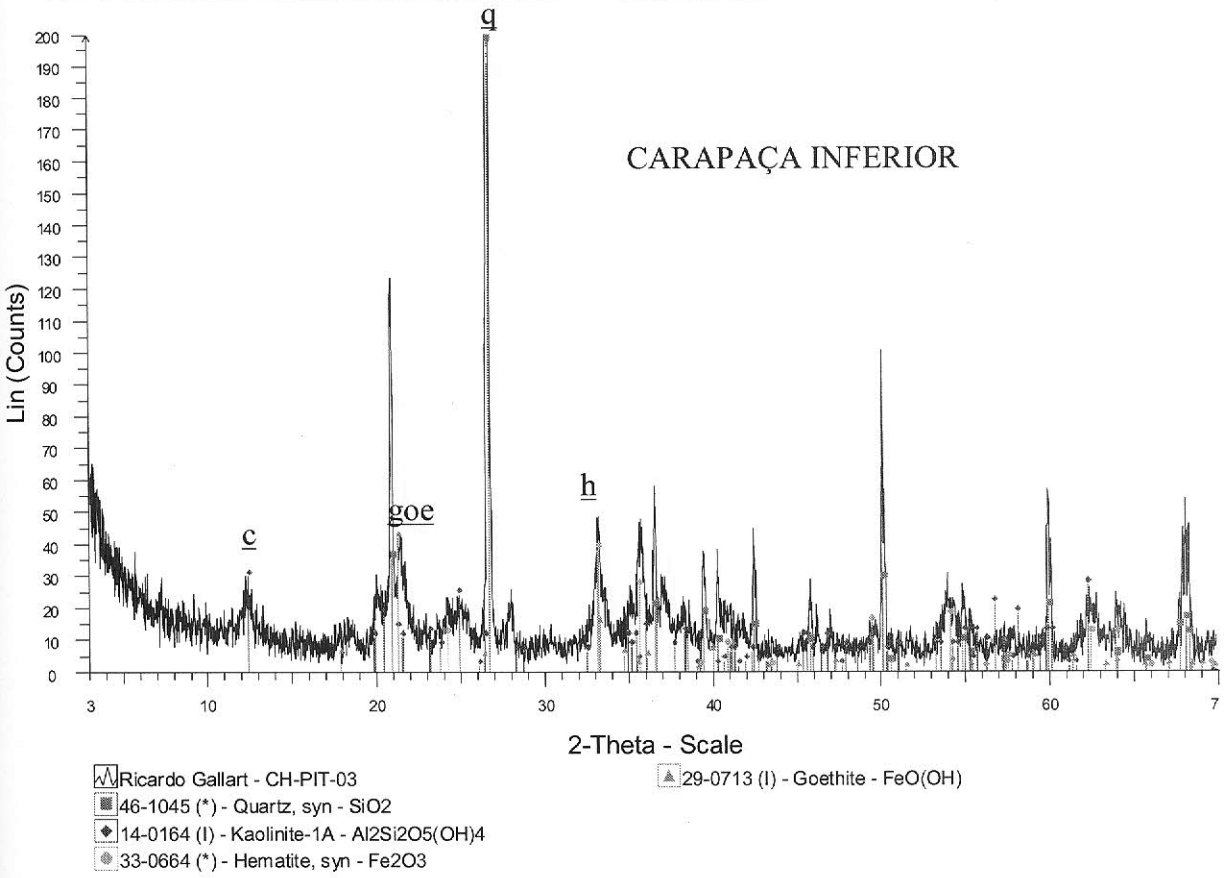


Figura 40: Difratograma da amostra relativa à carapaça inferior.

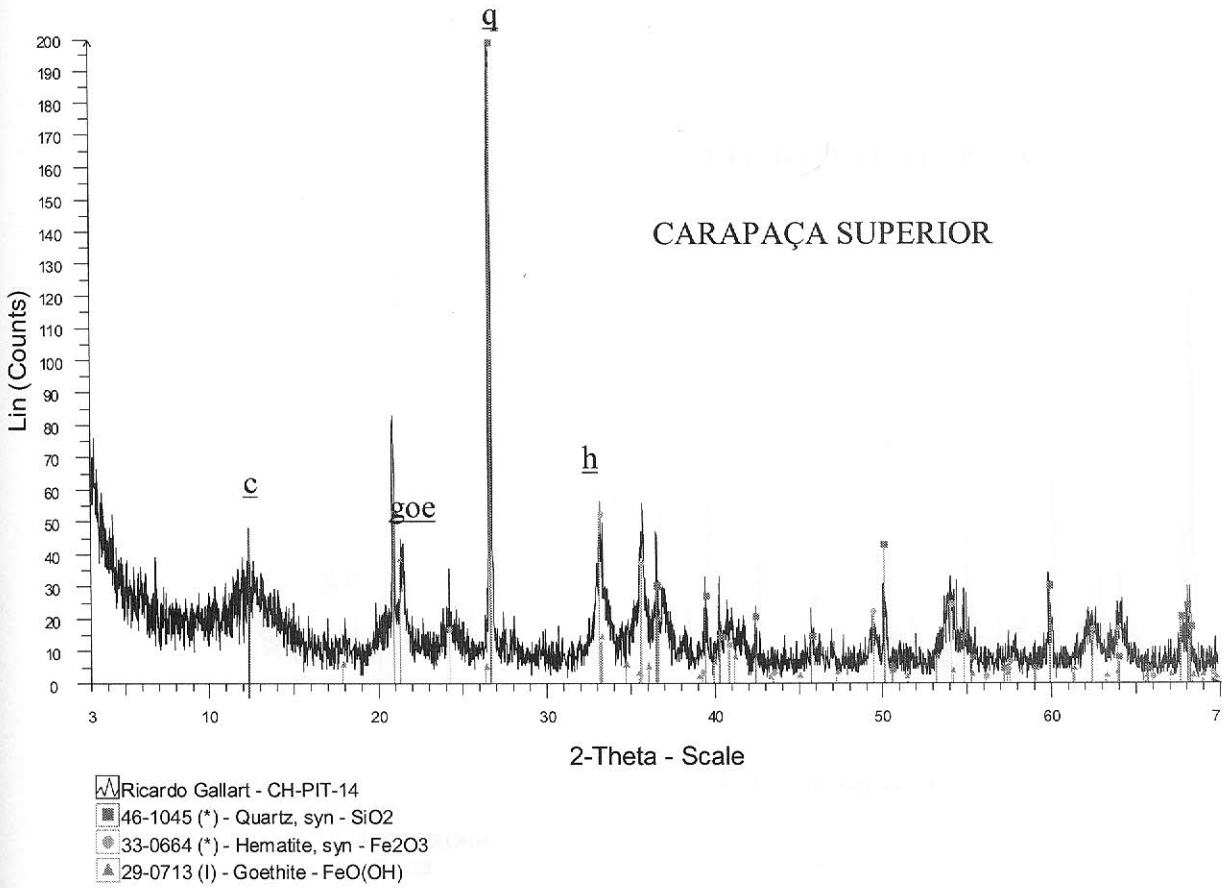


Figura 41: Difratograma da amostra relativa à carapaça superior.

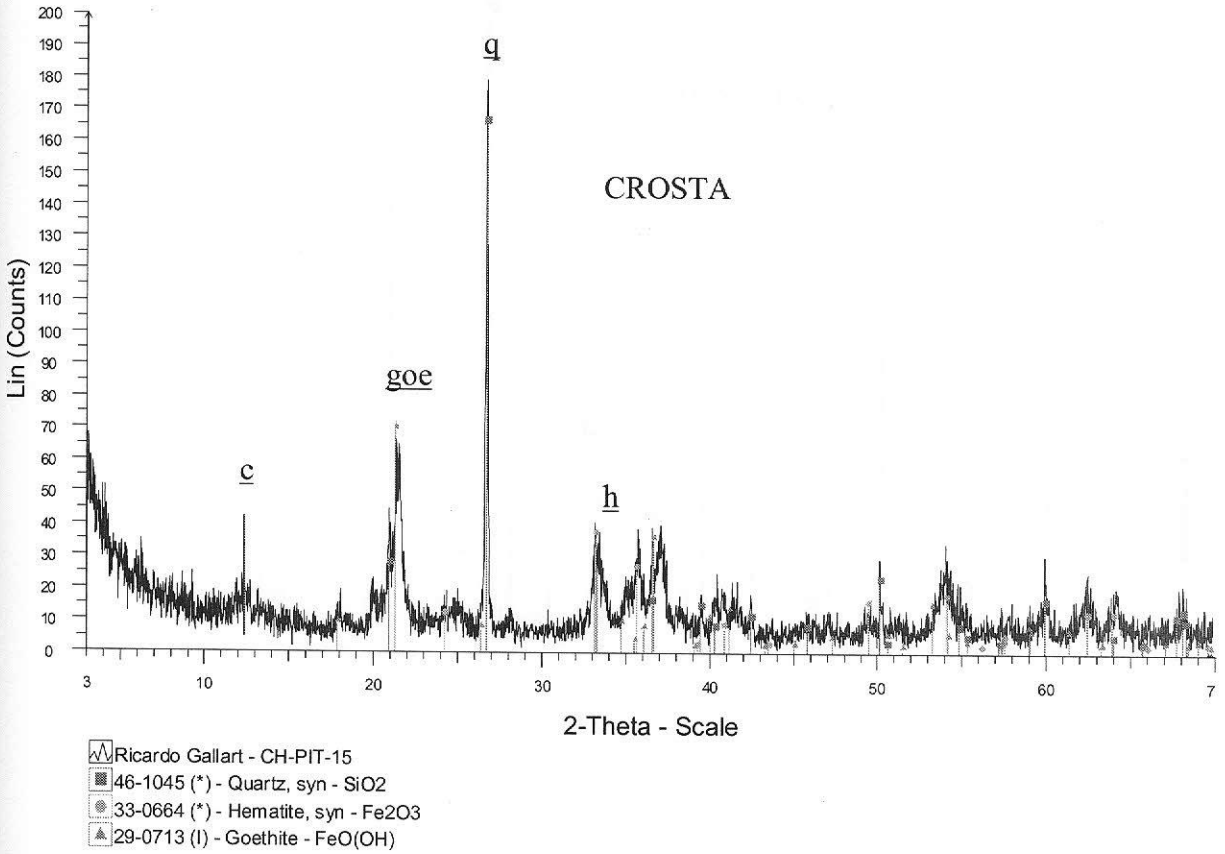


Figura 42: Difratograma da amostra relativa à crosta laterítica.

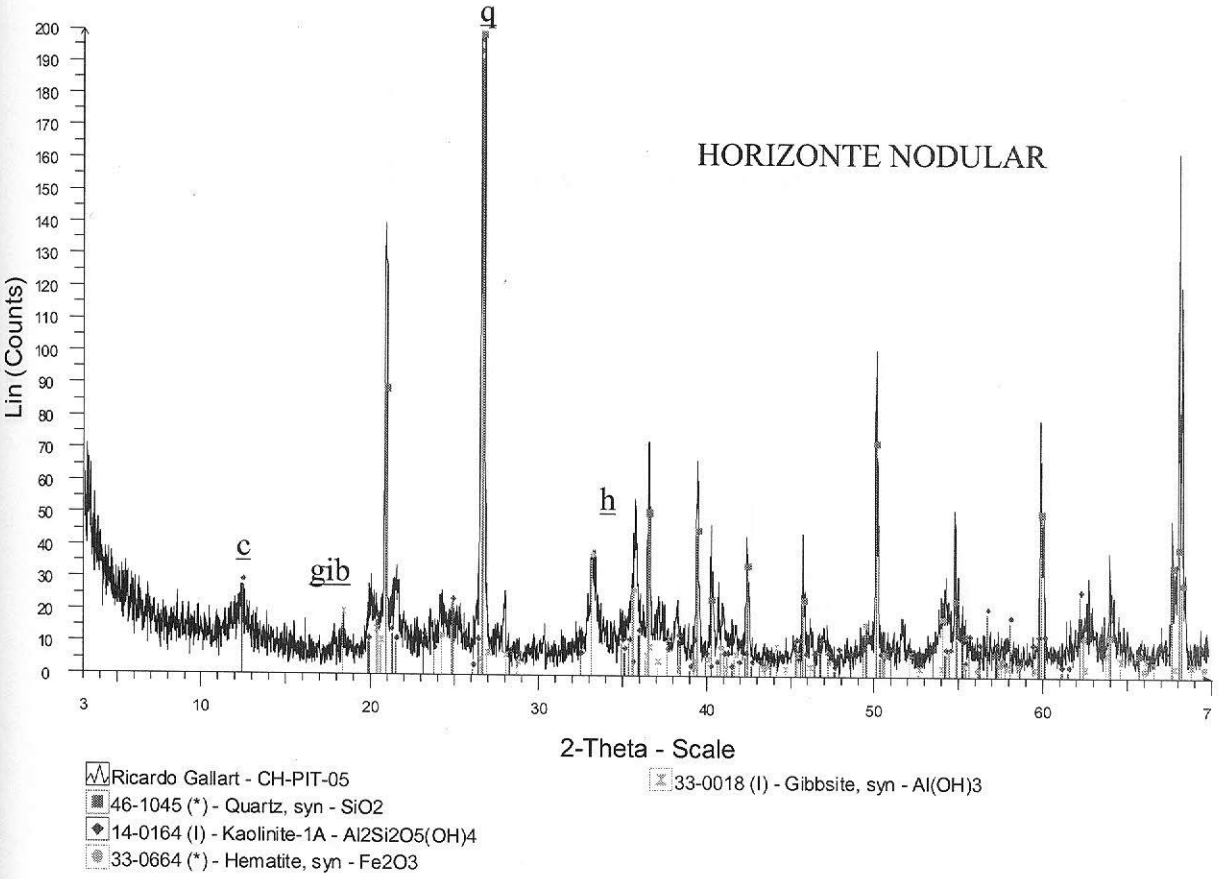


Figura 43: Difratograma da amostra relativa ao horizonte nodular.

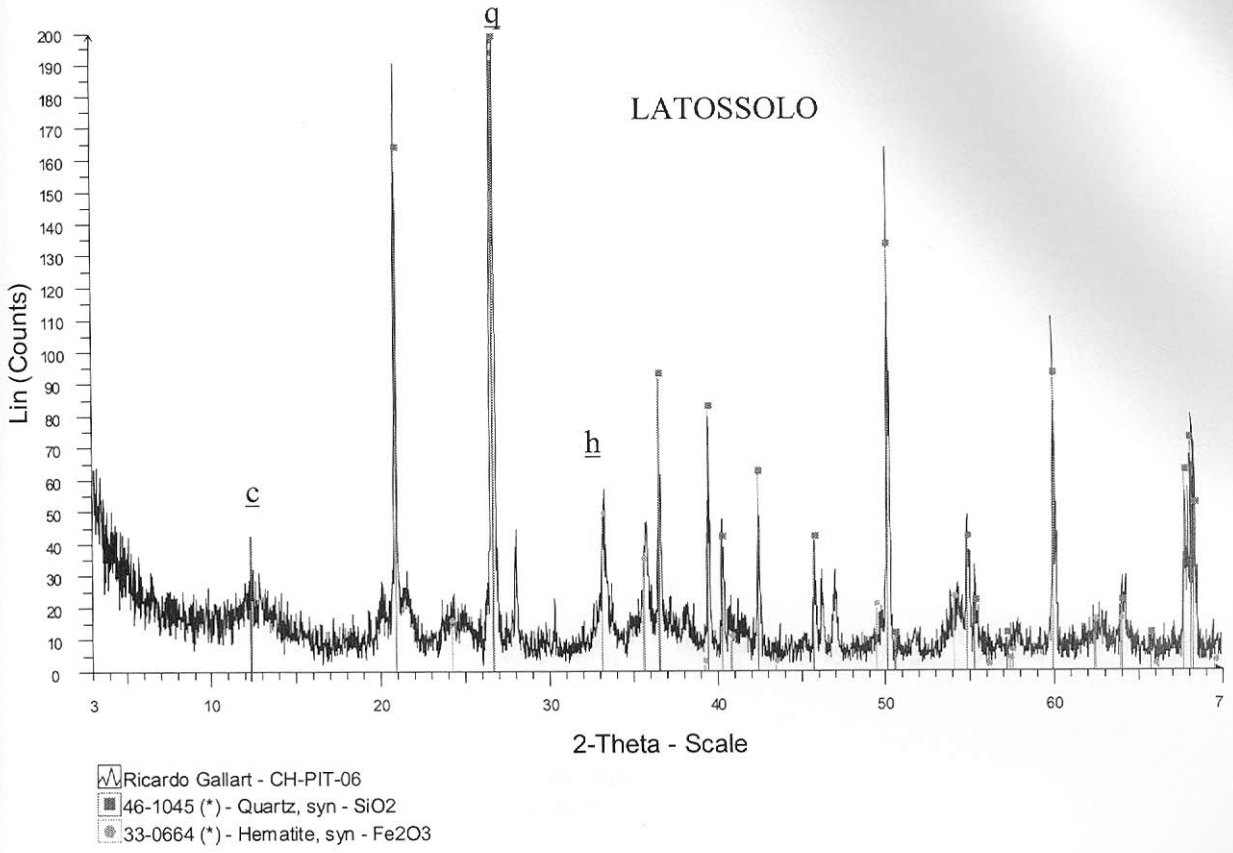


Figura 44: Difratograma da amostra relativa ao latossolo.

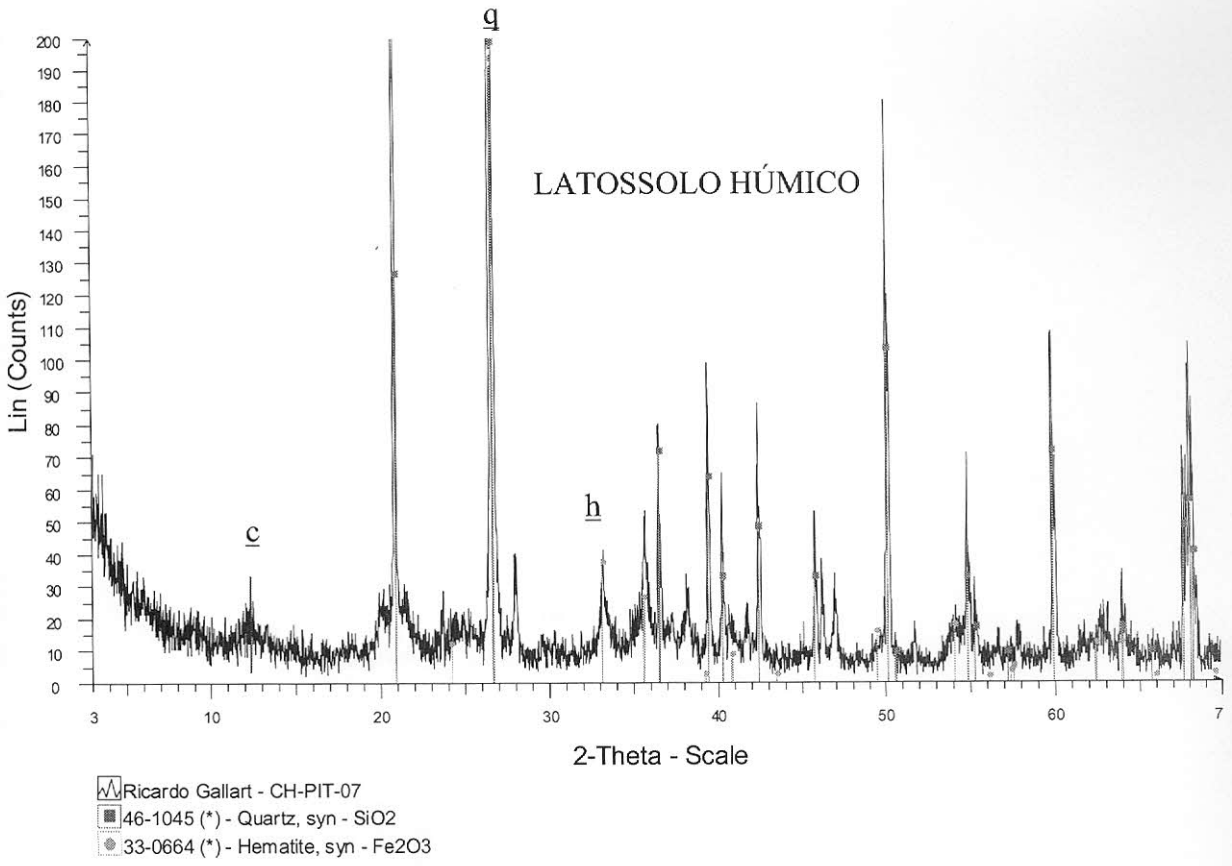


Figura 45: Difratograma da amostra relativa ao latossolo húmico.

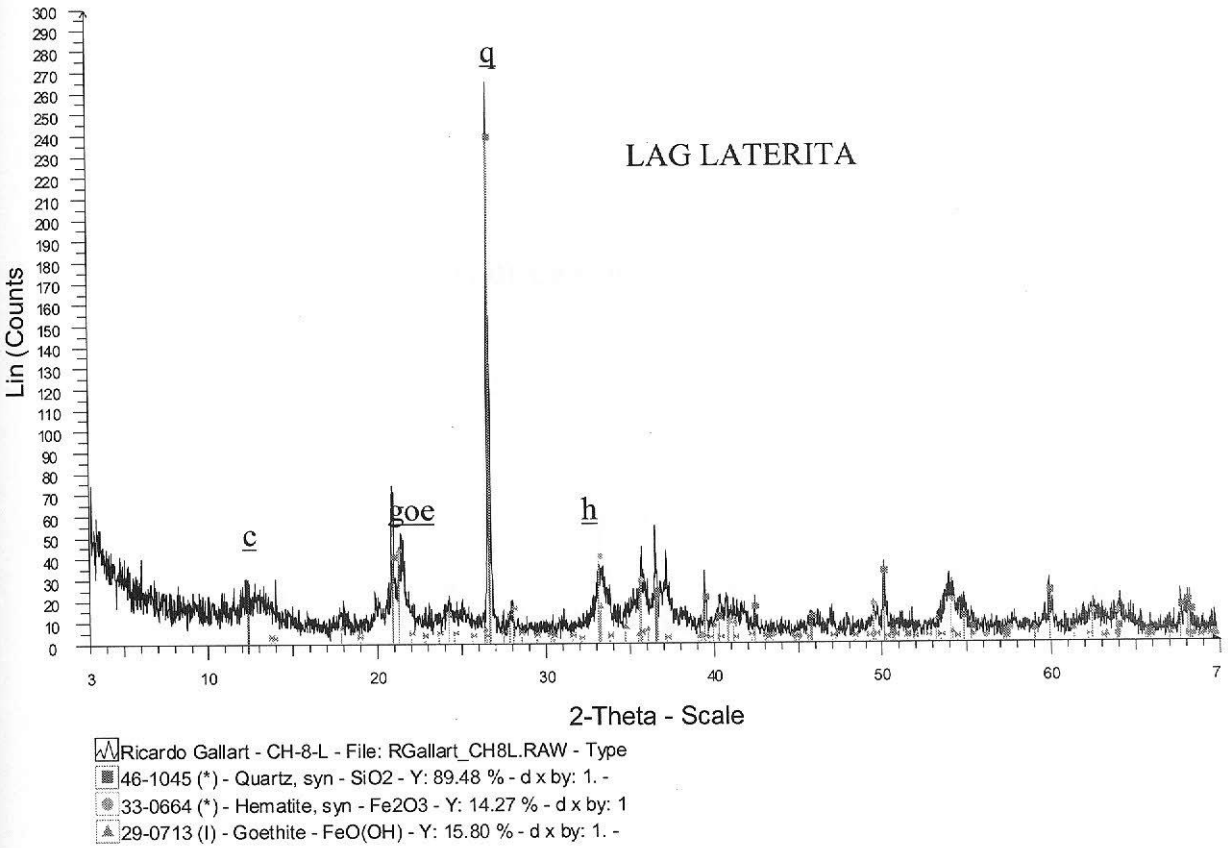


Figura 46: Difratograma da amostra relativa ao lag de laterita.

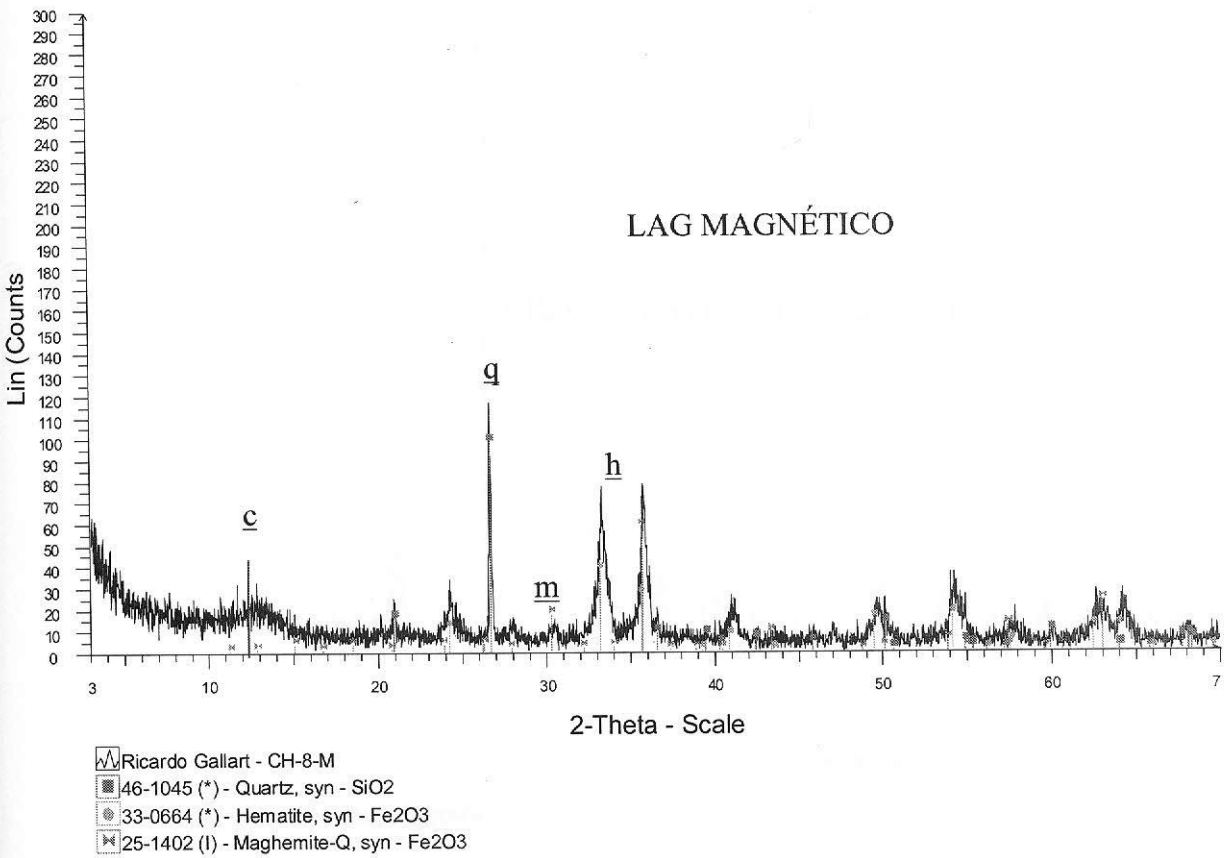


Figura 47: Difratograma da amostra relativa ao lag magnético.

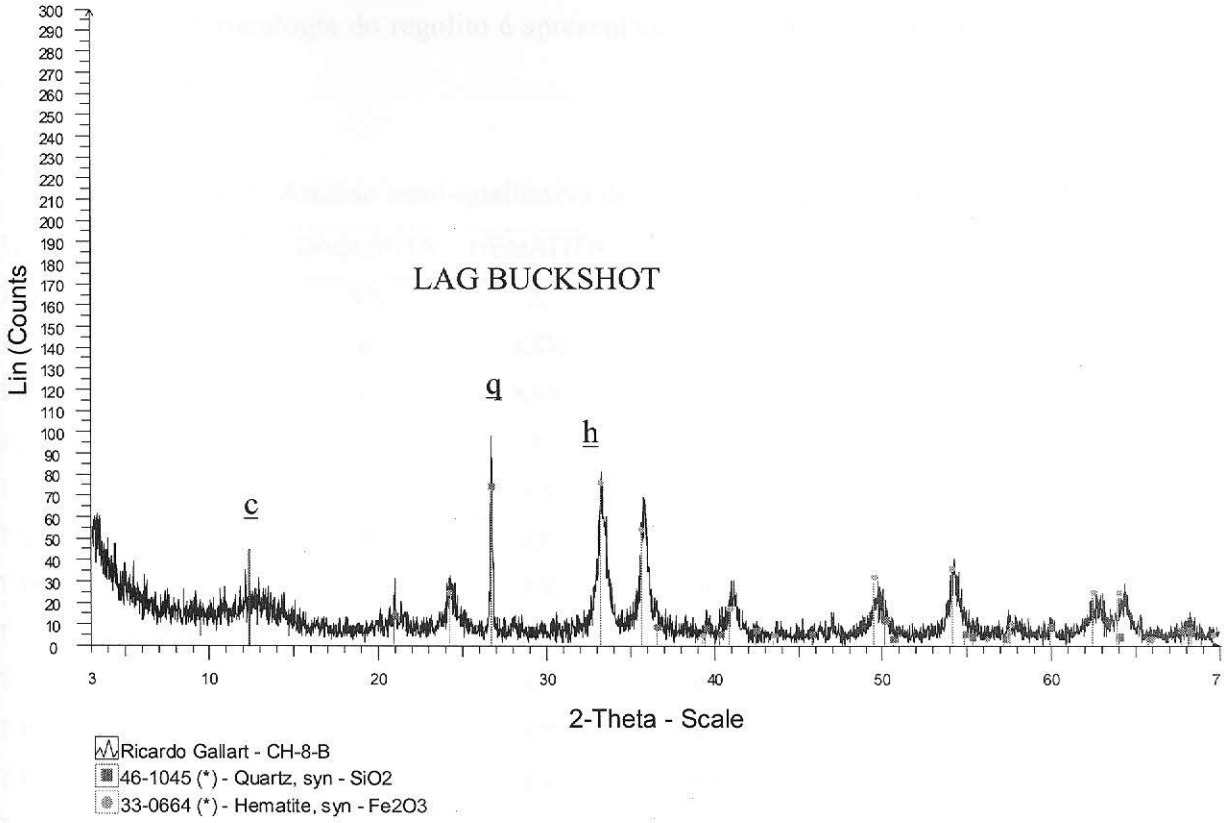


Figura 48: Difratograma da amostra relativa ao lagtipo *buckshot*.

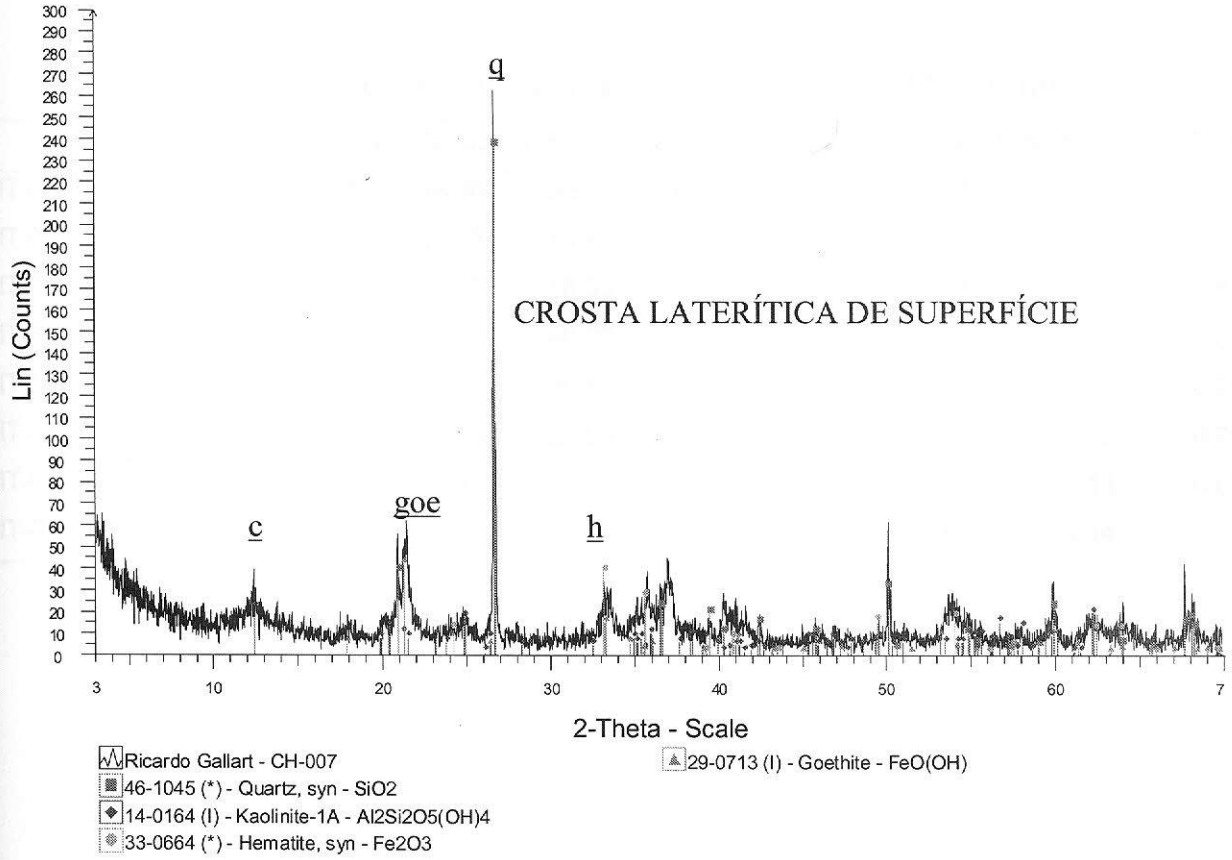


Figura 49: Difratograma da amostra relativa à crosta laterítica de superfície.

A mineralogia do regolito é apresentada nas tabelas abaixo (PIT 2 e amostras de superfície):

Tabela 5: Análise semi-qualitativa dos minerais presentes no regolito (PIT-2).

AMOSTRAS	QUARTZO	CAOLINITA	HEMATITA	GOETHITA	PARAGONITA	GIBBSITA	MAGHEMITA
CH-007-C	X	XX	X	X	-	-	-
CH-08-B	X	tr	XXX	-	-	-	-
CH-08-M	X	tr	XXX	-	-	-	tr
CH-08-L	X	tr	X	X	-	-	-
CHPIT-07-LH	XXXX	tr	XX	tr	-	-	-
CHPIT-06-LS	XXX	X	XX	tr	-	-	-
CHPIT-05-N	XXX	X	XX	tr	-	tr	-
CHPIT-15-C	X	tr	XX	XXX	-	-	-
CHPIT-14-MC	XX	X	XX	XX	-	-	-
CHPIT-03-MC	XX	X	XX	XX	-	-	-
CHPIT-02-M	XXX	XXXX	XX	XX	XXXX	-	-
CHPIT-01-SM	XXX	XXXX	X	XX	XXXX	X	-

XXXX: abundante; XXX: moderado; XX: pouco; X: muito pouco; -: não detectado

Tabela 6: Composição química das amostras do poço PIT-2 ($LiBO_4$)

	Drill hole	SiO2_%	Al2O3_%	Fe2O3_%	MgO_%	CaO_%	Na2O_%	K2O_%	TiO2_%
CHPIT-07-LH	PIT 2	64.79	16.96	9.81	0.14	0.04	0.11	0.3	0.84
CHPIT-06-LS	PIT 2	58.04	17.83	15.66	0.12	0.02	0.12	0.28	0.84
CHPIT-05-N	PIT 2	54.68	18.32	18.53	0.11	0.02	0.11	0.3	0.83
CHPIT-15-C	PIT 2	28.18	18.45	40.29	0.1	0.02	0.09	0.26	0.57
CHPIT-14-MC	PIT 2	37.09	20.71	30.87	0.12	0.02	0.11	0.23	0.78
CHPIT-03-MC	PIT 2	47.04	20.69	21.99	0.13	0.02	0.15	0.23	0.76
CHPIT-02-M	PIT 2	55.71	23.11	11.05	0.24	0.03	0.32	0.13	0.67
CHPIT-01-SM	PIT 2	59.06	22.5	8.91	0.32	0.03	0.22	0.14	0.53

Tabela 7: Mineralogia do regolito (PIT 2) e das amostras de superfície.

Horizonte	Associação Mineral
Latossolo húmico	quartzo, hematita (goethita)
Latossolo	quartzo, hematita (goethita)
Horizonte Nodular	quartzo, hematita, caolinita e gibbsita
Crosta Laterítica	quartzo, hematita e goethita
Carapaça superior	quartzo, hematita, goethita e caolinita
Carapaça inferior	quartzo, hematita, goethita e caolinita
Zona Mosqueada Inferior	quartzo, paragonita, hematita, goethita e caolinita
Saprolito	quartzo, paragonita, hematita, goethita, caolinita e gibbsita
Concreções tipo *buckshots*	quartzo e hematita (goethita)
Concreções ferruginosas magnéticas	quartzo, hematita e maghemita (goethita)
Fragmentos de laterita	quartzo, hematita, goethita
Crosta laterítica de superfície	quartzo, caolinita, hematita e goethita

7. DISCUSSÕES

Em um estudo realizado no depósito de Chapada/GO, Parisot *et al.* (1989) e Parisot & Melfi (1983), observaram que o Cu é lixiviado no perfil laterítico. Baseados em análises de microssonda eletrônica Parisot *et al.* (1989) reconheceram uma forte correlação Cu-Fe no saprolito, que é destruída no topo do perfil. No entanto análises de extração seletiva mostraram que a correlação Cu-Fe ainda existe no topo do perfil laterítico, mas para apenas 20 a 50% do Cu contido nas zonas ferruginosas. Os autores então propõe a presença de uma fase portadora de Cu, ainda não identificada, além da goethita e da caolinita. A livixiação do Cu é então explicada pela pouca quantidade de goethita e seu baixo conteúdo de Cu (aproximadamente 1%), além da baixa disponibilidade do metal em solução intempérica, devido aos baixos teores do minério.

Num estudo de distribuição granulometrica Parisot & Melfi (1983) observaram que o Cu no saprolito tende a se concentrar nas frações mais finas, enquanto que no solo o Cu está associado às frações mais grossas. Os autores destacam que o Fe e o Cu não apresentam boa correlação no saprolito, uma vez que as frações mais grossas e mais ricas em Fe, contêm pouco Cu e as frações mais finas e pobres em Fe, apresentam valores altos para Cu. Estes dados se opõem aos estudos de microssonda de Parisot *et* al. (1989) mencionados acima. Comparando com os resultados deste trabalho, através de análises de agrupamento, observamos que o Cu não apresenta boa correlação com o Fe no saprolito, coerente como os resultados encontrados por Parisot & Melfi (1983).

Através das análises granulométricas, no horizonte nodular desenvolvido sobre a crosta, Parisot & Melfi (1983) observaram que a fração acima de 2 mm, compostas predominantemente por nódulos ferruginosos, são as principais fases portadoras do Cu. Neste trabalho foi observado que dentre os materiais constituintes do lag, os fragmentos de laterita representam as principais fases portadoras do Cu, sendo também as mais ricas em goethita, ao contrário dos lags tipo *buckshot* e magnético, que são mais pobres em Cu e mais ricas em hematita; representando, possivelmente, um fácies mais evoluído do perfil laterítico, onde a goethita é parcialmente substituída pela hematita, liberando o Cu nela hospedado.

8. COMPARAÇÕES COM OUTRAS ÁREAS

Segundo Parisot *et al.* (1989), em um estudo realizado em três depósitos distintos, o Cu se concentra principalmente em quatro fases secundárias principais: goethita, esmectita, biotita/vermiculita (interestratificada) e crisocola. Segundo os autores, o comportamento do Cu no perfil laterítico vai depender da natureza e da abundância dos minerais secundários, da capacidade destes minerais fixarem o Cu e da razão Cu^{2+} e H_4SiO_4 na solução intempérica.

Assim como no depósito de Cobar, New South Wales, Austrália (Cairns *et al*, 2001), foi observado em Chapada/GO três tipos de concreções ferruginosas: concreções ferruginosas maciças, concreções ferruginosas magnéticas e fragmentos de laterita. No depósito de Cobar, a goethita é a principal fase fixadora do Zn, Cu, As e Pb e em menor quantidade do Bi e Sb. Segundo o autor, nesta área os horizontes mais ricos em goethita são os que mais concentram estes metais e representam os melhores meios de amostragem na exploração geoquímica para metais base. A hematita não ocorre como uma importante fase fixadora do Cu^{2+}, sendo quase toda transformada em goethita através de processos supergêncios. Ao contrário do depósito de Cobar, em Chapada o Au se concentra na zona mosqueada. Em Cobar o Au não apresenta clara associação com nenhuma fase secundária em particular.

No depósito de Cu do Salobo 3α, Toledo-Groke *et al.* (1987) descreve biotita e vermiculita (interestratificada) como duas importantes fases portadoras do Cu próximo à frente de intemperismo, proveniente da desestabilização da malaquita. Outra observação feita pela autora é a ocorrência de óxidos e hidróxidos de Fe com Cu^{2+}, oriundos da oxidação de fases portadoras de Cu anteriores. Ex: esmectita verde, malaquita e biotita, que se transformam em caolinitas isentas de Cu. No caso de Salobo 3α, um importante mineral secundário portador de Cu é a malaquita, que em Chapada não foi observado. Segundo Toledo-Groke (1987) os óxidos e hidróxidos de Fe constituem a principal fase cuprífera, por estarem melhor representados no manto de alteração. Embora apresentem teores de Cu mais baixos que as demais fases secundárias portadoras do metal, são muito mais abundantes e, portanto, representam um peso maior nos terores médios. De fato, 80% do Cu contido no minério alterado do Salobo 3α está associado aos óxidos e hidróxidos de Fe (Toledo-Groke *et al.*, 1987).

Os horizontes observados na estratigrafia do regolito de Chapada também são descritos por Zeegers *et al.* (1981) no depósito de Cu-Mo de Goren, oeste da África. No topo do perfil o autor observa um horizonte nodular, proveniente da degradação da

crosta laterítica, subjacente a um latossolo rico em caolinita. Neste depósito o Cu apresenta valores mais altos no saprolito e na zona mosqueada, sendo lixiviado no restante do perfil. Em Chapada o Cu tende a ser enriquecido até a crosta laterítica e depois é lixiviado. Já o molibdênio, no depósito de Goren, apresenta um comportamento similar ao Cu de Chapada. Ele é suavemente enriquecido na zona mosqueada e na crosta laterítica em relação ao saprolito e nos horizontes superiores é depletado.

Mosser & Zeegers (1987) estudaram o comportamento do Cu em perfis lateríticos de Burkina Faso, oeste da África. Segundo os autores, o Cu se encontra principalmente nos minerais secundários de origem supergênica. O mineral mais estável portador do Cu^{2+} é a caolinita. A goethita parece ser depletada em Cu no topo do perfil. Mosser & Zeegers (1988) destacam que o Cu proveniente dos sulfetos disseminados na rocha encaixante é estável em ambientes supergênicos e é fixado principalmente por minerais de argila como a caolinita e a esmectita. O Cu^{2+} estaria hospedado no interstício dos argilominerais, não sendo portanto fixado por adsorção. Isto significa dizer que o metal não vai ser liberado da fase portadora através de técnicas de extração seletiva ou parcial (Mosser & Zeegers, 1988).

9. CONCLUSÕES

Foram identificados na área de estudo, dois domínios principais do regolito: relictuais e erosionais. Os relictuais são caracterizados por manter o perfil laterítico preservado. Já os erosionais, apresentam o perfil truncado pela erosão. Dentro do domínio relictual, foram reconhecidos duas sub-unidades: relictual com crosta laterítica aflorando em área de platô um pouco mais elevada e com o latossolo pouco espesso, e relictual onde um espesso latossolo recobre um horizonte nodular que possivelmente representa uma crosta laterítica .

Já no domínio erosional, foram identificadas duas sub-unidades: erosional com blocos de laterita distribuídos na superfície e erosional sem esses blocos de laterita, onde provavelmente a laterização nunca se desenvolveu. Com base na correlação dos elementos imóveis encontrados no saprolito e no latossolo sobrejacente, podemos afirmar que se trata de um solo residual; essa informação se torna muito importante visto a necessidade do reconhecimento dos modelos de dispersão dos elementos químicos no perfil de alteração. Para essa caracterização foram feitos perfis geoquímicos correlacionando a distribuição do Cr e Sc no latossolo e no saprolito. Utilizaram-se estes elementos pois foram os elementos imóveis que deram a melhor

resposta ao método analítico utilizado. Foram analisados o latossolo e o saprolito, por água-régia e 4 ácidos, respectivamente.

Para tentar explicar a distribuição das unidades mapeadas do regolito na malha sobre o depósito de Chapada/GO, foi elaborado um modelo de evolução da paisagem. Este modelo propõe que a crosta laterítica já tenha se desenvolvido, durante o ciclo Velhas, com um caimento para norte que refletia a topografia da superfície de aplanamento da época, como o proposto por Hanssen & Freyssinet (1997) para as lateritas de South Mali, Africa (fig. 50).

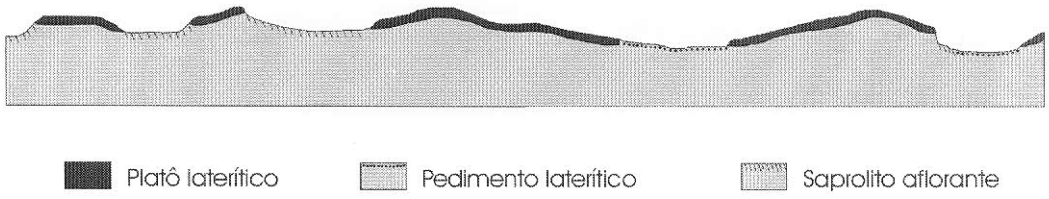


Figura 50: Modelo proposto para as lateritas de South Mali, Africa (Hanssen & Freyssinet, 1997).

Foi elaborado um modelo para justificar a distribuição do regolito de Chapada/GO (figura 51). No modelo identificamos quatro fases responsáveis pela formação do regolito:

1- A primeira fase é representada pela superfície de aplanamento Velhas, refletindo o paleorelevo da região.
2- A segunda está relacionada ao processo de lateritização, favorecido sob condições climáticas sazonais, que promove uma alternância entre condições mais e menos oxidantes, favorecendo sucessivas remobilizações de Fe, concentrando-o em nódulos ferruginosos em meio a uma matriz desferruginizada, composta predominantemente por caolinita e quartzo (Porto, 1996).
3- A terceira fase está associada ao rebaixamento do nível d'água, que interrompe o processo de lateritização e promove a degradação da crosta próximo à superfície num ambiente mais hidromórfico resultando em uma camada de pisólitos desagregados, em meio a um solo argiloso ferruginoso (latossolo).
4- A fase 4 é caracterizada pela erosão e exposição da crosta, seguido de desidratação dos hidróxidos de Fe e alumínio presentes nos horizontes lateríticos, com subseqüente endurecimento, formando lajedos e blocos localizados na superfície.

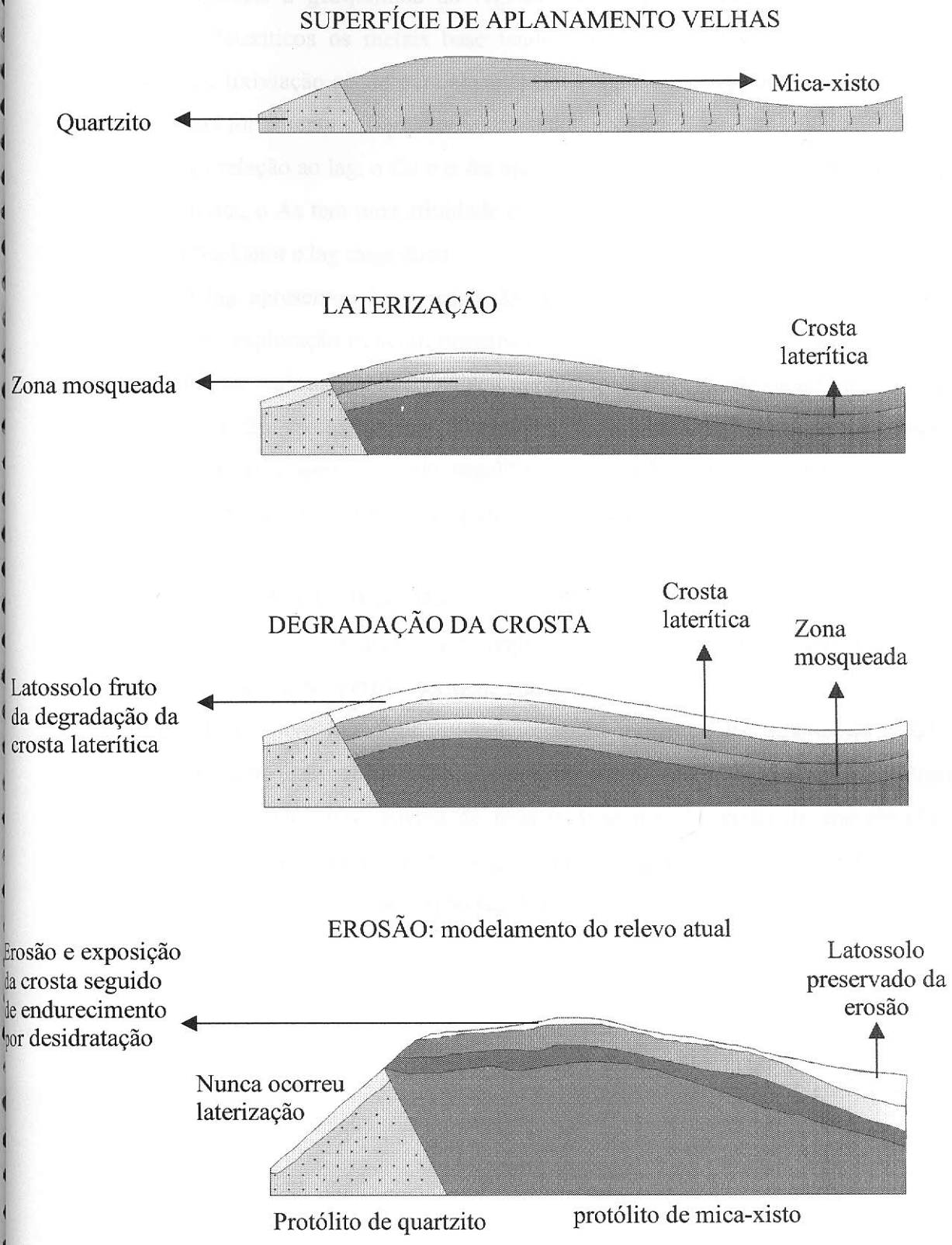


Figura 51: Modelo de evolução do regolito de Chapada/GO.

Quanto a geoquímica do regolito de Chapada, podemos verificar que em ambientes lateríticos os metais base tendem a ser lixiviados. O Cu apresenta uma tendência à lixiviação sendo parcialmente retido na crosta, enquanto que o As, Sb, V e Cr são mais fortemente enriquecidos.

Em relação ao lag, o Cu e o Au apresentam uma tendência a serem fixados pelos lag de laterita, o As tem uma afinidade com os lag tipo buckshots e o Pb e o Bi com os lags tipo buckshot e lag magnético.

O lag apresentou bons resultados para o Cu, Au, As, Pb e Bi, podendo ser utilizado na exploração mineral, principalmente em trabalhos de prospecção estratégica (levantamento regional), devido ao seu maior espalhamento em superfície, lembrando que o As e Sb são potenciais farejadores de mineralizações de Au. Destaca-se a importância do mapeamento do regolito e o entendimento de sua evolução para a interpretação dos resultados de geoquímica em áreas lateríticas.

10. RECOMENDAÇÕES:

Futuramente, poderão ser realizados estudos mais detalhados sobre a distribuição do Cu no perfil laterítico, visando entender melhor o seu comportamento. Este estudo envolve trabalhos de caracterização mineralógica, através de estudos de petrografia com elaboração de seções polidas e análise de microscopia eletrônica de varredura equipado com sistema de microanálise por dispersão de energia (EDS) e análise térmica diferencial e termo-gravimétrica, para identificar melhor quais as principais fases portadoras do Cu no regolito.

11. AGRADECIMENTOS:

Primeiramente, gostaria de agradecer à DEUS, por tudo.

Um agradecimento especial à minha família, que sempre me incentivou e tornou este sonho possível; às minhas avós Idalina Moreira de Oliveira (*in memorian*) e Elza Soares (*in* memorian), ao meu avô Antônio Alves de Oliveira (*in memorian*), ao meu pai Ruy Gallart de Menezes, à minha mãe Aída de Oliveira Menezes, ao meu tio, também geólogo, Ricardo Gallart, pelo martelo e pela paciência, aos meus irmãos Rafael e Roberta, à minha sobrinha e afilhada Rafaela, pela alegria que nos trouxe com a sua chegada. À Raquel e à sua família, com muito carinho, pela amizade e cumplicidade durante esses quatro últimos anos.

Ao professor e amigo Joel Gomes Valença, Helena Polivanov e Julio César Mendes, pela amizade e incentivo. Aos meus amigos da turma de 98, especialmente ao Erick Tomaz, Henrique C. Vianna, Mário Trotta, Raphael Pietzsch Amora, Fábio Costa, Romário Junior, Léo Penha, Leonardo Molinari, Patrícia Duffles, Juliana Hipólito e ao mestrando e camarada André Ghizi, pelas discussões sobre o tema aqui abordado, pelo apoio nos programas de informática e pela ajuda na elaboração do relatório final.

Gostaria de agradecer ao Departamento de Geologia da UFRJ, à BHP Billiton Metais, pelo apoio no projeto "Exploração geoquímica para metais base em terrenos tropicais" e pela oportunidade de participar dos trabalhos de campo com sua equipe de exploração mineral, ao professor, geólogo e amigo Cláudio Gerheim Porto, pela confiança em mim depositada e pelas aulas dadas em campo e em sala de aula, aos funcionários da Santa Elina que nos receberam de braços abertos em Chapada Grande, Goiás e nos hospedou em suas dependências, ao geólogo Christopher Benn, ao técnico em mineração Sr. Vivaldo Vierira da Silva, ao Sr. Valdeci e Sr. João (de Chapada Grande) pela paciência durante os trabalhos de campo e, aos garimpeiros da região, pela cachaça e pela oportunidade de conhecer o garimpo.

Ao Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), nas pessoas do geólogo Dr. Reiner Neumann e Dr. Cristiano Honório Oliveira, pelo apoio e infra-estrutura fornecida nas análises de difração de raio-x.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

ARAÚJO, S. M. *et al.* 1995. Metamorphism of hidrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil, example. *In:* Revista Brasileira de Geociências. Vol 25 (3), pp. 173-184.

ARAÚJO, S. M. *et al.* 1996. Oxygen isotope composition of alteration zones of highly metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposits: Geco, Canada, and Palmeirópolis, Brazil. *In:* Economic Geology, vol. 91, pp. 697 – 712.

ARAÚJO, S. M. 1998. The Palmeirópolis volcanogenic massive sulfide deposit, Tocantins State. *In:* Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base, pp. 75 – 79.

CAIRNS, C. J. *et al.* 2001. Mineralogical controls on element dispersion in regolith over two mineralised shear zones near Peak, Cobar, New South Wales. *In:* Journal of Geochemical Exploration, vol. 72, pp. 1 – 21.

CPRM. 2000. Zinco, Chumbo e Cu de Palmeirópolis, Estado de Tocantins. Informe de Recursos Minerais. Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projeto, 10. 19 páginas.

DOLD, B. *et al.* 2001. Element cycling and secondary mineralogy in porphyry copper tailings as a function of climate, primary mineralogy and mineral processing. *In:* Journal of Geochemical Exploration, vol. 74, pp. 3 – 55.

GOVETT, G. J. S., BUTT, C. R. M., ZEEGERS, H. 1992. Handbook of Exploration Geochemistry: Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains, vol. 4. Elsevier, Amsterdam. 607 p.

HUSTON, D. L. 2001. Geochemical dispersion about the Western Tharsis Cu-Au deposit, Mt. Lyell, Tasmania. *In:* Journal of Geochemical Exploration, vol. 72, pp. 23 – 46.

HORBE, A. C., COSTA, M. L. 1994. A Formação de Solos na Amazônia a partir de Crostas Lateríticas. *In:* 38° Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Santa Catarina. pp. 146 – 147.

KUYUMJIAN, R. M. 1989. Geoquímica e significado do posicionamento geotectônico de rochas plutônicas da região de Chapada, Goiás, Brasil. *In:* Cong. Bras. Geoq. 2. *Anais...* SBGq-CPRM/DNPM, Rio de Janeiro, pp. 195-201.

KUYUMJIAN, R. M. 1995. Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás. *In:* Revista Brasileira de Geociências. Vol. 25(3). pp. 203-205

KUYUMJIAN, R. M.1991. A suggested hydrothermal exhalative origin for the Chapada copper-gold deposit, Brazil. *In:* Brazil Gold'91. Balkema, Rotterdam, 1991. Proceedings...Belo Horizonte. pp. 231-234.

PALERMO, N.; PORTO, C. G.; NOGUEIRA, C.C. 2000. The Mara Rosa Gold District, Central Brazil. Rev. Bras. Geoc. (30), 2, 256-260 p. Brazilian Contributions to the 31° IGC, Rio de Janeiro.

RICHARDSON, S. V. *et al.* 1986. Origin and Geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *In:* Economic Geology, vol. 81, pp. 1884 – 1898.

RICHARDSON, S. V. 1991. A suggested hydrothermal exhalative origin for the Chapada copper-gold deposit, Brazil. *In:* Brazil Gold'91, pp. 231 – 234.

RICHARDSON, S. V. 1998. The magmatic arc of western Goiás: a promising exploration target. *In:* Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base, pp. 81 - 85.

RICHARDSON, S. V. 1995. Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás. *In:* Revista Brasileira de Geociências, vol. 25 (3), pp. 203 – 205.

ROSE, A. W., HAWKES, H.E., WEBB, J. S. 1979. Geochemistry in Mineral Exploration. 2nd Edition, Academic Press, 657 p.

PARISOT, J. C.; MELFI, A. J. Lateritic alteration of metassedimentary rocks with copper sulfide mineralization in Central Brazil. *In:* II International Seminar on Laterisation processes, pp. 185 – 195.

PARISOT, J. C., CREACH, M., TOLEDO-GROKE, M. C., MELFI, A. J. Copper behaviour in lateritic weathering of cupriferous ore deposits in Brazil. *In:* XIII IGES – II Congresso Brasileiro de Geoquímica, pp. 32 – 33.

PORTO, C. G. Intemperismo em Regiões Tropicais. *In:* Geomorfologia e Meio Ambiente. Editores: Antonio José Teixeira Guerra e Sandra Baptista da Cunha. Ed. Bertrand Brasil. pp. 25 – 57.

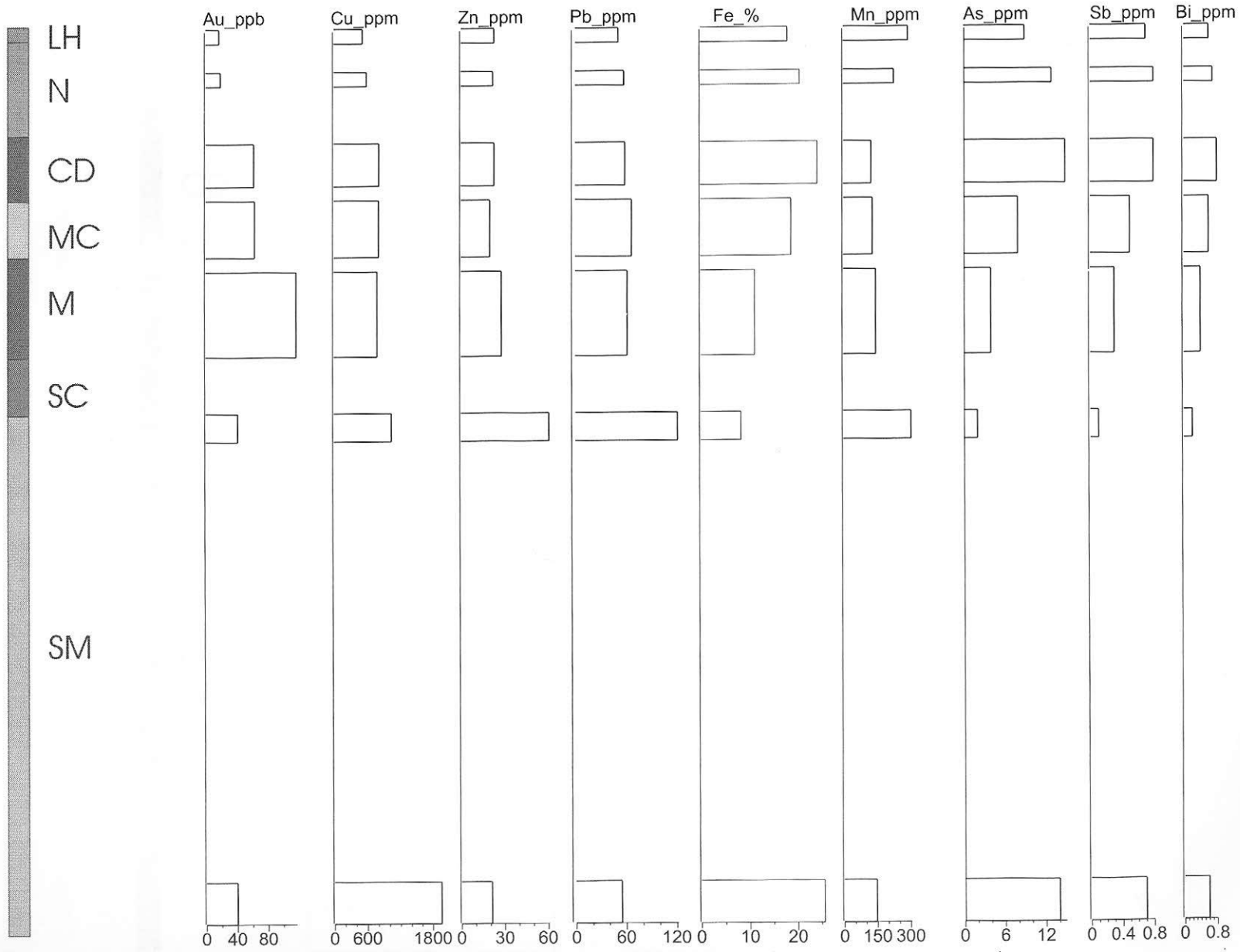
TOLEDO-GROKE, M. C. *et al.* 1987. Comportamento do Cu durante o intemperismo das rochas xistosas cupríferas do Salobo 3α, Serra dos Carajás. *In:* Geochimica Brasiliensis, 1 (2), pp. 187 – 200.

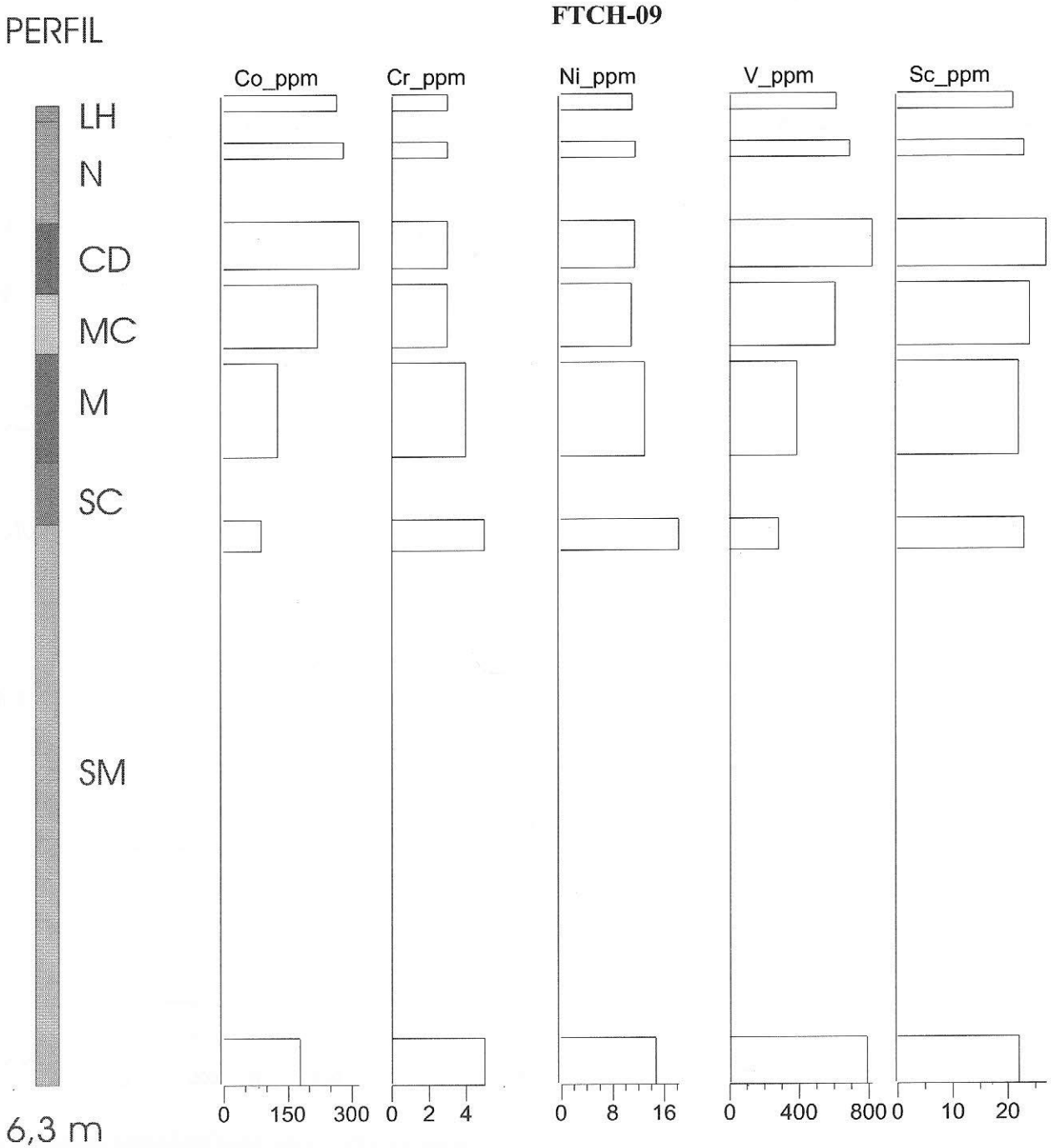
ZEEGERS, H. GONI, J. WILHELM, E. 1981. Geochemistry of Lateritic Profiles Over a Disseminated Cu-Mo Mineralisation in Upper Volta (West Africa) – Preliminary Results. In: Proceedings of the International Seminar on Laterisation Processes. Oxford and IBH Publishing Co., New Delphi , pp. 359-368.

ANEXOS

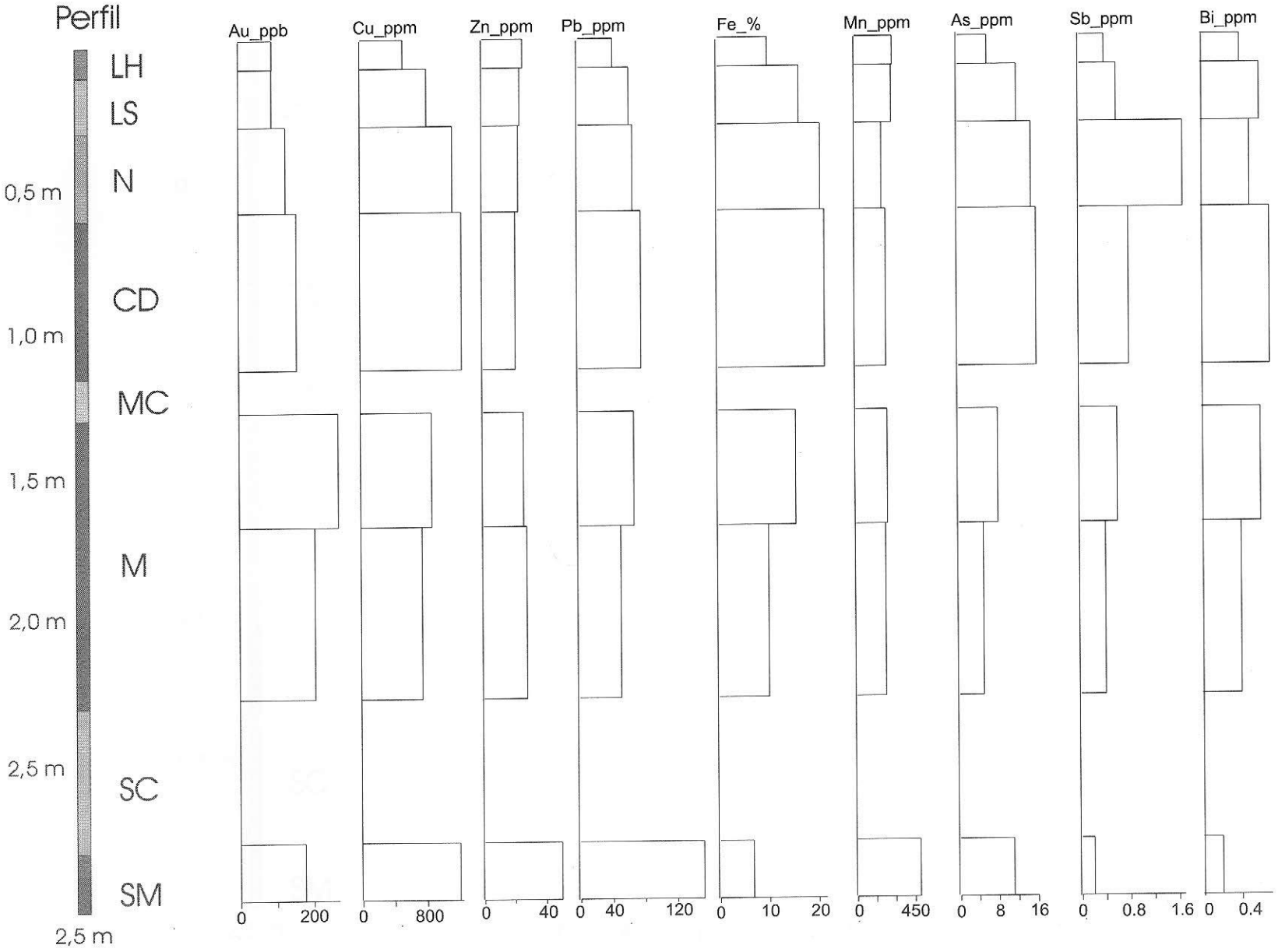
PERFIL

FTCH-09

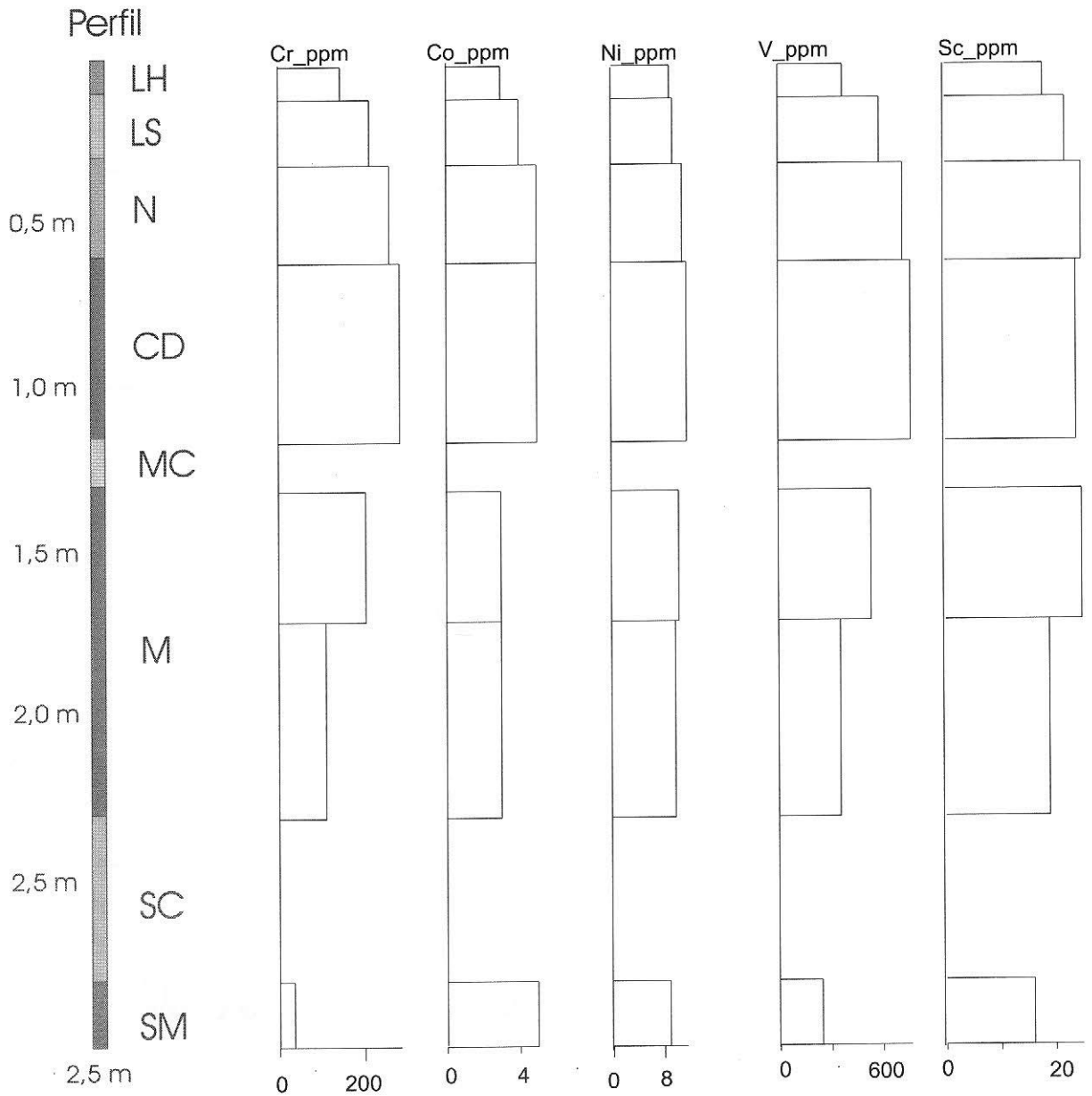



FTCH-09
PERFIL
LH
N
CD
MC
M
SC
SM
6,3 m
Co_ppm
Cr_ppm
Ni_ppm
V_ppm
Sc_ppm
0 150 300
0 2 4
0 8 16
0 400 800
0 10 20

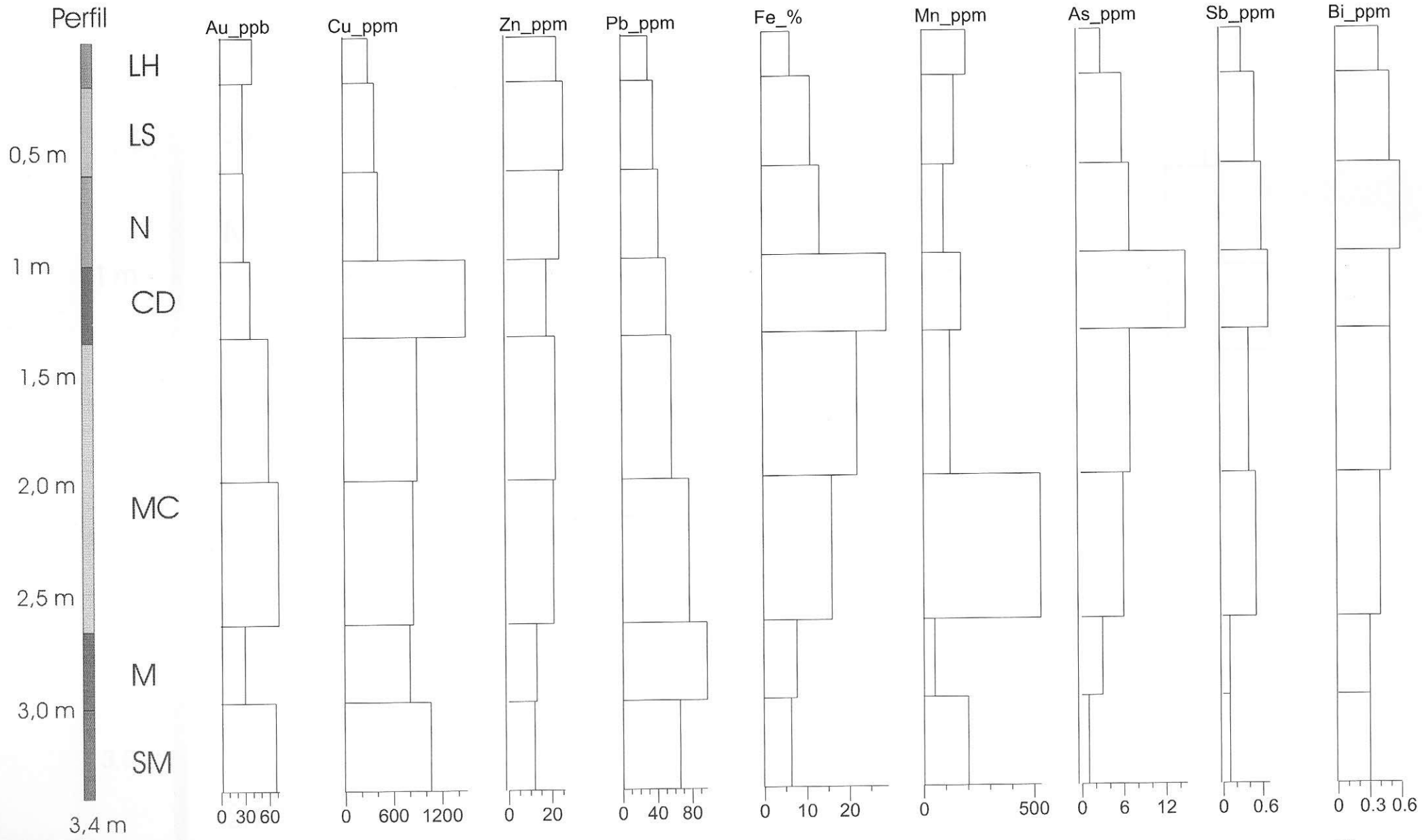
FTCH-11

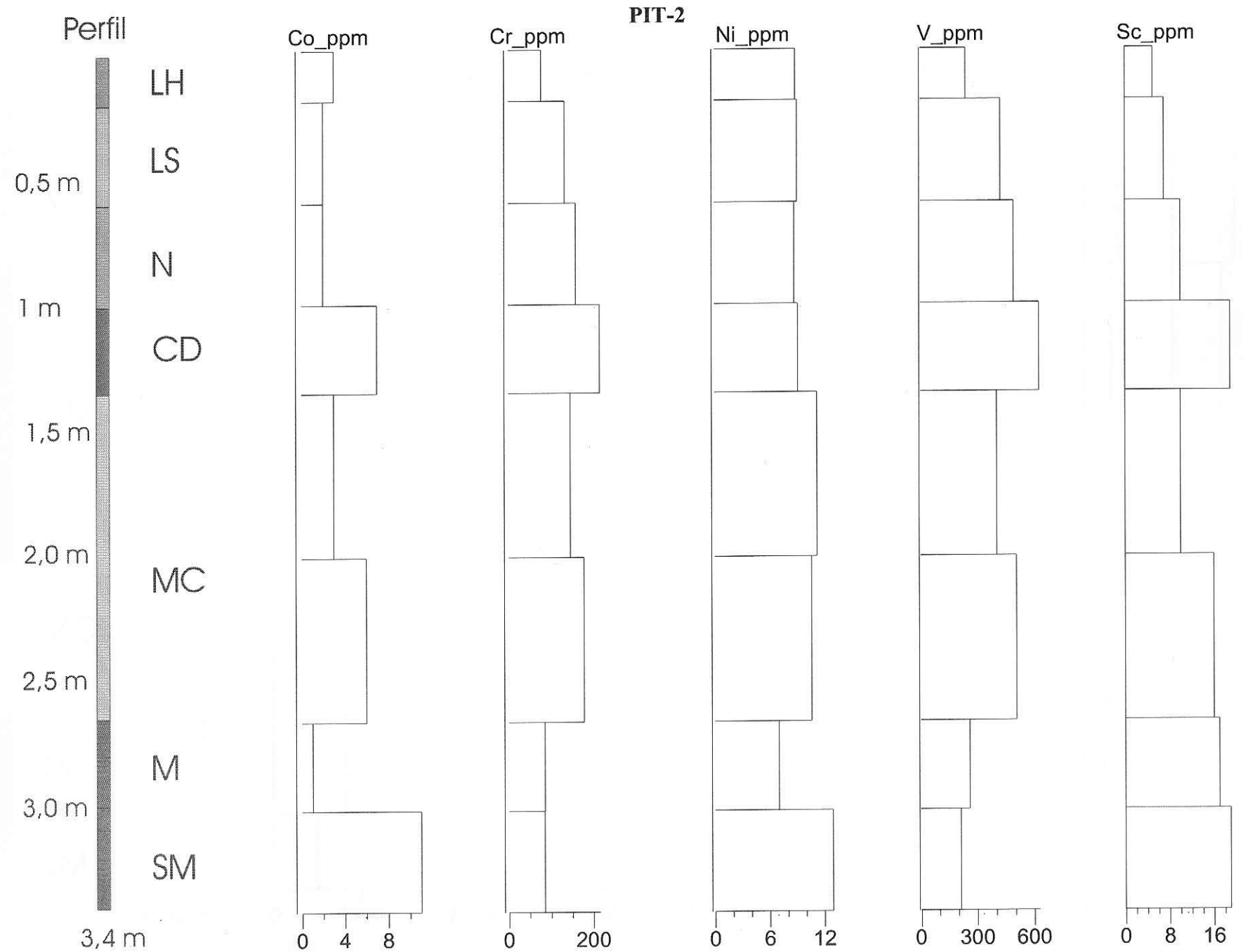

Perfil
LH
LS
N
CD
MC
M
SC
SM
0,5 m
1,0 m
1,5 m
2,0 m
2,5 m
2,5 m
Au_ppb
0
200
Cu_ppm
0
800
Zn_ppm
0
40
Pb_ppm
0
40
120
Fe_%
0
10
20
Mn_ppm
0
450
As_ppm
0
8
16
Sb_ppm
0
0.8
1.6
Bi_ppm
0
0.4

FTCH-11


Perfil
LH
LS
N
CD
MC
M
SC
SM
0,5 m
1,0 m
1,5 m
2,0 m
2,5 m
2,5 m
Cr_ppm
Co_ppm
Ni_ppm
V_ppm
Sc_ppm
0
200
0
4
0
8
0
600
0
20

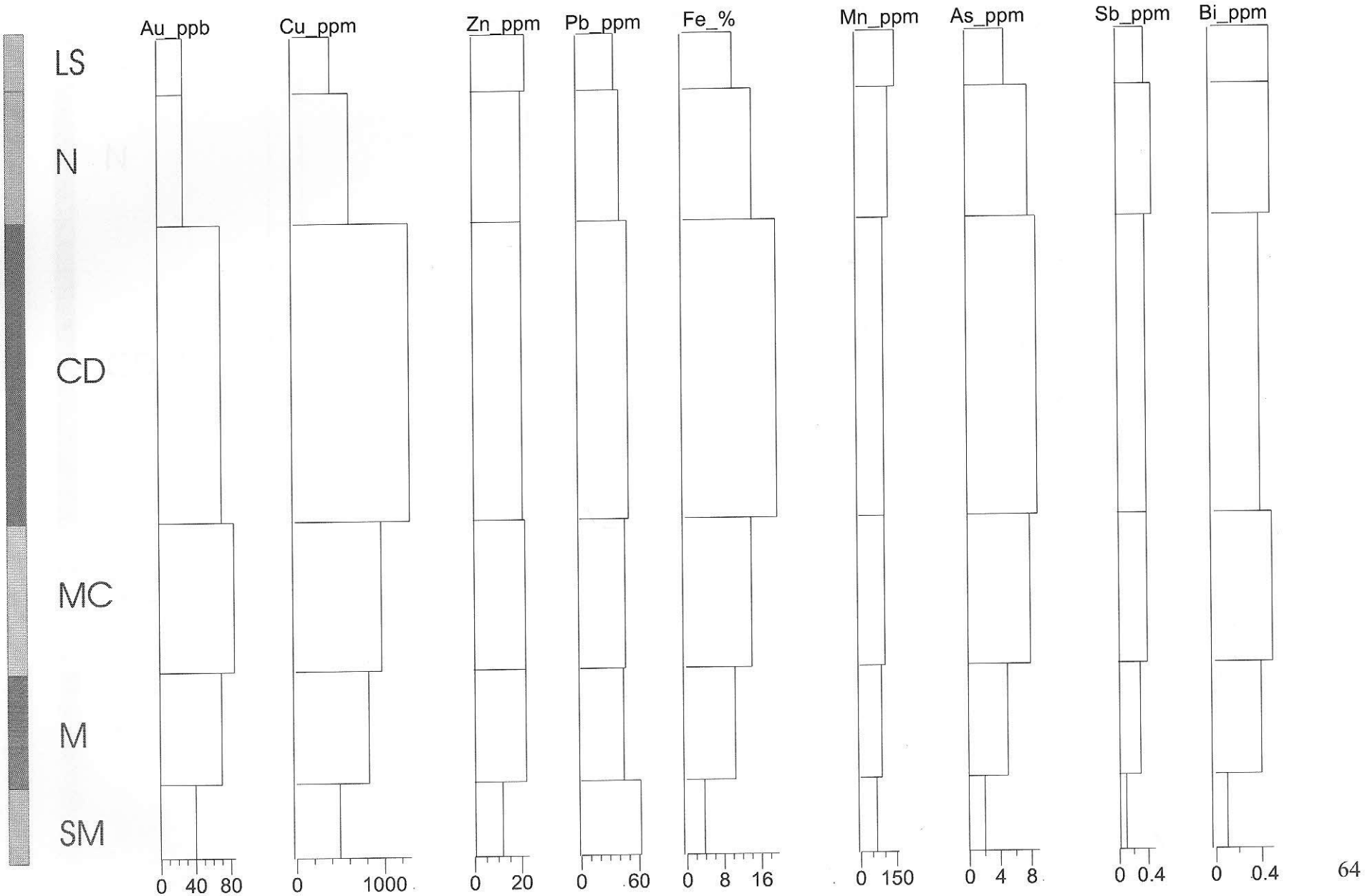
PIT-2

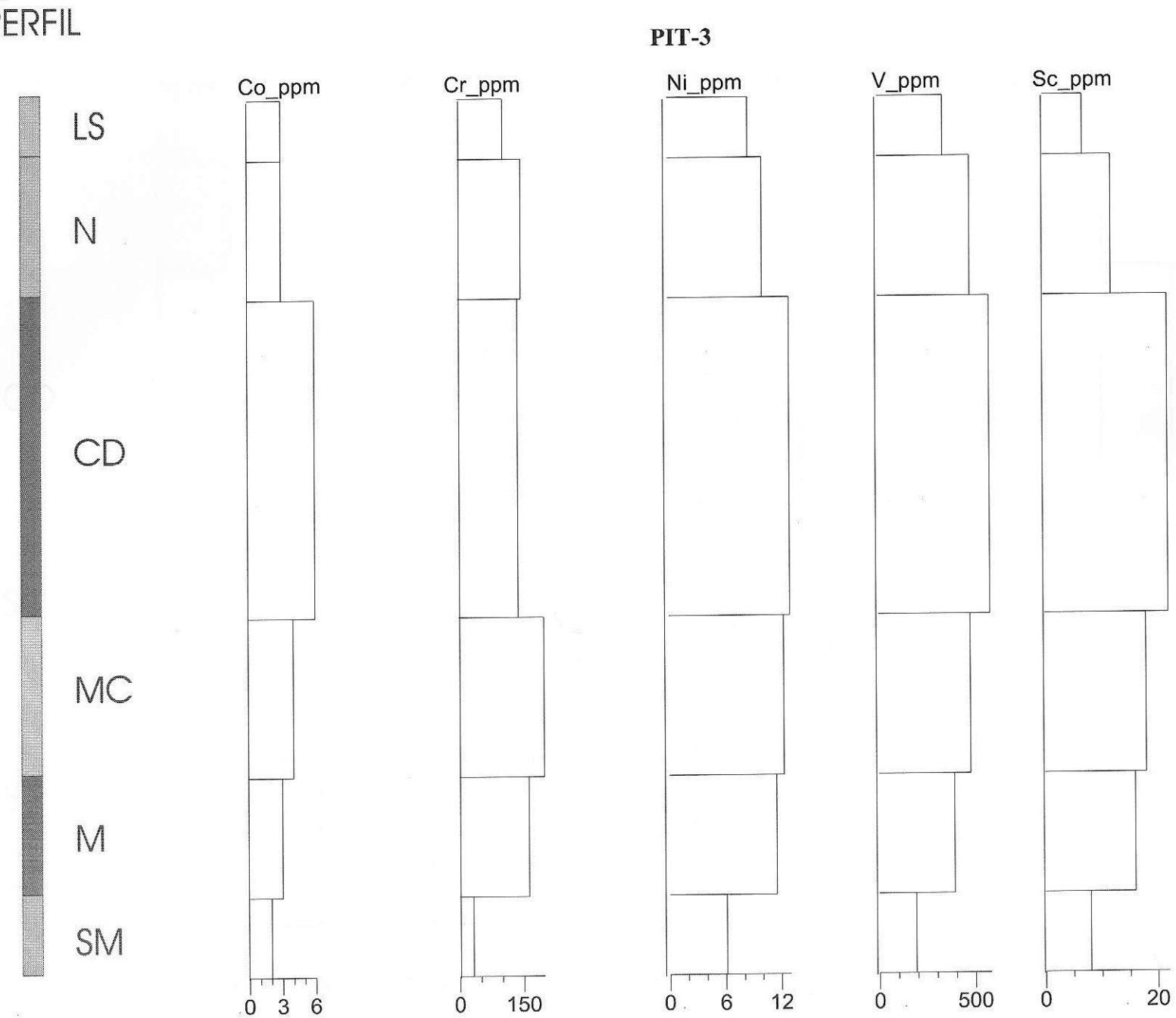

Perfil
LH
LS
N
CD
MC
M
SM
0,5 m
1 m
1,5 m
2,0 m
2,5 m
3,0 m
3,4 m
Au_ppb
0 30 60
Cu_ppm
0 600 1200
Zn_ppm
0 20
Pb_ppm
0 40 80
Fe_%
0 10 20
Mn_ppm
0 500
As_ppm
0 6 12
Sb_ppm
0 0.6
Bi_ppm
0 0.3 0.6

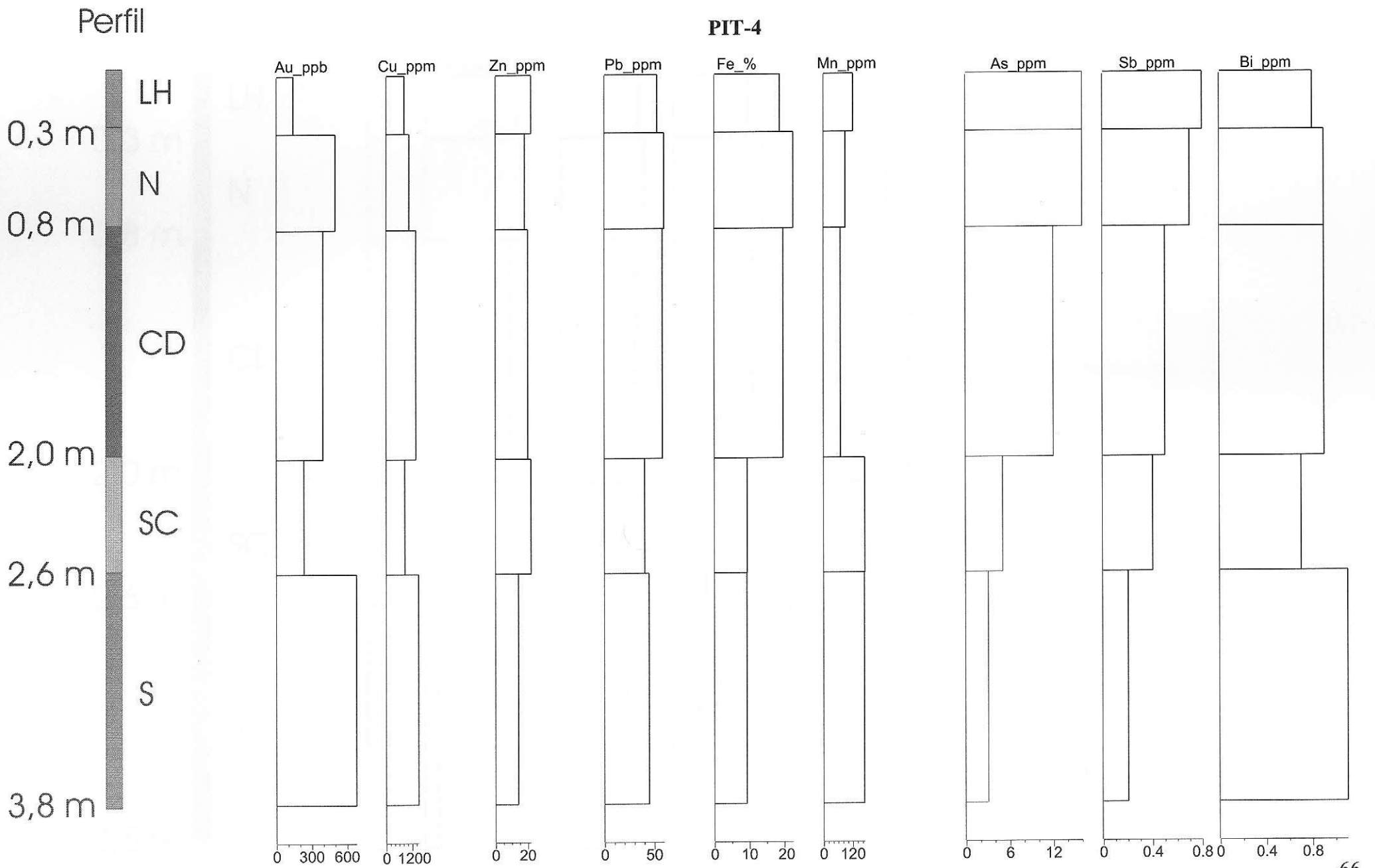

PIT-2
Perfil
LH
LS
N
CD
MC
M
SM
0,5 m
1 m
1,5 m
2,0 m
2,5 m
3,0 m
3,4 m
Co_ppm
0
4
8
Cr_ppm
0
200
Ni_ppm
0
6
12
V_ppm
0
300
600
Sc_ppm
0
8
16

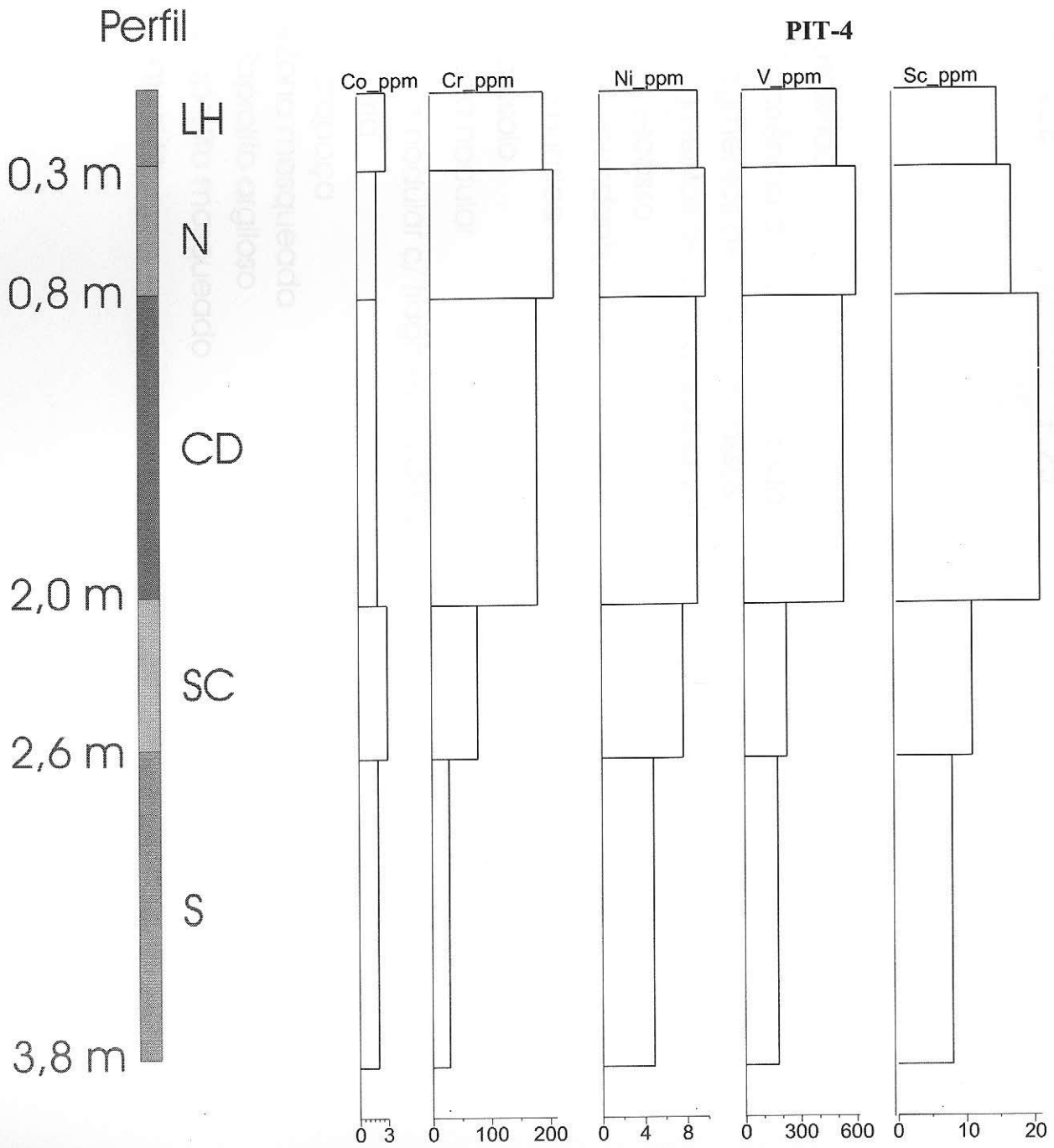
PERFIL

PIT-3

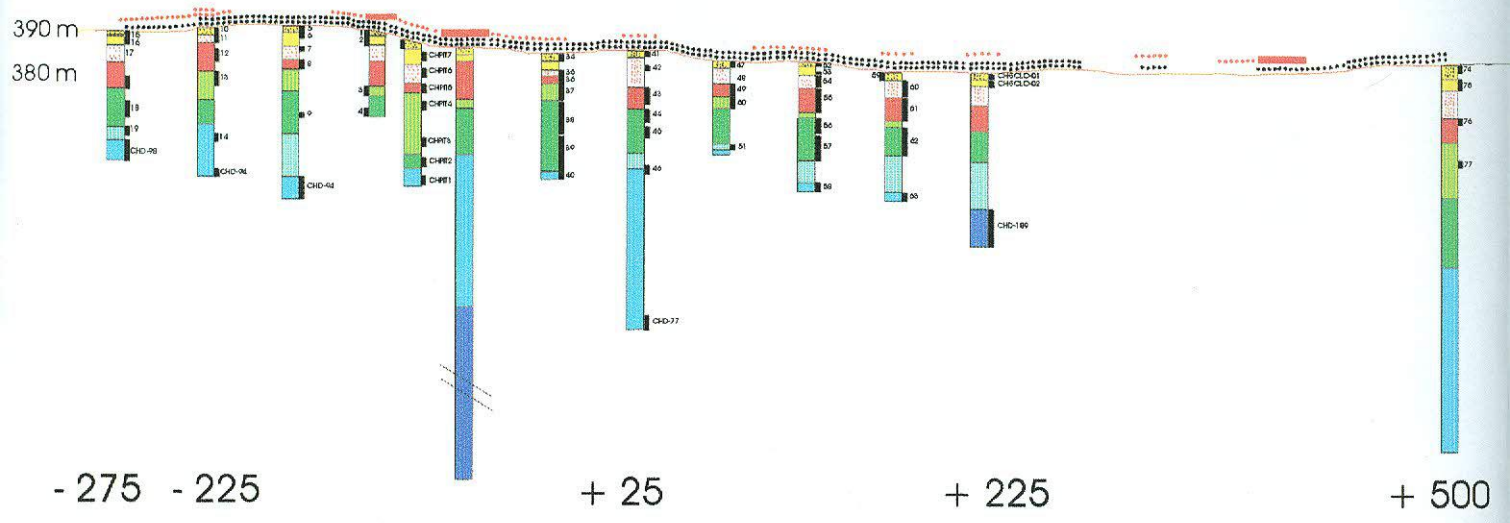

LS
N
CD
MC
M
SM
Au_ppb
0 40 80
Cu_ppm
0 1000
Zn_ppm
0 20
Pb_ppm
0 60
Fe_%
0 8 16
Mn_ppm
0 150
As_ppm
0 4 8
Sb_ppm
0 0.4
Bi_ppm
0 0.4


PERFIL
PIT-3
LS
N
CD
MC
M
SM
Co_ppm
0 3 6
Cr_ppm
0 150
Ni_ppm
0 6 12
V_ppm
0 500
Sc_ppm
0 20


Perfil
PIT-4
LH
N
CD
SC
S
0,3 m
0,8 m
2,0 m
2,6 m
3,8 m
Au_ppb
Cu_ppm
Zn_ppm
Pb_ppm
Fe_%
Mn_ppm
As_ppm
Sb_ppm
Bi_ppm
0 300 600
0 1200
0 20
0 50
0 10 20
0 120
0 6 12
0 0.4 0.8
0 0.4 0.8


Perfil
PIT-4
LH
N
CD
SC
S
0,3 m
0,8 m
2,0 m
2,6 m
3,8 m
Co_ppm
Cr_ppm
Ni_ppm
V_ppm
Sc_ppm
0 3
0 100 200
0 4 8
0 300 600
0 10 20

Seção do regoli



Legenda

- Ocorrência de crosta formando lagedos
- Fragmentos de crosta escassos
- Fragmentos de crosta abundante
- Lag escasso
- Lag abundante
- Solo húmico
- Latosolo
- Zona nodular
- Zona nodular c/ fragmentos de quartzo
- Crosta
- Carapaça
- Zona mosqueada
- Saprolito argiloso
- Saprolito mosqueado
- Saprolito

20 m

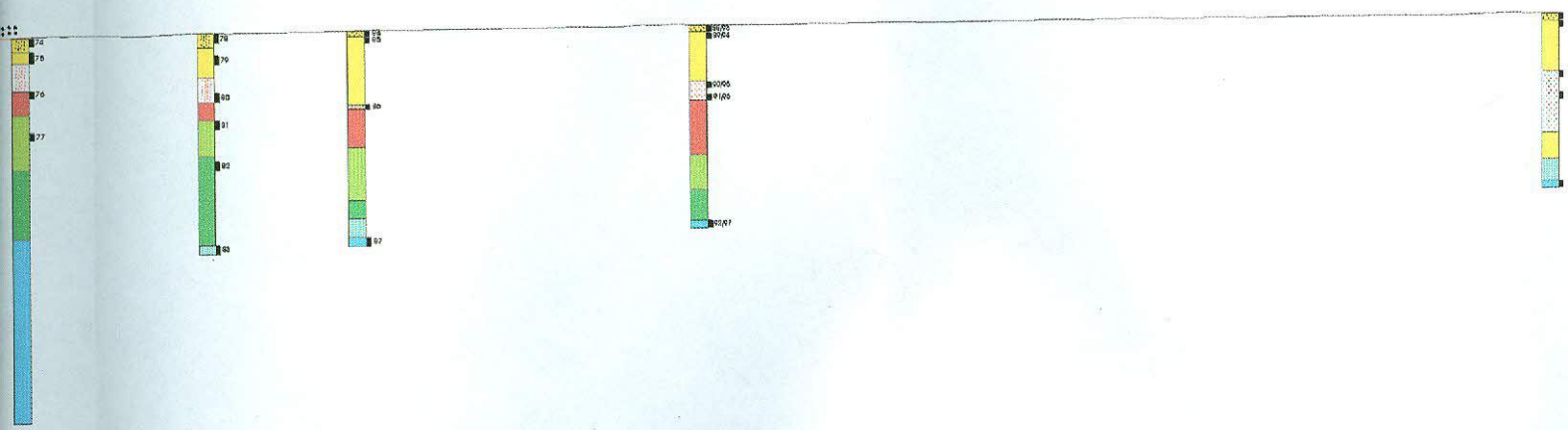
ELEVAÇÃO

2m

FURO TRADO

25 m

olito linha 2600E



500 + 700 + 900 +