NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900004524

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 506

# MINERALOGIA, MATERIAL AMORFO, EVOLUÇÃO GENÉTICA E ESTUDO DO NÍQUEL E CROMO NO PERFIL DE ALTERAÇÃO DO MACIÇO ULTRAMÁFICO DE SANTA FÉ, GOIÁS.

ANTONIO CARLOS GONDIM DE ANDRADE E SILVA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Orientador:
Prof. Dr. Aledir Paganelli Barbour

SÃO PAULO
1980

A toda minha família

# ÍNDICE

RESUMO viii

1. INTRODUÇÃO 1

1.1 - OBJETIVO DO ESTUDO E ABORDAGEM DO TRABALHO 1

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO 2

1.3 - TRABALHOS ANTERIORES 3

2. METODOLOGIA DE TRABALHO 6

2.1 - TRABALHO DE CAMPO 6

2.2 - TRABALHO DE LABORATÓRIO 6

2.2.1 - MICROSCOPIA 9

2.2.2 - LIBERAÇÃO E SEPARAÇÃO DE MINERAIS 9

2.2.3 - DIFRAÇÃO DE RAIOS X 12

2.2.4 - ANÁLISE TERMO DIFERENCIAL 13

2.2.5 - ANÁLISES QUÍMICAS 14

2.2.6 - ANÁLISE POR MICROSSONDA ELETRÔNICA 15

3. ASPECTOS GEOGRÁFICOS 17

3.1 - CLIMA, VEGETAÇÃO E ATIVIDADES ECONÔMICAS 17

3.2 - RELEVO, DRENAGEM E EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA 20

4. GEOLOGIA 24

4.1 - GEOLOGIA GERAL 24

4.2 - GEOLOGIA REGIONAL 26

4.3 - GEOLOGIA LOCAL 27

5. PERFIL DE ALTERAÇÃO 30

5.1 - FEIÇÕES DO PERFIL DE ALTERAÇÃO 30

5.2 - MINERALOGIA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO 33
5.2.1 - MINERAIS MAGMÁTICOS 35
OLIVINA 35
PIROXÊNIO 38
CROMITA 41
OUTROS MINERAIS MAGMÁTICOS 41
5.2.2 - MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL 45
SERPENTINA 45
VERMICULITA 49
CLORITA 51
MAGNETITA 54
OUTROS MINERAIS HIDROTERMAIS 55
5.2.3 - MINERAIS DE ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA 61
HEMATITA 61
GOETHITA 62
QUARTZO (CALCEDÔNIA) 62
MONTMORILLONITA 65
OUTROS MINERAIS INTEMPÉRICOS 68
5.2.4 - MINERALOGIA NIQUELÍFERA 68
5.3 - MATERIAL AMORFO 74
5.3.1 - METODOLOGIA DE DETERMINAÇÃO DO MATERIAL AMORFO 75
5.3.2 - DISTRIBUIÇÃO DO MATERIAL AMORFO NO MANTO DE INTEMPERISMO E SUA COMPOSIÇÃO QUANTO A FERRO, NÍQUEL, MAGNÉSIO E SILÍCIO 78
5.4 - DISTRIBUIÇÃO E CONCENTRAÇÃO DO Ni E Cr NO MANTO DE INTEMPERISMO 103

6. EVOLUÇÃO GENÉTICA DO MACIÇO DE SANTA FÉ E SEU PERFIL DE ALTERAÇÃO - COMPORTAMENTO DO Ni E Cr 113
6.1 - ETAPA MAGMÁTICA 113
6.2 - ETAPA HIDROTERMAL 114

6.3 - ETAPA INTEMPÉRICA 115
6.3.1 - LATERIZAÇÃO 115
6.3.2 - ZONEAMENTO VERTICAL NO MANTO DE INTEMPERISMO 119

7. CONCLUSÕES 124

AGRADECIMENTOS 127

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 129

# ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

## FIGURAS


Figura 1 - Mapa de Localização e Acesso do Distrito de Santa Fé 4
Figura 2 - Mapa Geológico do Maciço de Santa Fé 7
Figura 3 - Perfil Geológico C-D. Representação dos horizontes de alteração que constituem o Manto de Intemperismo 34
Figura 4 - Difratograma de raios X : Olivina 36
Figura 5 - Difratograma de raios X : Piroxênio (Diopsídio) 40
Figura 6 - Difratograma de raios X : Apatita , Quartzo, Piroxênio 46
Figura 7 - Difratograma de raios X : Serpentina 48
Figura 8 - Difratogramas de raios X : Vermiculita 50
Figura 9 - Difratogramas de raios X : Clorita 52
Figura 10 - Difratograma de raios X : Magnetita 56
Figura 11 - Difratograma de raios X : Cromita 57
Figura 12 - Difratograma de raios X : Talco, Dolomita, Magnesita, Hoshiita, Serpentina 60
Figura 13 - Difratograma de raios X : Hematita,Magnetita, Ilmenita 63
Figura 14 - Termogramas dos vários horizontes do Perfil de Alteração 64
Figura 15 - Difratograma de raios X : Quartzo (Calcedônia) 66
Figura 16 - Difratograma de raios X : Montmorillonita 67
Figura 17 - Extração de $Fe_2O_3$ amorfo :Saprolito Grosso em topo de morro 80
Figura 18 - Extração de $Fe_2O_3$ amorfo :Saprolito Grosso em sopé e peneplano 81

Figura 19 - Extração de $Fe_2O_3$ amorfo : Saprolito Grosso em sopé e peneplano (continuação) 82
Figura 20 - Extração de $Fe_2O_3$ amorfo : Laterita Amarela 83
Figura 21 - Curvas de extração de $Fe_2O_3$ :Laterita Vermelha e Crosta Ferrilítica - Sem amorfo 85
Figura 22 - Curvas de extração de $Fe_2O_3$ : Horizontes de alteração de piroxenito - Sem amorfo 86
Figura 23 - Extração de NiO amorfo : Saprolito Grosso - Topo de morro 87
Figura 24 - Extração de NiO amorfo : Saprolito Grosso - Sopé e peneplano 88
Figura 25 - Extração de NiO amorfo : Laterita Amarela 89
Figura 26 - Curvas de extração de NiO : Laterita Vermelha, Crosta Ferrilítica e horizontes de alteração de piroxenito - Sem amorfo 90
Figura 27 - Curvas de extração de MgO :Saprolito Grosso - Sopé e peneplano - Sem amorfo 91
Figura 28 - Curvas de extração de $SiO_2$ : Saprolito Grosso - Sopé e peneplano - Sem amorfo 92
Figura 29 - Curvas de extração de MgO : Laterita Amarela e Laterita Vermelha - Sem amorfo 93
Figura 30 - Curvas de extração de $SiO_2$ : Laterita Amarela e Laterita Vermelha - Sem amorfo 94
Figura 31 - Curvas de extração de MgO : diversos horizontes sobre piroxenito - Sem amorfo 96
Figura 32 - Curvas de extração de $SiO_2$: diversos horizontes sobre piroxenito - Sem amorfo 97
Figura 33 - Extração de MgO amorfo : Saprolito Grosso - Topo de morro 98
Figura 34 - Extração de $SiO_2$ amorfo : Saprolito Grosso - Topo de morro 99

FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 - Características de um Poço de Prospecção 8
Fotografia 2 - Vista Parcial do Maciço de Santa Fé - Unidades Morfológicas : Peneplano e Morro 22
Fotografia 3 - Vista Panorâmica do Maciço de Santa Fé - Unidades Morfológicas : Planalto, Peneplano e Morro 22

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - Iddingsita : Produto de Alteração de Olivina 39
Fotomicrografia 2 - Bowlingita : Produto de Alteração de Olivina 39
Fotomicrografia 3 - Piroxênio Exibindo Estrutura "Schlieren" 42
Fotomicrografia 4 - Olivinas Alteradas Parcialmente a Serpentinas que Exibem Textura em Malha 47
Fotomicrografia 5 - Piroxênios Alterados Parcialmente a Serpentinas que Exibem Textura em Malha 47
Fotomicrografia 6 - Vênula de Carbonatos a 50m de Profundidade 59

TABELAS

Tabela 1 - Organograma do Trabalho de Laboratório 10
Tabela 2 - Dados de Pluviometria da Estação Aragarças, GO 18
Tabela 3 - Dados de Pluviometria da Estação Goiás, GO 19
Tabela 4 - Dados de Composição Química de Olivinas - Análises de Microssonda Eletrônica 37
Tabela 5 - Dados de Composição Química de Piroxênios (Diopsídios) - Análises de Microssonda Eletrônica 43
Tabela 6 - Dados de Composição Química de Minerais Opacos - Análises de Microssonda Eletrônica 44
Tabela 7 - Espaçamentos interplanares e intensidades de picos para Vermiculita e Clorita 53
Tabela 8 - Espaçamentos interplanares e intensidades dos picos para Cromita e Magnetita 58
Tabela 9 - Relação do Níquel com a Mineralogia 72
Tabela 10 - Dados Quantitativos do Total do Elemento na Amostra 100
Tabela 11 - Dados Quantitativos de Material Amorfo na Amostra 101
Tabela 12 - Proporção da Fração Amorfa de Cada Elemento 102
Tabela 13 - Distribuição do Níquel e Cromo no Perfil de Alteração 105
Tabela 14 - Zoneamento de Importantes Perfis Lateríticos em Complexos Básico-Ultrabásicos no Mundo 121

# RESUMO

O Maciço Ultramáfico de Santa Fé situado no estado de Goiás, apresenta uma evolução geológica em três etapas: magmática , hidrotermal e intempérica.

A primeira etapa está representada por um magmatismo de caráter ultrabásico durante o qual formou-se um zoneamento concêntrico, originando-se um núcleo dunítico que grada na periferia a faixas anelares de peridotito e piroxenito, com ocorrências de missourito e malignito.

As rochas do maciço foram afetadas por uma alteração hipógena hidrotermal registrando-se nesta etapa uma intensa serpentinização e a formação de veios de vermiculita.

Sobreposta à alteração hidrotermal desenvolve-se em superfície uma alteração intempérica laterítica responsável pela evolução de um espesso manto de intemperismo.

A conjugação desses processos geológicos dá origem ao perfil de alteração do Maciço de Santa Fé, objeto de estudo da presente pesquisa.

O perfil de alteração apresenta um zoneamento vertical caracterizado pela seguinte seqüência de horizontes: Crosta Ferrilítica, Laterita Vermelha, Laterita Amarela, Saprolito Grosso e Rocha Compacta.

Mediante o emprego de Difração de Raios X,Análise Termo Diferencial, Microscopia de Luz Transmitida e Refletida, aliadas a observações geológicas foi possível definir os três grupos de minerais presentes no Maciço de Santa Fé:

- Minerais primários magmáticos.
- Minerais de alteração hidrotermal.
- Minerais de alteração intempérica.

Processou-se a determinação do produto amorfo no perfil de alteração, estudando-se as variações composicionais que apresenta em função do horizonte de alteração, relevo e rocha mãe. Constatou-se que o produto amorfo está representado por um material ferruginoso-niquelífero que se distribui no Saprolito Grosso e em menor proporção na Laterita Amarela, quando estes horizontes capeiam rochas duníticas nas várias entidades de relevo. Nas áreas de topo de morro este material se enriquece em produto sílico-magnesiano.

Durante o intemperismo lateríticoverifica-se uma concentração do Ni principalmente no topo do Saprolito Grosso e base da Laterita Amarela. O minério de níquel está constituído por vermiculita, clorita, serpentina e material amorfo.

Verifica-se, também, durante o processo de intemperização uma concentração residual de cromita na Laterita Vermelha.

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. OBJETIVO DO ESTUDO E ABORDAGEM DO TRABALHO

O estudo desenvolvido para esta tese abrange aspectos geológicos, mineralógicos e geoquímicos do Maciço de Santa Fé , situado no estado de Goiás.

Dedicou-se especial ênfase ao estudo do perfil de alteração exibido pelo maciço ultramáfico de Santa Fé. Teve-se presente os seguintes objetivos:

- Apresentar a metodologia de trabalho adotada, descrevendo-se detalhadamente as técnicas de laboratório empregadas, com a intenção de ministrar subsídios a outras pesquisas do gênero.
- Apresentar os aspectos geográficos da área estudada, de fundamental importância no estudo de jazidas lateríticas cenozóicas.
- Caracterizar, com base bibliográfica, o arcabouço geológico da área do maciço de Santa Fé nos âmbitos regional e local. Relacionar o corpo em estudo com classificações gerais conhecidas.
- Determinar as feições megascópicas do perfil de alteração, caracterizando o zoneamento vertical.
- Distinguir os produtos do processo primário e das alterações hipógena e supérgena.
- Caracterizar a mineralogia.
- Caracterizar o material amorfo.
- Determinar a relação do níquel com a mineralogia e o material amorfo.
- Determinar a distribuição do níquel e cromo nos diferentes horizontes do perfil de alteração.

- Analisar a influência do relevo nas características dos produtos de alteração intempérica.
- Interpretar a evolução genética do perfil de alteração.
- Interpretar o comportamento do níquel e cromo durante a evolução genética do perfil de alteração.

Para lograr estes objetivos foi executado um programa de pesquisa, cuja primeira fase consistiu em um amplo levantamento bibliográfico sobre o assunto proposto. Realizou-se posteriormente excursões geológicas ao local do Maciço de Santa Fé, cumprindo a finalidade de empreender uma amostragem sistemática e representativa do perfil de alteração ao longo de uma toposseqüência completa.

As amostras coletadas foram submetidas a processos de separação mineralógica objetivando-se a obtenção de amostras monominerálicas.

A determinação dos minerais foi efetuada mediante emprego de Difração de Raios X, Análise Termo Diferencial e Microscopia Polarisante tanto de luz transmitida como de luz refletida.

Foram feitas análises químicas para Ni, Fe e Cr em minerais e rochas, empregando-se Fluorescência de Raios X e Absorção Atômica. Por Microssonda Eletrônica determinou-se a composição quanto a Si, Fe, Mg, Cr e Ni de vários minerais. Determinou-se também a porcentagem em peso dos elementos Fe, Ni, Mg e Si que constituem material amorfo. para este efeito, foram empregadas técnicas baseadas na cinética das reações dos materiais amorfos e cristalinos com soluções de ácidos e bases fortes.

Os dados obtidos permitiram atingir os objetivos propostos e elaborar a presente dissertação de mestrado.

## 1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Maciço de Santa Fé localiza-se a uma distância de

dois quilômetros a NW da cidade homônima, no município de Jussara, estado de Goiás. O mapa de localização e acesso está representado na Figura - 1. O morro Pontal, integrante do setor norte do maciço, apresenta coordenadas geográficas 15° 43' 50" de latitude S e 51° 07' 30" de longitude W.

O acesso desde Goiânia realizado por estradas, perfaz um total de 289 Km. O primeiro trecho é percorrido até o Km 165 desde Goiânia, na estrada pavimentada que une esta cidade a Iporá. O trecho seguinte de 124 Km, é percorrido na primeira parte até Jussara (90 Km) em estrada com cobertura de cascalho e, em seguida, em estrada com leito de terra(34 Km) até o maciço, passando pela cidade de Santa Fé.

## 1.3. TRABALHOS ANTERIORES

Em vários trabalhos aparecem menções geológicas ao Maciço de Santa Fé, entre elas destacam-se ANGEIRAS (1968), BERBERT (1970, 1977), LESSA SOBRINHO & ANDRADE (1971),LESSA SOBRINHO *et al.* (1971), LINDENMAYER & LINDENMAYER (1971), BARBOUR (1978) e BARBOUR *et al.* (1979).

Companhias particulares dentre as quais Terraservice Projetos Geológicos Ltda e Mineradora Montita Ltda efetuaram pesquisas com interesse em níquel e vermiculita, porém sem proceder à divulgação dos resultados obtidos. A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) possui relatório interno denominado Projeto Santa Fé.

A tese de livre docência BARBOUR (1976), constitui o trabalho geológico não confidencial, que apresenta maiores detalhes sobre a geologia do Maciço de Santa Fé; neste trabalho consta mapa geológico da área à escala 1:20 000.

Recentemente, foi apresentada por SOUZA (1978)uma dissertação de mestrado referente à petrologia e mineralogia primá

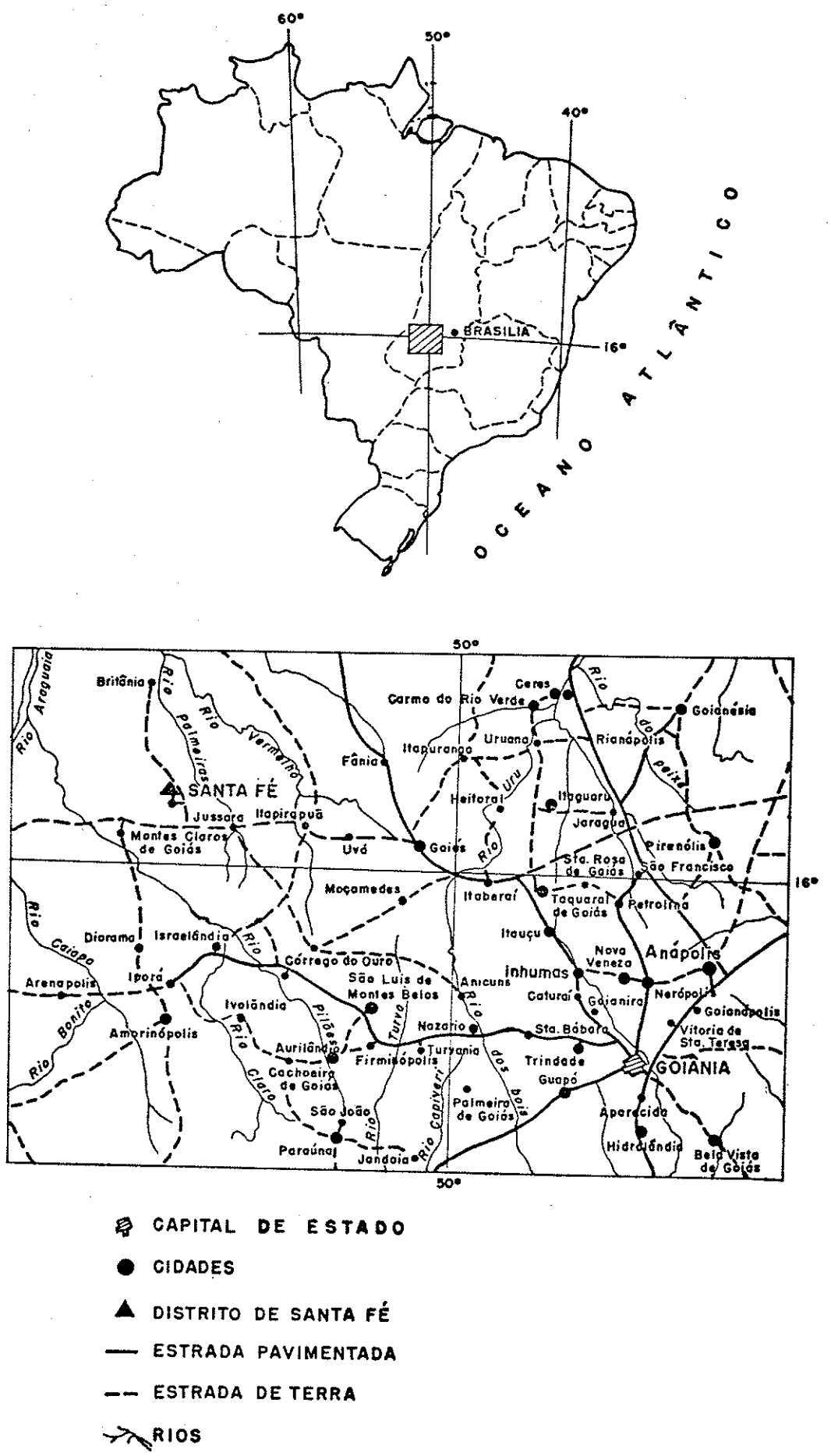



FIG. 1 — MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO.

ria do maciço.

Em março do presente ano OLIVEIRA (1980) apresenta tese de doutoramento enfocando aspectos geoquímicos do distrito de Santa Fé.

# 2. METODOLOGIA DE TRABALHO

## 2.1. TRABALHO DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados mediante duas excursões geológicas à área do maciço de Santa Fé, no estado de Goiás, durante um período que ascende a vinte dias.

Durante esses trabalhos efetuou-se a coleta de um conjunto de amostras, representativo do perfil de alteração do complexo ultramáfico que integra o maciço. Para este efeito, considerando o relevo da área, selecionou-se um perfil com poços situados no topo, encosta e peneplano (perfil C-D do mapa geológico da Figura 2). Este perfil representa a sequência de alteração na área de serpentinitos e dunitos serpentinizados em suas diferentes entidades de relevo. Foram também coletadas amostras de poços que cortam a sequência de alteração que capeia outras unidades litológicas do maciço, como peridotitos e piroxenitos serpentinizados.

O espaçamento entre as amostras em cada poço foi 0,5 ou 1,0 m no sentido da profundidade , escolhido de acordo com a espessura local dos horizontes de alteração.

Na Fotografia-1 podem ser observados aspectos do trabalho desempenhado num dos poços assim como suas características.

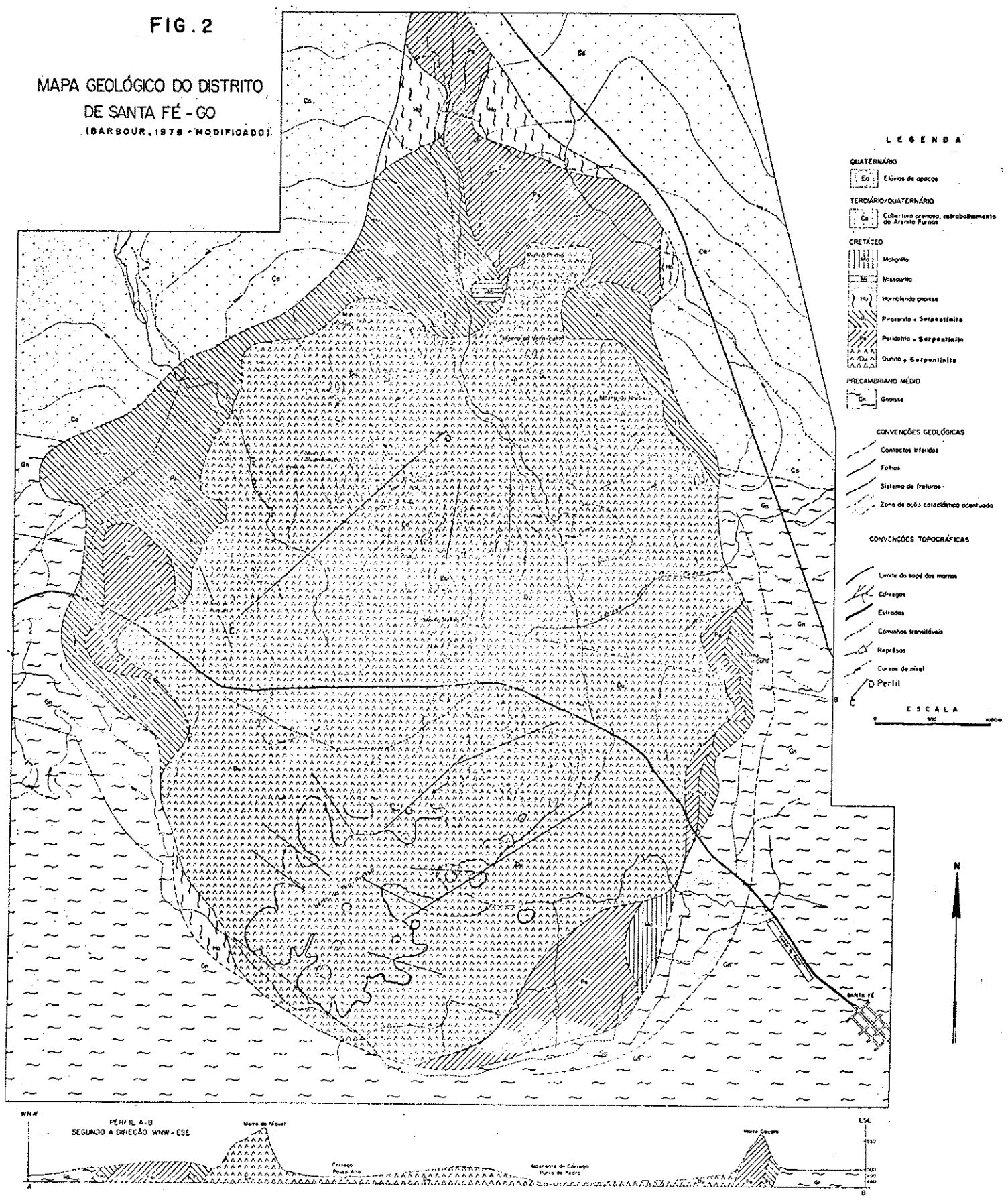
Além da amostragem sistemática em poços totalizando 143 exemplares, foram amostradas 4 sondagens obtendo-se 87 amostras representativas da sequência litológica ao longo de 174 m de testemunhos.

## 2.2. TRABALHO DE LABORATÓRIO

FIG. 2

MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO DE SANTA FÉ - GO

(BARBOUR, 1978 - MODIFICADO)



FOTOGRAFIA 1 - Características de um dos poços de prospecção em encosta de morro. Observa-se Laterita Vermelha sôbre Saprolito Grosso.

No laboratório, as amostras obtidas foram tratadas e analisadas mediante uma sequência de processos descritos à continuação e representados esquematicamente no organograma da Tabela-1 juntamente com os respectivos aparelhos e instrumentos empregados.

### 2.2.1. MICROSCOPIA

Foram selecionadas amostras cujo grau de coerência permitiu a confecção de lâminas transparentes e seções polidas, as quais foram estudadas sob microscópios polarisantes, respectivamente de luz transmitida e refletida.

Efetuou-se uma série de microfotografias por intermédio de câmera microfotográfica automática marca Wild Heerbrugg, modelo MK a 4, acoplada a microscópio petrográfico modelo M-21 de mesma fabricação.

### 2.2.2. LIBERAÇÃO E SEPARAÇÃO DE MINERAIS

Os minerais não identificáveis por microscopia, foram caracterizados por Difração de Raios X e Análise Termo Diferencial. Para este fim as amostras sofreram longo processo de preparação.

Primeiramente, as amostras compactas foram submetidas a uma fase de liberação mecânica das espécies mineralógicas. Para este efeito, efetuou-se britagem primária utilizando-se britador de mandíbula e, posteriormente, realizou-se trituração mediante o emprego de martelo e placa de louça.

Uma vez efetuada a liberação mecânica dos minerais presentes nas amostras compactas, o material obtido foi submetido

TABELA - 1



"ORGANOGRAMA DO TRABALHO DE LABORATÓRIO"

| FASES | AMOSTRAS (Entradas) | PROCESSOS | APARELHOS E INSTRUMENTOS |
|---|---|---|---|
| LIBERAÇÃO MECÂNICA DOS MATERIAIS | COMPACTAS → | BRITAGEM<br>TRITURAÇÃO | - BRITADOR DE MANDÍBULA<br>- MARTELO E PLACA DE LOUÇA |
| ADEQUAÇÃO QUANTITATIVA | FRIÁVEIS → | QUARTEAMENTO | - QUARTEADOR |
| SELEÇÃO GRANULOMÉTRICA | | PENEIRAMENTO | - CONJUNTO DE PENEIRAS |
| PURIFICAÇÃO | | LAVAGEM<br>SECAGEM | - LAVATÓRIO<br>- FORNO |
| SEPARAÇÃO MINERALÓGICA | | SEPARAÇÃO MAGNÉTICA<br>SEPARAÇÃO MECÂNICA<br>SEPARAÇÃO POR DENSIDADE | - IMÃ<br>- SEPARADOR FRANTZ<br>- MESA VIBRATÓRIA<br>- LÍQUIDOS DE ALTA DENSIDADE |
| PULVERIZAÇÃO | FRIÁVEIS → | MOAGEM | - MOINHO DE BOLAS<br>- GRAU DE ÁGATA |
| ANÁLISES MINERALÓGICAS | COMPACTAS → | DIFRAÇÃO DE RAIOS X<br>ANÁLISE TERMO-DIFERENCIAL<br>PREPARAÇÃO DE LÂMINAS TRANSPARENTES E SEÇÕES POLIDAS<br>MICROSCOPIA | - DIFRATÔMETRO DE RAIOS X<br>- ANALISADOR TÉRMICO<br>- LAMINADORA<br>- POLIDORA<br>- MICROSCÓPIO DE LUZ TRANSMITIDA<br>- MICROSCÓPIO DE LUZ REFLETIDA |
| ANÁLISES QUÍMICAS | | ANÁLISE POR MICROSSONDA<br>FLUORECÊNCIA DE RAIOS X<br>EXTRAÇÃO DE AMORFOS<br>DISSOLUÇÃO POR FLUORIZAÇÃO<br>ABSORÇÃO ATÔMICA | - MICROSSONDA ELETRÔNICA<br>- ESPECTRÔMETRO DE RAIOS X<br>- VÁRIOS INSTRUMENTOS<br>- VÁRIOS INSTRUMENTOS<br>- ESPECTROFOTÔMETRO DE ABSORÇÃO ATÔMICA. |

aos mesmos processos desenvolvidos para análise de amostras friáveis. Estes processos foram iniciados com o quarteamento das amostras, cumprindo-se o objetivo de obter para análise, uma porção adequada de material que fosse ao mesmo tempo representativa da amostra total.

Em seguida, selecionou-se frações considerando-se o grau de liberação dos espécimens minerais, dentro do intervalo de granulometria adequada aos processos de separação magnética, mecânica e por diferença de densidade. Assim, foram selecionadas frações com granulometria entre 0,25 e 0,15 mm mediante o emprego do par de peneiras de 60 e 100 "mesh"; porém, nos casos em que o tamanho dos minerais era inferior, selecionou-se a fração de granulometria mais fina, com dimensões situadas entre 0,15 e 0,10 mm, usando-se o conjunto de peneiras constituido por uma de 100 e outra de 150 "mesh". Adotou-se esta segunda opção quando a fração mais grossa não se apresentava constituída unicamente por grãos monominerálicos, havendo grande quantidade de grãos com diferentes minerais aderidos entre sí, fato que dificultaria os processos da separação a que seriam submetidos posteriormente.

As amostras constituídas pelas frações selecionadas foram lavadas, liberando-se os minerais do pó que ainda permanecia aglutinado, o qual foi secado em estufa e armazenado para análise.

Neste estágio, após secagem, essas amostras que já submetidas à liberação mecânica dos minerais, foram conduzidas ao processo de separação mineralógica. Para esta separação adotaram-se métodos que se baseiam nas propriedades magnéticas, na forma e na densidade que os espécimens minerais apresentam. Empregou-se portanto o imã manual, separador magnético Frantz e mesa vibratória inclinada, empreendendo-se finalmente decantação do material em líquido de alta densidade constituido por bromofórmio.

As amostras monominerálicas obtidas por intermédio dos processos de liberação e separação descritos anteriormente, fo

ram pulverizadas em moinho de bola, adequando-se então às condições de análise. Aplicou-se também esta moagem às amostras de rocha que não sofreram processos de separação mineralógica, destinando-as posteriormente à análise de rocha total.

Nos processos de britagem, trituração, quarteamento, peneiramento, lavagem, secagem, separação magnética, separação por diferença de densidade, separação mecânica e moagem, utilizou-se os instrumentos pertencentes ao laboratório de Separação de Minerais do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG - USP).

### 2.2.3. DIFRAÇÃO DE RAIOS X

As amostras, após sofrerem pulverização, tornam-se aptas para serem analisadas mineralogicamente por Difração de Raios X e quimicamente por Fluorescência de Raios X.

Para a análise mineralógica por Difração de Raios X, foram utilizados difratômetros marca Norelco e Rigaku pertencentes respectivamente ao Departamento de Petrologia e Mineralogia e, ao Departamento de Geologia Geral ambos do IG - USP.

Os difratômetros foram operados sob as seguintes condições:

- Radiação de cobre K-alfa
- Tensão: 35 Kv
- Corrente: 15 mA
- Faixa de varredura: (ângulo $2\theta$) $2^o$ a $60^o$
- Velocidades de varredura: $2^o$/min. e $4^o$/min.
- Escalas usadas: $1.2.10^2$ (Norelco) e 2000 c/s (Rigaku)
- Amostras de pó em lâminas de vidro.

Interpretou-se os difratogramas obtidos mediante a utilização do índice mineralógico publicado por J.C.P.D.S (1972), e o fichário editado pela "American Society for Testing Materials

Filadelfia - USA."

Para a conversão dos ângulos de difração de raios X em espaçamentos interplanares cristalinos, usou-se a tabela correspondente à radiação de cobre K-alfa, apresentada por N.B.S.A.M. (1950).

Em amostras com espécies mineralógicas pertencentes ao grupo com espaçamento basal de 14 Å, o "processo simples" foi insuficiente para a caracterização da mineralogia; nestes casos completou-se a análise tratando as amostras com etileno - glicol e submetendo-as a um reprocessamento no difratômetro de raios X. Quando ainda insuficiente para lograr a determinação do mineral, efetuou-se o aquecimento das amostras a uma temperatura de 550°C durante 12 horas, providenciando-se o reprocessamento imediato no difratômetro.

Os difratogramas obtidos por processamento das amostras que foram submetidas a prévio tratamento químico e térmico, possibilitaram a caracterização mineralógica ao ser interpretados mediante o emprego dos esquemas para identificação de minerais, apresentados por WARSHAW & ROY (1961).

### 2.2.4. ANÁLISE TERMO DIFERENCIAL

A caracterização da mineralogia foi complementada por Análise Termo Diferencial (A T D). Este método foi especialmente útil para a identificação dos três polimorfos da serpentina (crisotila, lisardita e antigorita) presentes no maciço de Santa Fé e determinados por BARBOUR (1976).

No presente trabalho a Análise Termo Diferencial possibilitou a determinação da goethita. A identificação deste mineral no estudo por Difração de Raios X foi dificultada devido a que o aparelho usado encontra-se equipado com tubo de cobre Kα, não havendo disponibilidade de um tubo de ferro o qual é ,

mais adequado para a identificação dos óxidos de Fe.

No método de identificação termo diferencial utilizou se um aparelho marca Rigaku Thermoflex, dotado de termo-par de Platinel-Alumel e provido de registrador gráfico, pertencente ao Departamento de Geologia Geral - IG - USP.

### 2.2.5. ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas foram executadas mediante o emprego de Fluorescência de Raios X e Absorção Atômica.

Os padrões usados nas análises por Fluorescência de Raios X foram os seguintes: USGS - DTS-1 (dunito), USGS - W - 1 (diabásio), USGS-GSP-1 (granodiorito), Cr PG-Mica-Fe (biotita)e $Al_2O_3$ (padrão-branco). Empregou-se para os cálculos dos teores, os valores apresentados em FLANAGAN (1973). O processamento das amostras verificou-se em espectrofotômetro de fluorescência de raios X marca Philips.

As amostras analisadas por absorção atômica foram previamente atacadas por fluorização, usando-se mistura de ácido fluorídrico, perclórico e nítrico. Em seguida, foram processadas em espectrofotômetro de absorção atômica marca Variam Techtron modelo 1250, empregando-se padrões adequados às características mineralógicas da amostra a ser analisada quimicamente.

Após a realização das análises mineralógicas e químicas, processou-se a caracterização do material amorfo presente nas amostras do manto de intemperismo. Para este efeito, empregaram-se técnicas baseadas na cinética de reações descritas por SEGALEN (1968) e SEGALEN *et al.* (1972). No item 5.3.1 da presente dissertação o método de determinação e quantificação dos materiais amorfos é considerado com maiores detalhes.

## 2.2.6. ANÁLISE POR MICROSSONDA ELETRÔNICA

O estudo com a microssonda eletrônica foi realizado no Laboratório do Departamento de Petrologia e Mineralogia do I.G. - USP.

Para este efeito, foram utilizadas seções delgadas-polidas, as quais foram submetidas a uma cobertura de carbono, recorrendo-se a um metalizador de fabricação Jeol, modelo JEE-4E.

As seções delgadas foram analisadas empregando-se um instrumento de fabricação "Applied Research Laboratories", modelo EMX-SM, equipado com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais, sendo dois LiF/ADP e um LiF/RAP.

Durante o trabalho analítico, realizado em 10 amostras, especial atenção foi dispensada ao fator de correção flutuação, efetuando-se leituras periódicas dos padrões utilizados para os cinco elementos analisados (Ni, Cr, Fe, Mg e Si). A radiação de fundo foi determinada através do método de leituras fora do ponto de sintonização (valores acima e abaixo do pico). A correção do fator tempo morto foi eliminada, mantendo-se as contagens nos contadores abaixo do limite 5.000/segundo. Os dados analíticos, foram ainda corrigidos para os demais fatores: absorção, número atômico e fluorescência secundária.

Para a determinação de Si, Fe, Mg e Ni em olivina, foi utilizado o padrão OL-174.1, para Cr neste mineral usou-se CPx5-118. Na análise do piroxênio empregou-se CPx 5-118 para Si, Fe, Mg e Cr; OL 174.1 para Ni. Em clorita-vermiculita usou-se o padrão Clorita MG-7 para determinação de Si, Fe e Mg; OL 174.1 para Ni e CPx 5-118 para Cr. Na determinação de Fe, Mg, Cr e Ni nos opacos usou-se o padrão Cromita 53-IN-8.

As condições de operação do microanalisador eletrônico foram as seguintes: potencial de aceleração 15 Kv, corrente de amostra 0,03 a 0,06 μA, tempo de integração nos contadores 10" e diâmetro do feixe eletrônico aproximadamente 20 μ.

Para a transformação dos dados em porcentagem dos com

ponentes, foi utilizado um programa de computação denominado "SLAVE", de uso interno do Laboratório de Microssonda do Departamento de Petrologia e Mineralogia do IG - USP.

# 3. ASPECTOS GEOGRÁFICOS

## 3.1. CLIMA, VEGETAÇÃO E ATIVIDADES ECONÔMICAS

O maciço de Santa Fé está situado no setor da região Centro-Oeste do Brasil que apresenta clima de Savana Tropical Úmido, correspondente a AW na classificação do Köppen.

Os dados fornecidos pelas estações meteorológicas mais próximas, Aragarças e Goiás, apresentados nas Tabelas 2 e 3, indicam que os valores da precipitação anual oscilam entre 1.000 e 2.000 mm. Uma análise desses dados permite estabelecer que a estação chuvosa é bem marcada e prolonga-se de Outubro a Abril, período que apresenta mais de 80% da precipitação anual. A estação seca estende-se de Maio a Setembro com estiagem muito rigorosa, sendo pequena ou nula a precipitação nos meses de Junho e Julho.

Em Setembro de 1973 entrou em funcionamento uma estação pluviométrica na cidade de Santa Fé; os dados obtidos nesta estação indicam o mesmo sistema pluviométrico das estações consideradas acima.

As temperaturas médias mensais apresentam-se entre 20 e 28°C, o que constitui uma característica marcante do clima tropical. Os meses de temperaturas mais baixas são Junho e Julho, enquanto que Setembro apresenta as temperaturas mais elevadas e marca o final da estação seca. As amplitudes térmicas mensais são mais elevadas nos meses de Junho, Julho e Agosto, da ordem de 22°C, declinando nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro para a ordem de 15°C.

A média das temperaturas máximas mensais medidas nas estações de Goiás e Aragarças entre 1971 e 1975 equivale a 34,5°C enquanto que a média das mínimas no mesmo período é de 16,20°C.

TABELA - 2 DADOS DE PLUVIOMETRIA DA ESTAÇÃO ARAGARÇAS, GO.

LAT.: 15°54'S
LONG.: 52°24'W
PRECIPITAÇÃO (mm)

| MESES \ ANOS | 1971 | 1972 | 1973 | 1974 | 1975 |
|---|---|---|---|---|---|
| JAN | 196,80 | 290,60 | 248,00 | 272,00 | 220,30 |
| FEV | 178,20 | 145,00 | 178,70 | 156,00 | 110,90 |
| MAR | 257,00 | 19,50 | 182,70 | 599,80 | 153,60 |
| ABR | 37,80 | 118,80 | 109,30 | 29,00 | 161,20 |
| MAI | 15,20 | - | 2,60 | 60,90 | 10,10 |
| JUN | - | - | 0,10 | - | - |
| JUL | 4,40 | 7,50 | - | - | 9,40 |
| AGO | 9,20 | 69,60 | 18,00 | 23,40 | - |
| SET | 43,20 | 29,90 | 10,60 | 40,00 | - |
| OUT | 175,70 | 107,60 | 337,80 | 199,30 | 84,90 |
| NOV | 160,80 | 324,20 | 275,30 | 97,30 | 179,70 |
| DEZ | 197,50 | 409,80 | 333,10 | 264,50 | 218,20 |
| TOTAL | 1275,80 | 1522,50 | 1696,20 | 1742,20 | 1148,30 |

TABELA - 3 DADOS DE PLUVIOMETRIA DA ESTAÇÃO GOIÁS, GO

LAT.: 15°55'S
LONG.: 50°08'W
PRECIPITAÇÃO (mm)

| MESES \ ANOS | 1971 | 1972 | 1973 | 1974 | 1975 |
|---|---|---|---|---|---|
| JAN | 140,80 | 124,10 | 179,40 | 267,50 | 164,40 |
| FEV | 178,20 | 274,00 | 309,40 | 109,30 | 246,50 |
| MAR | 133,70 | 134,40 | 308,40 | 312,00 | 212,00 |
| ABR | 84,00 | 58,00 | 100,00 | 164,40 | 219,70 |
| MAI | 23,60 | 33,20 | 15,30 | 2,80 | 34,00 |
| JUN | - | - | - | - | 6,20 |
| JUL | - | 8,60 | - | - | - |
| AGO | - | 35,60 | - | 2,60 | - |
| SET | 8,60 | 17,30 | 14,40 | 60,80 | 19,00 |
| OUT | 247,10 | 129,60 | 137,20 | 134,60 | 77,80 |
| NOV | 347,10 | 207,40 | 217,10 | 129,60 | 242,00 |
| DEZ | 276,80 | 429,40 | 174,70 | 382,80 | 153,00 |
| TOTAL | 1439,90 | 1451,60 | 1455,90 | 1566,40 | 1374,60 |

A vegetação da região de Santa Fé corresponde à de Cerrado, que constitui um tipo intermediário entre a Floresta Latifoliada Tropical de clima quente muito úmido e a Caatinga do Nordeste Brasileiro de clima quente e muito seco.

Localmente, na área do maciço, os solos provenientes dos diferentes tipos litológicos, apresentam vegetações distintas. Assim, a cobertura vegetal dos dunitos é Cerrado mais ralo que na região dos gnaisses, apresentando vegetação rasteira constituida principalmente por gramíneas, com arbustos e árvores esparsas; a cobertura vegetal dos peridotitos e piroxenitos apresenta um estrato arbóreo relativamente denso, constituindo pequenas manchas de floresta tropical no Cerrado. Ao longo dos córregos desenvolvem-se "matas-galeria" independentemente do substrato rochoso.

A cobertura vegetal menos densa nas áreas de dunito pode ser atribuida ao caráter tóxico do Ni para os vegetais; este elemento apresenta teores mais elevados nos solos sobre dunitos como é mostrado no item 5.4.

A base das atividades econômicas da região está representada pela pecuária bovina.

A agricultura é rudimentar e apresenta, como principal produto, o arroz cultivado no Cerrado no começo do período chuvoso. Milho, feijão e mandioca, são também cultivados em pequena escala.

A atividade mineira na região restringe-se apenas a trabalhos de prospecção de níquel e vermiculita nos maciços de Santa Fé e Agua Branca, realizados por empresas particulares de mineração e a C P R M.

## 3.2. RELEVO, DRENAGEM E EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA

O relevo da região em estudo é caracterizado por três unidades morfológicas distintas, descritas à continuação e ob

servāveis nas Fotografias 2 e 3. As unidades são as seguintes:

- Superfície plana elevada (Planalto)
- Superfície plana baixa (Peneplano)
- Morros.

A superfície plana elevada apresenta altitudes da ordem de 600 a 650 m e representa a unidade de extensão predominante na região. Esta superfície desenvolve-se sobre arenitos da Formação Furnas definida por OLIVEIRA (1912) os quais se dispõem sotopostos aos gnaisses do Complexo Basal Goiano definido por ALMEIDA (1967).

A superfície plana baixa, por sua vez, representa um peneplano que evolui sobre diferentes litologias da área, tanto do complexo ultramáfico como dos gnaisses encaixantes. Esta superfície apresenta na área do maciço altitudes entre 400 e 450 m com suave declive para N em direção ao rio Araguaia.

A unidade morfológica constituída pelos morros, abrange exclusivamente dunitos à exceção do morro Caiçara (ver mapa Figura-2), no qual predominam peridotitos, porém com uma silicificação elevada. Os picos dos principais morros encontram-se nivelados a uma altitude situada entre 550 e 650 m, evidenciando que correspondem ao produto da erosão diferencial que atuou após o aplainamento geral da área.

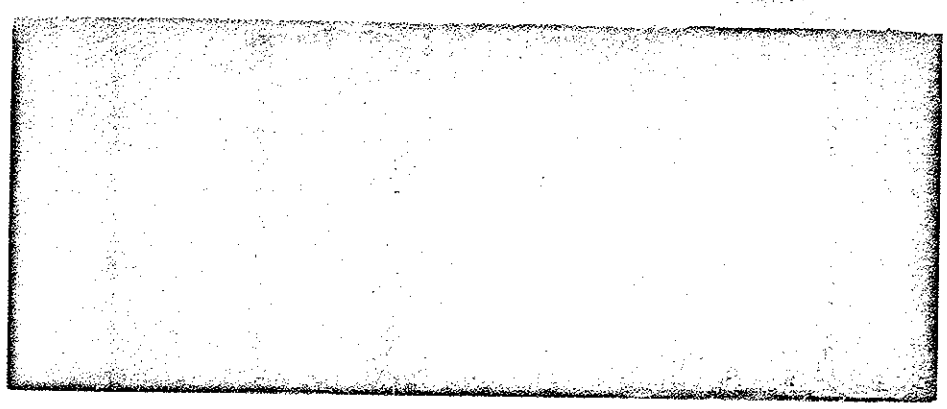
Os córregos que dissecam o Maciço de Santa Fé vertem para N e pertencem à bacia do Araguaia a qual integra a rede hidrográfica do Amazonas. Esses córregos escoam sobre a superfície plana baixa (peneplano) e são em sua maioria intermitentes, extinguindo-se no final da estação seca, isto é, no mês de Setembro. O córrego principal que corta a área do maciço denomina-se Pouso Alto, desagua no Rio Agua Limpa, o qual é afluente do Rio Vermelho que por sua vez desemboca no Rio Araguaia.

De acordo com BARBOUR (1976) o distrito de Santa Fé apresenta uma evolução morfológica em quatro ciclos:

1º ciclo: Aplainamento do relevo regional.

2º ciclo: Erosão e desnivelamento da superfície regional.

FOTOGRAFIA 2 - Vista parcial do Maciço de Santa Fé. 1º Plano da Foto : Peneplano.
2º Plano da Foto : Morro do Níquel.



FOTOGRAFIA 3 - Vista Panorâmica do Maciço de Santa Fé.Observam-se as três unidades morfológicas principais:
1º Plano da Foto: Superfície plana elevada.
2º Plano da Foto: Peneplano e morros.
3º Plano da Foto: Superfície plana elevada.

3º ciclo: Estabilidade e laterização.

4º ciclo: Rejuvenescimento do relevo e degradação mecânica de lateritos e crostas.

A unidade do relevo caracterizada no presente estudo como superfície plana elevada (planalto), desenvolveu-se no estádio da evolução morfológica que BARBOUR (*op.cit.*) definiu como 1º ciclo. A superfície plana baixa com características de peneplano e os morros evoluiram a partir do 2º ciclo determinado pelo autor citado.

# 4. GEOLOGIA

## 4.1. GEOLOGIA GERAL

Os maciços ultrabásicos e-ou ultramáficos, quando submetidos às condições imperantes em climas tropicais, são afetados por processos de laterização. Estes processos são responsáveis pelo desenvolvimento em superfície de perfis lateríticos, nos quais é comum a concentração residual de determinados elementos como Ni, Fe, Cr e Co constituindo em alguns casos jazidas minerais.

No Brasil tem-se referências a número superior a uma centena e meia de corpos de rochas ultramáfico-ultrabásicas associadas frequentemente a litologias máfico-básicas. Esses corpos apresentam ampla variação com referência à litologia e ao tamanho. Assim, aparecem na constituição petrográfica, dunitos, peridotitos, piroxenitos, gabros, carbonatitos, etc., constituindo desde grandes maciços até simples ocorrências.

BERBERT (1970), classificou os complexos máfico-ultramáficos e ou básico-ultrabásicos do Estado de Goiás nos seguintes grupos:

1 - Dunitos - Peridotitos Serpentinizados de tipo Alpino.

2 - Associação Gabro - Piroxenito - Peridotito em Grandes Maciços.

3 - Associação Piroxenitos - Gnaisses Gábricos.

4 - Associação Dunito - Piroxenito - Sienito Alcalino.

5 - Diques de Lamprófiros.

Posteriormente o mesmo autor, BERBERT (1977), amplia sua classificação para os complexos de natureza máfico - ultramá

fica e/ou básico-ultrabásica de todo o Território Brasileiro. É a seguinte a sua nova classificação:

1 - Dunitos - Peridotitos Serpentinizados de Tipo Alpino, Morro Feio.

2 - Associação Gabro - Piroxenito - Peridotitos em Grandes Maciços, tipo Tocantins - Niquelândia.

3 - Associação Piroxenito - Gnaisses Gábricos do Tipo Goianira Trindade.

4 - Complexos Estratiformes (Tipo Campo Formoso).

5 - Associação Dunito - Piroxenito - Sienito Alcalino; Diques de Lamprófiros e "Pipes" Kimberlíticos.

6 - Complexos de Classificação Incerta.

Essa nova classificação encontra-se acrescida por duas categorias, uma correspondente aos complexos estratiformes cujo protótipo no Brasil é o de Campo Formoso na Bahia e uma outra categoria onde agrupam-se aqueles complexos de classificação ainda não estabelecida ou duvidosa, pertencendo a este grupo os de Americano do Brasil e Caraíba situados respectivamente nos estados de Goiás e Bahia. O grupo representado por Diques de Lamprófiros e "Pipes" Kimberlíticos foi anexado à categoria correspondente aos complexos de Dunito-Piroxenito - Sienito Alcalino, devido a que estas entidades litológicas sempre aparecem direta ou indiretamente relacionadas (BERBERT, 1977).

O maciço ultramáfico de Santa Fé pertence na classificação de BERBERT (*op.cit.*) ao grupo de complexos máfico-ultramáficos e/ou básico-ultrabásicos, representados pela associação : Dunito-Piroxenito-Sienito Alcalino, Diques de Lamprófiros e "Pipes Kimberlíticos", a qual corresponde às intrusões Ultramáfico-Alcalinas em Complexos Circulares e Pipes Kimberlíticos de NALDRETT & CABRI (1976). Na classificação de THAYER (1971), o maciço de Santa Fé corresponde ao tipo poligênico e, em termos gerais, assemelha-se aos complexos do tipo concêntrico, segundo a classificação de JACKSON & THAYER (1972).

São significativamente abundantes as jazidas de níquel associadas geneticamente aos complexos de constituição litológica ultramáfica e suas associações; apresentam-se também, depósitos de cromo, cobalto, fosfato, titânio, nióbio, terras raras, assim como vermiculita, diamante e em menor escala urânio e cobre. Há depósitos formados durante os processos endógenos e, outros durante os processos exógenos referentes à evolução geológica dos complexos a que se encontram associados.

## 4.2. GEOLOGIA REGIONAL

O maciço ultramáfico de Santa Fé pertence ao Grupo Iporá, definido por GUIMARÃES *et al.* (1968) como um conjunto pluto vulcânico alcalino que rasgou os arenitos devonianos da região. O Grupo Iporá foi correlacionado por PENA & FIGUEIREDO (1972) ao vulcanismo alcalino que bordeja a Bacia do Paraná, o qual desenvolveu-se durante o Cretáceo superior. A diversidade petrográfica desse Grupo é marcante, ocorrendo desde rochas ultrabásicas até graníticas, passando por termos sieníticos (GUIMARÃES, *op. cit.*).

O magmatismo alcalino que bordeja a Bacia do Paraná em suas partes nordeste e norte, ao qual pertence o maciço de Santa Fé, representa uma fase da reativação tectono-magmática da Plataforma Sulamericana desenvolvida do Jurássico ao Quaternário e definida por ALMEIDA (1967) sob a denominação de reativação Wealdeniana.

As rochas encaixantes do maciço em estudo estão constituidas por gnaisses de grau de metamorfismo baixo a médio, integrantes do Complexo Basal Goiano (ALMEIDA, 1968) e atribuído por BARBOSA (1969) ao Precambiano indiferenciado.

Na área de Santa Fé, sobrepõe-se a estes gnaisses, arenitos pertencentes à formação Furnas de idade devoniana e definida por OLIVEIRA (1912). Ocorre, também, uma extensa cobertura de sedimentos quaternários constituídos por arenito Furnas retrabalhado.

BARBOUR *et al.* (1979), efetuaram datações mediante o método K-Ar em biotitas pertencentes a missourito e malignito do Maciço de Santa Fé, obtendo idades compreendidas entre 82,6 ± 4,5 e 88,4 ± 2,7 m.a., confirmando-se a idade cretácica superior atribuida ao maciço. Determinações Rb-Sr realizadas em amostras de rocha-total dos gnaisses encaixantes, possibilitaram a elaboração de uma isócrona que proporciona a estas rochas uma idade de 467 ± 10 m.a. (BARBOUR, *op. cit.*). A obtenção desta idade coloca os gnaisses encaixantes do maciço no final do Ciclo Brasiliano definido por ALMEIDA (1969) e, com a distribuição de idade atribuida por HASUI *et al.* (1975), ou seja, até 450 m.a.

## 4.3. GEOLOGIA LOCAL

A geologia do Maciço de Santa Fé foi caracterizada por BARBOUR (1976) e será resumida à continuação.

O maciço em estudo está constituído por um corpo de forma elipsoidal com eixos de 9 e 6 Km de extensão, apresentando elongação na direção NS.

A parte central do maciço encontra-se constituída por dunitos quase totalmente serpentinizados. Este núcleo dunítico apresenta gradação lateral para faixas anelares descontínuas, constituídas por peridotitos e piroxenitos, como pode ser observado no mapa da Figura 2. Nas bordas do maciço foram detectadas litologias gábricas alcalinas representadas por missouritos e malignitos.

Os dunitos apresentam granulação fina a média e encontram-se constituídos por mais de 90% de olivina magnesiana, além de clinopiroxênio, biotita, flogopita, magnetita, cromita e ilmenita.

Os peridotitos apresentam granulação sub-milimétrica e são constituídos essencialmente de olivina e piroxênio; aparecem feldspatóides, biotita e minerais opacos como acessórios.

Os piroxenitos apresentam granulação média a grossa e

encontram-se constituídos por piroxênios, olivina, biotita e opacos.

O missourito apresenta granulação média e está constituído por piroxênio (diopsídio-augita), olivina, leucita e biotita. Como acessórios aparecem apatita e opacos. Há evidências de sericitização e cloritização.

O malignito apresenta granulação sub-milimétrica e está constituído por nefelina, ortoclásio, piroxênio (diopsídio-augita), biotita, opacos e apatita.

A litologia predominante no maciço de Santa Fé está constituída pelos serpentinitos, produto de alteração de dunitos, peridotitos e piroxenitos. A serpentinização neste maciço, dá-se por um processo de alteração hipógena hidrotermal, a qual apresenta maior intensidade em profundidade (BARBOUR *op. cit.*).

Foram mapeadas lentes de hornblenda gnaisse situadas nas áreas de contato entre o maciço e os gnaisses de metamorfismo regional. Estas lentes representam uma pequena e descontínua aurêola de metamorfismo do contato de grau médio (fácie hornblenda).

A constituição mineralógica do hornblenda gnaisse, em ordem quantitativa decrescente é a seguinte: hornblenda, feldspato potássico,plagioclásio, biotita, quartzo, granada e epídoto.

Os gnaisses formados por metamorfismo regional, não afetados por metamorfismo de contato, apresentam a seguinte composição mineralógica, também em ordem decrescente de abundância: feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita , apatita e opacos.

Quanto à estrutura, o maciço de Santa Fé apresenta forma dômica. Não obstante, na sua borda E ocorre uma inversão no mergulho do contato dunito-peridotito, representando uma deformação original do domo ou, então, um adernamento posterior (BARBOUR, 1976).

BARBOUR (*op. cit.*), determinou três sistemas principais de fraturas no distrito de Santa Fé:

1 - Sistema de fraturas paralelo ao contato da rocha intrusiva com as encaixantes, originado provavel

mente por esforços de intrusão.

2 - Sistema constituído por grandes fraturas e falhas de direções discordantes com respeito às bordas do maciço. Estas estruturas orientam algumas escarpas, vales e espigões com direções entre N 40° E e N 65° E.

3 - Sistema de microfraturamento, originado durante a serpentinização hipógena das ultramáficas e que facilitou a alteração secundária das rochas, a concentração de Ni e a formação de "box-work" silicoso. Este sistema apresenta um reticulado de microfraturas em diversas atitudes.

# 5. PERFIL DE ALTERAÇÃO

## 5.1. FEIÇÕES DO PERFIL DE ALTERAÇÃO

As rochas pertencentes ao maciço ultramáfico de Santa Fé, sofreram dois processos de alteração:

- Alteração Hipógena (Hidrotermal).
- Alteração Supérgena (Intempérica).

O produto da alteração hidrotermal está representado principalmente por rochas serpentinizadas. A serpentinização constitui o principal fenômeno deste processo de caráter hipógeno, no qual também se formam abundantemente vermiculita e magnetita. Em superfície, as rochas serpentinizadas são afetadas pela alteração supérgena originando-se um manto de intemperismo. Este manto apresenta um zoneamento na sequência vertical onde pode-se definir quatro horizontes diferenciados.

Como consequência dos processos referidos acima, o perfil de alteração do Maciço de Santa Fé apresenta a seguinte configuração:

| | | |
|---|---|---|
| - Crosta Ferrilítica | Manto de Intemperismo | Perfil de Alteração |
| - Horizonte Laterítico Vermelho | | |
| - Horizonte Laterítico Amarelo | | |
| - Saprolito Grosso | | |
| - Rocha Compacta | | |

O manto de intemperismo alcança profundidades muito variadas. Nos topos e encostas dos morros sua espessura é de 1 a 3 m., aumentando nos vales e peneplanos onde pode apresentar até 25 m.

A Crosta Ferrilítica possui em superfície uma distribuição descontínua, cobrindo parcialmente o Horizonte Laterítico Vermelho; sua espessura atinge até 40 cm. Esta crosta apresenta dureza e compactação relativamente elevadas, e está

constituída principalmente por goethita e hematita soldadas, muitas vezes acompanhadas por calcedônia. Sua cor é marron avermelhada, localmente apresenta tons amarelados.

Adotou-se aqui o termo "ferrilítico" proposto por ERHART (1973) para designar formações lateríticas ferruginosas, diferenciando-se daquelas aluminosas denominadas alíticas e das mistas denominadas ferralíticas.

O Horizonte Laterítico Vermelho que também pode ser denominado Laterita Vermelha ou Solo Ferrilítico, apresenta distribuição em toda a extensão do Maciço de Santa Fé, excetuando-se alguns topos de morros. Este horizonte apresenta espessuras máximas nas áreas de sopé e peneplano, onde atingem até 10 m. com uma média de 4 m., diminuindo sensivelmente nas encostas e topos de morros, podendo ser inclusive nulas.

O referido horizonte encontra-se restritamente coberto pela Crosta Ferrilítica. Nas áreas onde não aparece esta crosta, desenvolve-se na parte superior do horizonte um solo propriamente dito, com abundante humus, de cor preta avermelhada e espessuras de 10 a 30 cm.

O Horizonte Laterítico Vermelho está constituído por um material nodular representado por oólitos e pisólitos dispersos em uma matriz muito abundante e em elevado estado de desagregação. A composição mineralógica essencial deste horizonte aparece tanto nas concreções nodulares como na matriz e está representada por hematita, goethita, magnetita (ilmenita), cromita e calcedônia. Aparece subordinadamente na matriz: vermiculita, clorita, serpentina e apatita. Este horizonte não apresenta material amorfo.

O Horizonte Laterítico Amarelo que também pode ser denominado Saprolito Fino ou Laterita Amarela, encontra-se sob o Horizonte Laterítico Vermelho, apresenta espessuras variáveis entre 10 cm e 2 m., possui uma distribuição descontínua, ocorrendo muitas vezes sob formas lenticulares. Este horizonte está representado por um material desagregado, fino e de cor amarela. Sua composição mineralógica essencial está dada por vermiculita, clorita e serpentina. Aparece em menor proporção montmorilloni-

ta, goethita, calcedônia, magnetita, ilmenita, hematita, cromita e apatita. Foi detectada a presença de material amorfo neste horizonte.

Sob o Horizonte Laterítico Amarelo encontra-se o Saprolito Grosso, que representa o nível inferior do manto de intemperismo. Neste nível aparecem blocos compactos da rocha ultramáfica serpentinizada, circundados por um material de cor amarela esverdeada o qual embora apresente um certo grau de desagregação conserva feições texturais e estruturais da rocha original.

Existe uma transição gradual entre a Laterita Amarela e o Saprolito Grosso. O limite entre estes dois horizontes foi determinado considerando-se o grau de desagregação e a presença de características remanescentes da rocha-mãe. Assim, a Laterita Amarela diferencia-se do Saprolito Grosso por apresentar alto grau de desagregação e não conservar feições texturais nem estruturais da rocha que lhe deu origem ao alterar-se por intemperismo.

O Saprolito Grosso apresenta composição mineralógica similar ao horizonte suprajacente, nota-se porém, a presença de minerais magmáticos, uma proporção mais elevada de minerais hidrotermais e menor de neominerais intempéricos. A porcentagem de material amorfo acentua-se consideravelmente no Saprolito Grosso.

A espessura do horizonte em pauta é variável desde 1 até 15 m.

Em profundidade, diminuem gradativamente os efeitos da alteração intempérica, aumenta a proporção dos blocos remanescentes constituídos por rocha coesa, envolvidos por saprolito; finalmente, aparece a rocha compacta afetada por alteração hidrotermal, representada por serpentinito ou pelas demais básico ultrabásicas parcialmente serpentinizadas. Ela apresenta em seus níveis superiores os efeitos de um intemperismo incipiente que se manifesta pela alteração parcial de alguns minerais for

mados durante o magmatismo e o hidrotermalismo, causando uma coloração esverdeada ou amarelada à rocha serpentinizada preta. Nestes níveis a presença de material amorfo é também abundante.

Na Figura 3 pode-se observar o perfil geológico C-D onde aparecem representados os vários horizontes que constituem o Manto de Intemperismo, capeando a rocha dunítica serpentinizada, do maciço em estudo. A localização da linha deste perfil encontra-se indicada no mapa geológico da Figura 2.

## 5.2. MINERALOGIA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO

O perfil de alteração do Maciço de Santa Fé, apresenta em sua constituição três grupos de minerais geneticamente distintos.

- Minerais Primários Magmáticos
- Minerais Secundários de Alteração Hidrotermal
- Minerais Secundários de Alteração Intempérica.

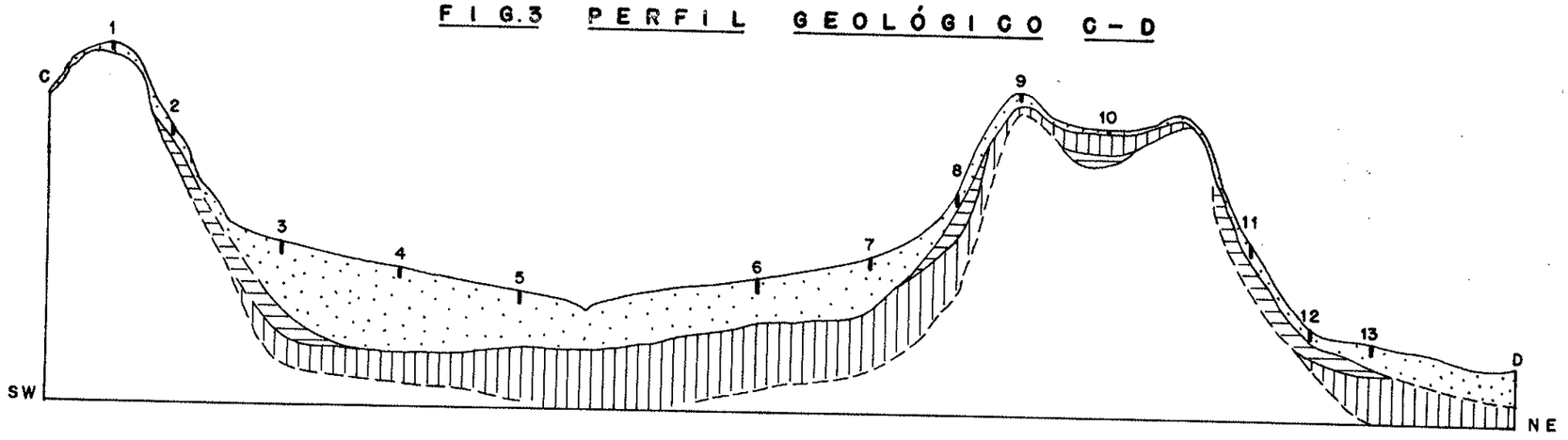
Os minerais primários formaram-se durante o magmatismo ultrabásico. Estão representados na área estudada, principalmente por olivina e piroxênio (diopsídio) que aparecem como essenciais. Cromita, magnetita, ilmenita e apatita representam os acessórios, enquanto que biotita, flogopita, feldspato e feldspatóides são em geral traços.

Os principais minerais formados pela alteração hidrotermal são: serpentina, vermiculita, clorita e magnetita. Pode-se citar também talco, carbonatos e os agregados criptocristalinos bowlingita e iddingsita.

O conjunto dos minerais de alteração intempérica está constituído principalmente por goethita, hematita, quartzo (calcedônia) e montmorillonita. Aparecem também martita, maghemita e rutilo.

Os grupos genéticos de minerais citados acima, foram

## FIG.3 PERFIL GEOLÓGICO C-D




### LEGENDA

- LATERITA VERMELHA + CROSTA FERRILÍTICA
- LATERITA AMARELA
- SAPROLITO GROSSO
- ROCHA COMPACTA
- 3 LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS

ESCALAS TOPOGRÁFICAS { ESC. HORIZ. 1:10.000 / ESC. VERT. 1:2.000

ESCALA DAS ESPESSURAS DOS HORIZONTES DO MANTO DE INTEMPERISMO 1:200

individualizados mediante estudo integrado de microscopia, difração de raios X, análise termodiferencial e localização das amostras no perfil de alteração.

Para diferenciar os minerais primários dos secundários, estudou-se as associações mineralógicas mediante critérios texturais. Dentro do grupo dos minerais secundários para identificar os formados pelo hidrotermalismo e aqueles formados pelo intemperismo, teve-se em consideração que o processo hidrotermal em Santa Fé é de caráter ascendente hipógeno (BARBOUR, 1976) enquanto que o processo intempérico é intrinsecamente supérgeno. Por este motivo, a profundidade em que ocorrem as associações mineralógicas constituiu um fator importante, dentro dos critérios usados, para definir os grupos de minerais da classificação genética aqui adotada.

### 5.2.1. MINERAIS MAGMÁTICOS

#### OLIVINA

As olivinas são encontradas nos dunitos, peridotitos e piroxenitos, tanto no substrato rochoso como nos blocos dessas rochas situados no interior do Saprolito Grosso. Foram detectadas também, olivinas reliquiares em amostras da parte friável do Saprolito Grosso como evidencia o difratograma da Figura 4.

Mediante análise por microssonda eletrônica, constatou-se que as olivinas são magnesianas. Este mineral apresenta nos dunitos aproximadamente 0,35% de NiO e uma média de 0,23% de NiO quando presente nas demais rochas. Os dados de composição química das olivinas encontram-se na Tabela - 4.

Na maioria das vezes esse mineral aparece total ou parcialmente alterado a serpentina. Foi detectada a presença de iddingsita formada pela alteração da olivina. Este produto de

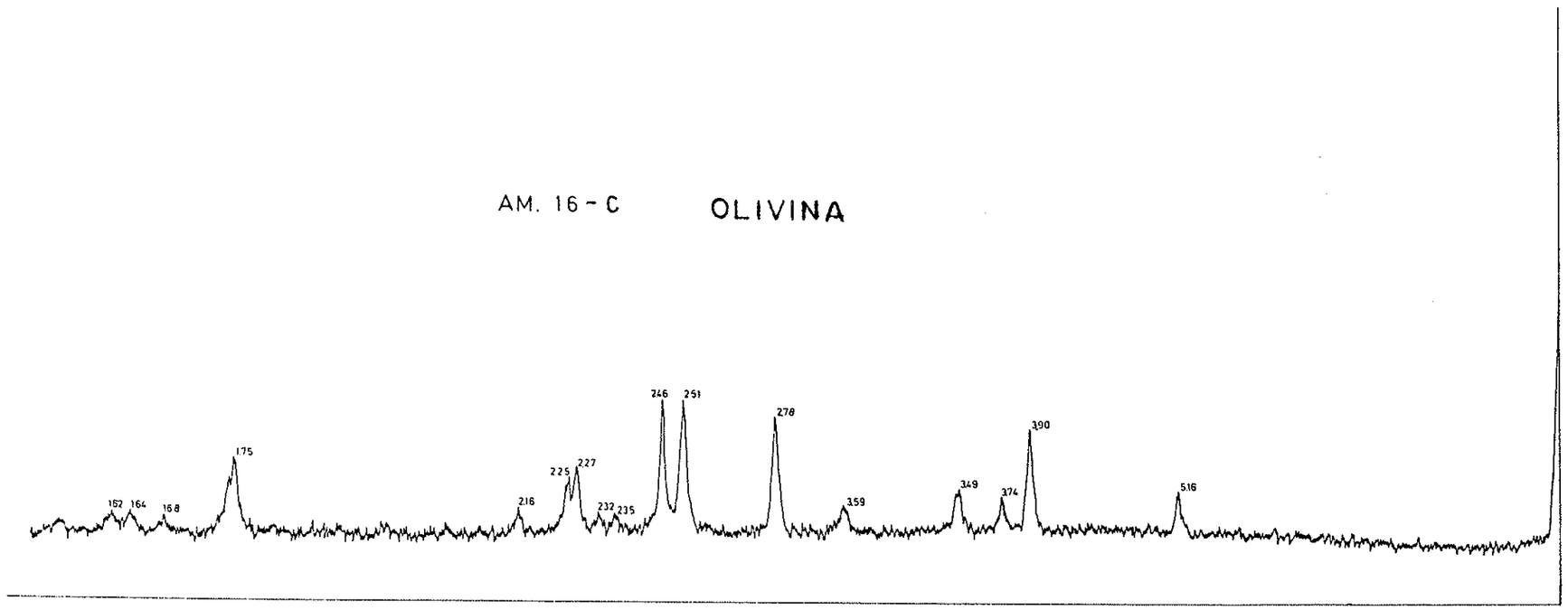



FIG.4 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

TABELA - 4 DADOS DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE OLIVINAS
- ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

| ÓXIDOS \ AMOSTRAS | Am-4 | Am-5 | Am-6 (Dunito) | Am-6-B (Dunito) | Am-8 | Am-8-B | Am-9 | Am-9-B |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 39,62 | 40,01 | 41,04 | n.d. | 40,17 | n.d. | 39,39 | n.d. |
| $Fe_2O_3$+(FeO) | 19,74 | 19,20 | 10,77 | n.d. | 12,08 | n.d. | 19,12 | n.d. |
| MgO | 39,53 | 38,50 | 46,61 | 48,09 | 47,27 | 49,80 | 40,62 | 41,64 |
| $Cr_2O_3$ | - | - | 0,01 | - | 0,02 | 0,02 | - | - |
| NiO | 0,20 | 0,11 | 0,35 | 0,33 | 0,27 | 0,29 | 0,26 | 0,23 |
| TOTAL ANALISADO | 99,09 | 97,82 | 98,78 | 48,42 | 99,81 | 50,11 | 99,39 | 41,87 |

Dados em %
n.d. = não determinado
- = 0,00

alteração apresenta ao microscópio uma cor marrom avermelhada a marrom alaranjada e alta birrefringência; está constituído por um agregado criptocristalino composto provavelmente por goethita, hematita e silicatos embrionários, como exposto por DEER *et al.* (1966). Estes autores atribuem o processo de formação de iddingsita a uma transformação contínua em estado sólido, através da difusão de átomos de hidrogênio na estrutura da olivina enquanto é atacada pelo oxigênio e, assim, liberando Mg, $Fe^{+2}$ e Si, permitindo a substituição por Ca, $Fe^{+3}$ e Al.

Na Fotomicrografia-1 pode-se observar iddingsita, produto de alteração da olivina. Esta alteração é atribuída ao processo hidrotermal devido a que a iddingsita foi detectada em amostras de sondagens a grandes profundidades, em rocha compacta e com ausência de fraturamento, sem a possibilidade portanto do acesso de agentes intempéricos. A amostra da qual se obteve a Fotomicrografia-1 pertence a testemunho de sondagem coletado a 49 m de profundidade.

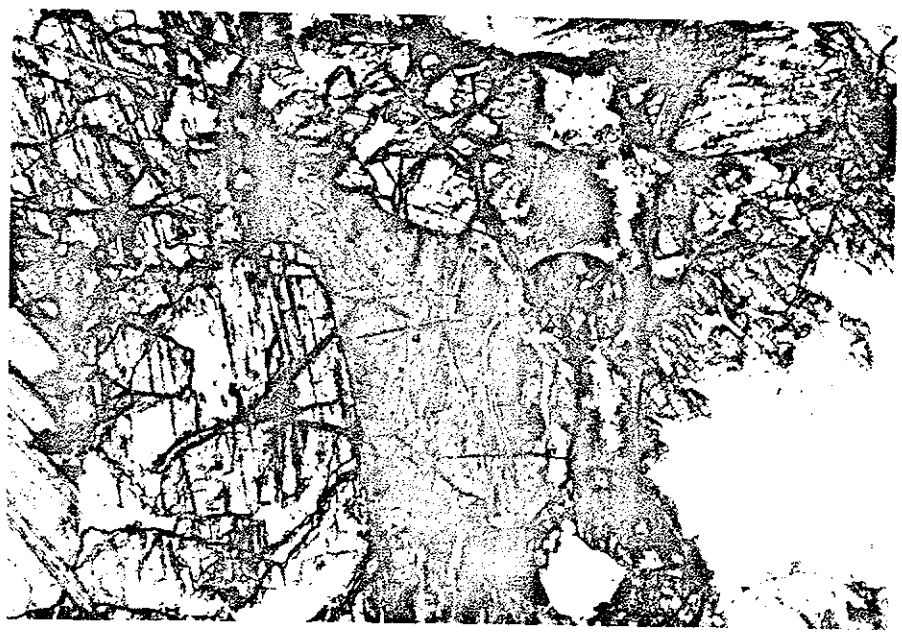
Em condições similares, às expostas anteriormente, foram encontradas olivinas alteradas a um material criptocristalino, de cor verde e alta birrefringência que corresponde a bowlingita, ilustrada na Fotomicrografia-2. DEER (*op.cit.*) assinala que este produto de alteração da olivina está constituido principalmente por clorita e goethita criptocristalinas.

## PIROXÊNIO

Os piroxênios no Maciço de Santa Fé aparecem em todas as litologias do substrato rochoso e dos blocos de rochas remanescentes no Saprolito Grosso. Aparecem também na parte friável deste horizonte, como minerais reliquiares. Na Figura - 5, apresenta-se um exemplo de difratograma de amostra obtida pela separação de minerais da zona friável do Saprolito Grosso, correspondente a piroxênios diopsídicos.

Grande parte dos piroxênios foram alterados parcial ou totalmente a serpentina durante o processo hidrotermal. Muitos

FOTOMICROGRAFIA 1 - Iddingsita : produto de alteração de olivina.
Aumento 60x, nicóis cruzados.



FOTOMICROGRAFIA 2 - Olivina exibindo alteração a bowlingita.
Aumento 60x, nicóis paralelos.

AM.132-V PIROXÊNIO (DIOPSÍDIO)

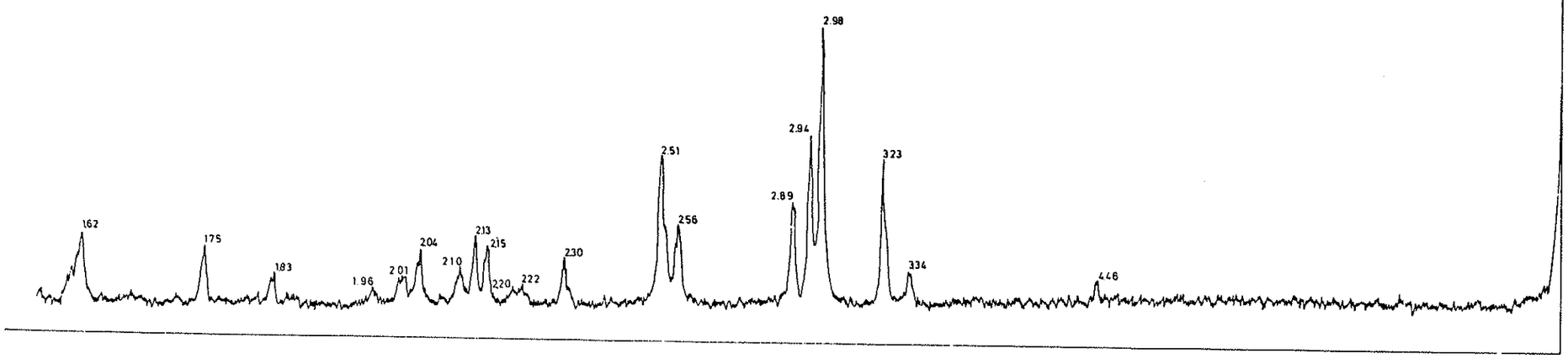



FIG.5 DIFRATOGRAMA DE RAIO-X

exemplares desses minerais apresentam estruturas "schlieren" como pode ser observado na Fotomicrografia-3.

Na Tabela-5 encontram-se dados referentes à composição química de piroxênios. Pode-se constatar que nestes minerais a porcentagem de NiO é inferior e mais variável que aquelas apresentadas pelas olivinas expressadas na Tabela-4.

## CROMITA

A cromita encontra-se como mineral acessório nos dunitos e peridotitos do maciço e, em concentração residual, nos horizontes superiores do manto de intemperismo, ou seja, na Laterita Vermelha e na Crosta Ferrilítica. Porém não se atinge teores econômicos de crômio, pois, como pode-se observar mais adiante na Tabela-13 o teor máximo destes horizontes é 8,46% de $Cr_2O_3$ equivalente a 5,78% de Cr.

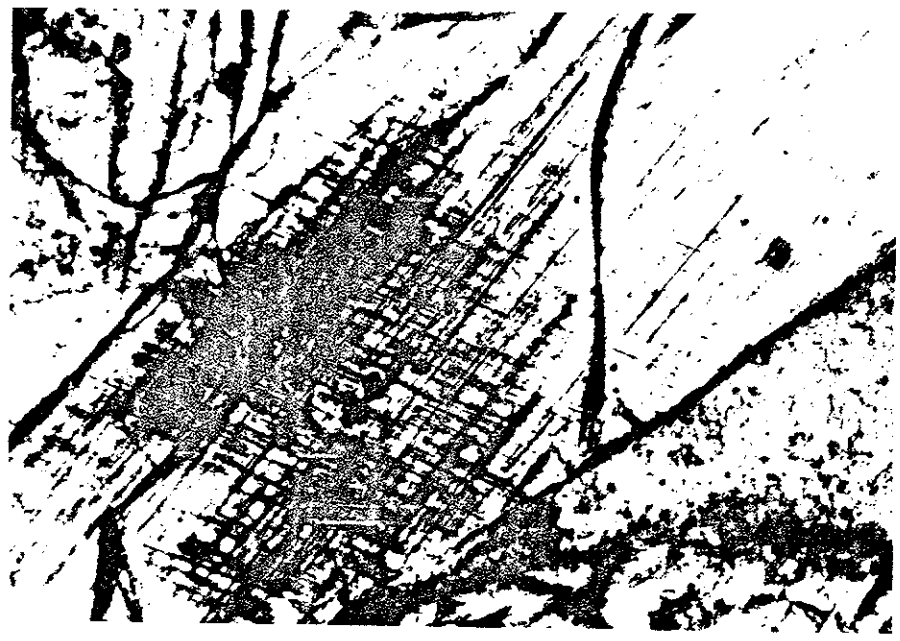
A cromita é estável em relação às alterações hidrotermais e intempéricas que afetaram os demais minerais magmáticos. Verifica-se em seções polidas, apenas a manifestação de corrosão de suas bordas.

Analizando-se minerais opacos, por intermédio da microsonda eletrônica obteve-se os valores expostos na Tabela-6. Pode-se notar que as cromitas apresentam uma porcentagem de ferro muito elevada ($Fe_2O_3$ + FeO ≈ 50%) em comparação aos valores apresentados por DEER *et al.* (1962) situados entre 17 e 33%.

## OUTROS MINERAIS MAGMÁTICOS

Sob este sub-título incluem-se os seguintes minerais : magnetita, ilmenita, apatita, biotita, flogopita, feldspatos e feldspatóides.

A magnetita será descrita com maiores detalhes no item correspondente aos minerais hidrotermais, posto que, sua principal fase de formação desenvolve-se durante o hidrotermalismo. A ilmenita apresenta-se em lamelas de exsolução na magneti-



FOTOMICROGRAFIA 3 - Piroxênio exibindo estrutura "schlieren".
Aumento 340x, nícóis paralelos.

TABELA - 5 DADOS DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PIROXÊNIOS (DIOPSÍDIOS) - ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

| AMOSTRAS / ÓXIDOS | Am-4 | Am-5 | Am-6 | Am-7 | Am-9 | Am-10 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53,11 | 52,52 | n.d. | n.d. | 51,57 | n.d. |
| $Fe_2O_3$(FeO) | 5,71 | 5,67 | n.d. | n.d. | 5,75 | n.d. |
| MgO | 16,22 | 15,87 | 18,09 | 15,96 | 15,43 | 16,23 |
| $Cr_2O_3$ | 0,17 | 0,17 | 0,48 | 0,19 | n.d. | 0,05 |
| NiO | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,06 | n.d. | 0,01 |
| TOTAL ANALISADO | 75,22 | 74,24 | 18,61 | 16,21 | 72,75 | 16,29 |

TABELA - 6 DADOS DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE MINERAIS OPACOS.

- ANÁLISES POR MICROSSONDA ELETRÔNICA.

| Nº AMOSTRA | MINERAL | $Fe_2O_3$ + (Fe O) | $Cr_2O_3$ | Ni O |
|---|---|---|---|---|
| Am-1 | CROMITA | 50,87 | 36,58 | 0,27 |
| Am-4 | MAGNETITA | 70,84 | 12,25 | 0,25 |
| Am-5 | MAGNETITA | 88,06 | 5,93 | 0,24 |
| Am-6 | CROMITA | 56,61 | 39,80 | 0,18 |
| Am-7 | MAGNETITA | 75,95 | 9,96 | 0,25 |
| Am-8 | CROMITA | 46,87 | n.d. | n.d. |
| Am-9 | MAGNETITA | 84,07 | 9,51 | 0,22 |
| Am-10 | MAGNETITA | 76,31 | n.d. | n.d. |
| Am-s/n | MAGNETITA | n.d. | 2,21 | 0,24 |

ta magmática.

A apatita aparece como acessório nas rochas do maciço e foi detectada no manto de intemperismo por intermédio de difratogramas como, por exemplo, o que se exibe na Figura-6. Embora não se tenha obtido amostras monominerálicas de apatita, os picos característicos deste mineral foram perfeitamente individualizados.

Biotita, flogopita, feldspatos e feldspatóides constituem minerais essenciais somente nos pequenos corpos de missourito e malignito; nas demais rochas do maciço esses minerais aparecem como traços e não foram detectados no manto de intemperismo que as recobre.

## 5.2.2. MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

### SERPENTINA

A serpentina é o mineral de origem hidrotermal mais abundante no Maciço de Santa Fé. Todas as rochas do maciço encontram-se parcial ou totalmente serpentinizadas. O serpentinito constitui a litologia predominante no complexo ultramáfico. No manto de intemperismo a serpentina aparece em maior abundância no Saprolito Grosso e torna-se mais escassa gradativamente nos horizontes superiores da sequência alterada.

As serpentinas são formadas por alteração das olivinas e piroxênios durante o processo hidrotermal. Nas Fotomicrografias 4 e 5 exibe-se serpentinas que são produto de alteração respectivamente de olivinas e clinopiroxênios; pode-se notar o padrão textural em malha que as serpentinas proporcionam.

Nos difratogramas a serpentina apresenta-se bem caracterizada por seus picos. Pode-se observar na Figura-7 um dos difratogramas que corresponde a amostra constituida por este mineral.

AM. 98 – B APATITA, QUARTZO, (PIROXÊNIO)

A. APATITA

Q. QUARTZO

P. PIROXÊNIO

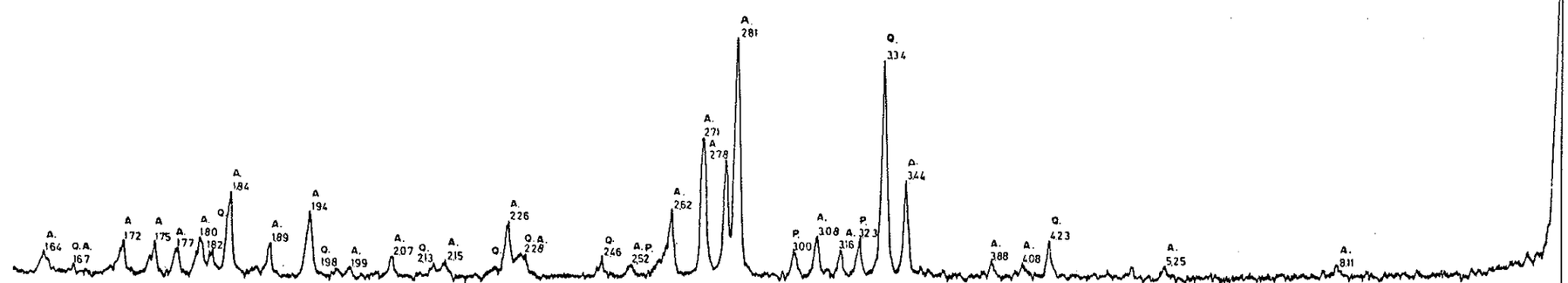



FIG.6 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

FOTOMICROGRAFIA 4 - Serpentinas : produto de alteração de olivinas.Observa-se o padrão textural em malha que a serpentina proporciona.
Aumento 340x, nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 5 - Serpentinas : produto de alteração de piroxênios. Observa-se a textura em malha formada pela serpentina.
Aumento 340x, nicóis paralelos.

AM. 121-L SERPENTINA

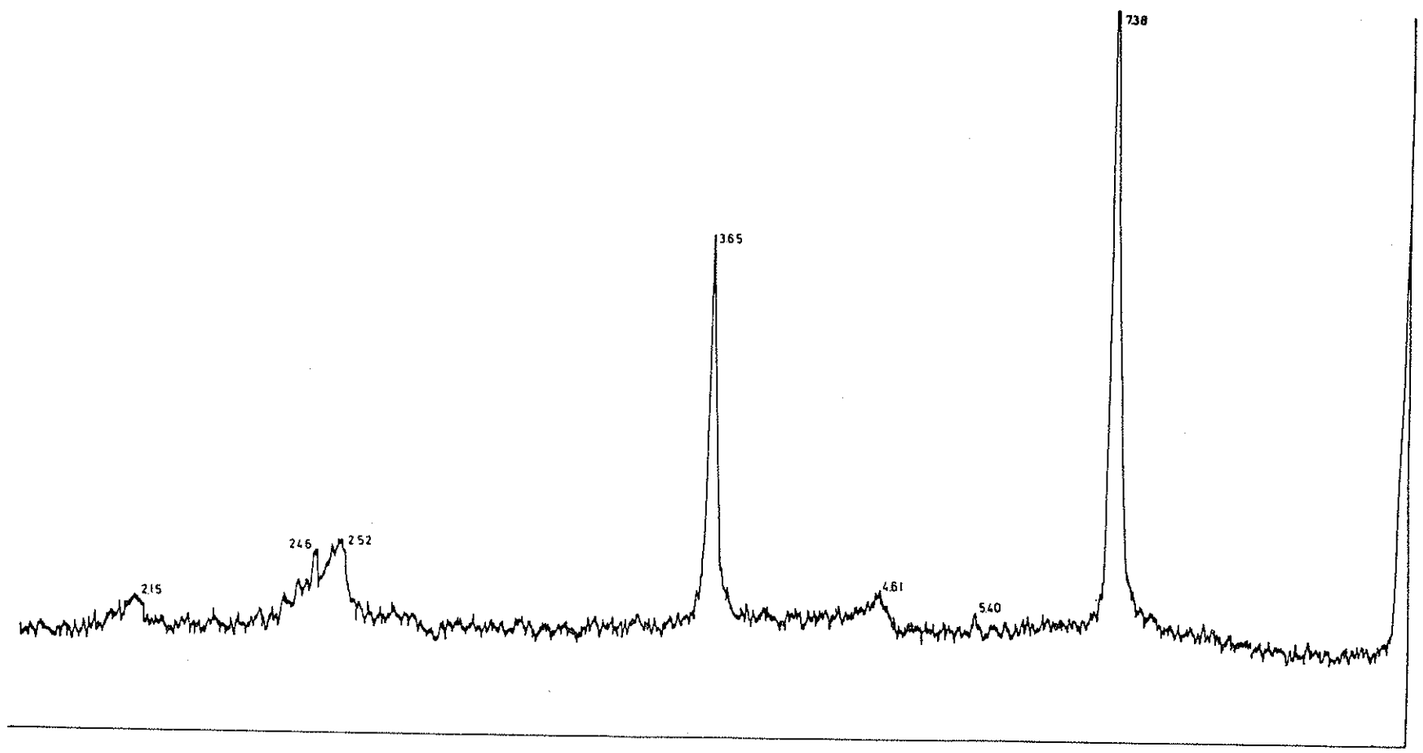



FIG. 7 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

BARBOUR (1976) determinou nas rochas de Santa Fé os tres polimorfos de serpentina: crisotila, lizardita e antigorita. Por este motivo não se repetirá a análise no presente estudo.

## VERMICULITA

A vermiculita constitui importante mineral do processo hidrotermal que afetou as rochas do maciço em estudo.

Este mineral apresenta-se disseminado no serpentinito, e também no dunito, peridotito e piroxenito serpentinizados. No manto de intemperismo, a vermiculita encontra-se disseminada em toda a extensão, apresentando maior abundância no Saprolito Grosso e na Laterita Amarela; aparece também em grande concentração formando veios que cortam as rochas serpentinizadas, sugerindo formação na fase tardia do processo hidrotermal.

A vermiculita foi identificada mediante estudo de difratogramas de raios X. Para diferenciar este mineral da clorita foi necessário aquecer as amostras à 550°C durante 12 horas e reprocessar no difratômetro após esfriamento em dessecador para não hidratar novamente. Vários difratogramas correspondentes a amostras que tinham sido aquecidas revelam o desaparecimento do pico a 14 Å e aparecimento de uma banda entre 10 e 11 Å, evidenciando de acordo com WARSHAW & ROY (1961) que a amostra está composta por vermiculita. Para algumas amostras o processo térmico foi efetuado com uma duração de 6 horas obtendo-se resultados satisfatórios. Na Figura-8 representa-se os difratogramas de amostra monomineralica constituída por vermiculita; pode-se observar os efeitos nos difratogramas causados pelos tratamentos químicos e térmicos da amostra.

Análises por microssonda eletrônica proporcionaram os seguintes valores em vermiculitas de amostra situada em veio a 6 m de profundidade.

NiO : 3,77 - 3,81
$Cr_2O_3$: 0,00 - 0,01
MgO :23,84 - 24,40

AM. 17-B VERMICULITA

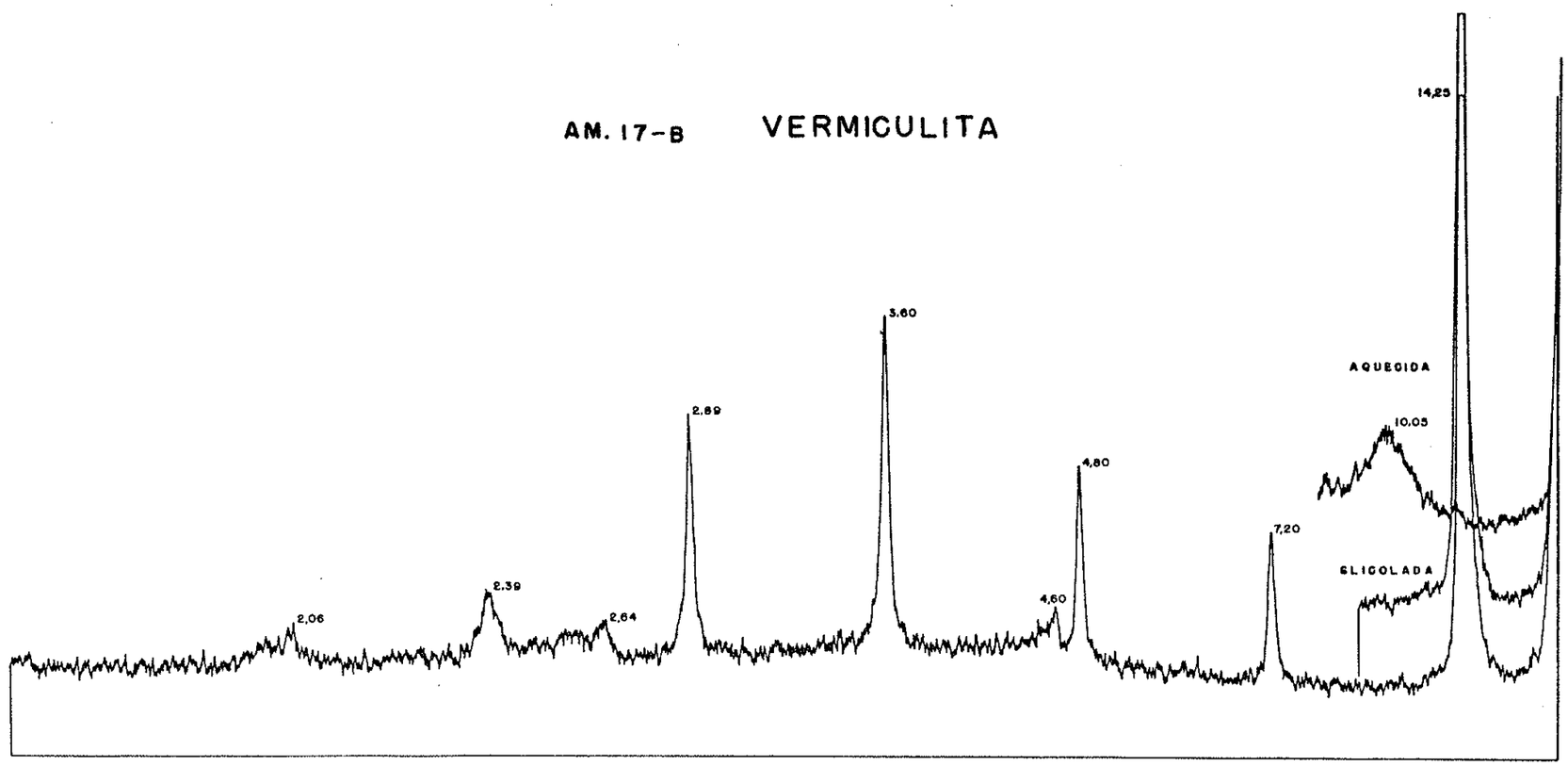



FIG. 8 DIFRATOGRAMA DE RAIO-X

Houve dificuldade em obter uma quantidade elevada de lâminas para a microssonda contendo vermiculita, pois, este mineral apresenta-se em sua maior parte constituindo material friável que era removido durante o processo de polimento da lâmina.

CLORITA

A clorita encontra-se intimamente associada à vermiculita. Portanto, apresenta a mesma distribuição que esta, ou seja, aparece disseminada em todas as entidades litológicas e horizontes de alteração que constituem o maciço sendo encontrada também nos veios subordinada à vermiculita.

No manto de intemperismo a clorita concentra-se principalmente nos horizontes inferiores, isto é, no Saprolito Grosso e na Laterita Amarela.

A clorita apresenta um difratograma similar à vermiculita, são característicos seus picos de 14 e 7 Å. Para estes dois minerais, não há modificação nos difratogramas das amostras tratadas com etileno-glicol. Porém diferentemente da vermiculita, após o aquecimento a 550°C durante 12 horas, a clorita apresenta difratograma onde o pico de 14 Å é conservado, o que concorda com o exposto por WARSHAW & ROY (1961).

Na Figura-9 ilustra-se difratogramas obtidos para amostra monomineralica de clorita. Observa-se que tanto após tratamento com etileno-glicol como após tratamento térmico conserva-se o pico de 14 Å. A clorita de Santa Fé apresenta difratogramas que permitem classificá-la como peninita.

Na Tabela-7 estão expressados em ângstrons os valores dos espaçamentos interplanares que refletem os picos nos difratogramas e a respectiva intensidade destes picos para clorita e vermiculita, segundo BROWN (1972).

Os difratogramas das Figuras 8 e 9, apresentam maior intensidade em algumas reflexões basais devido à orientação preferencial sofrida pelas partículas na lâmina analisada no difratômetro de raios X. Esta orientação preferencial é introduzida

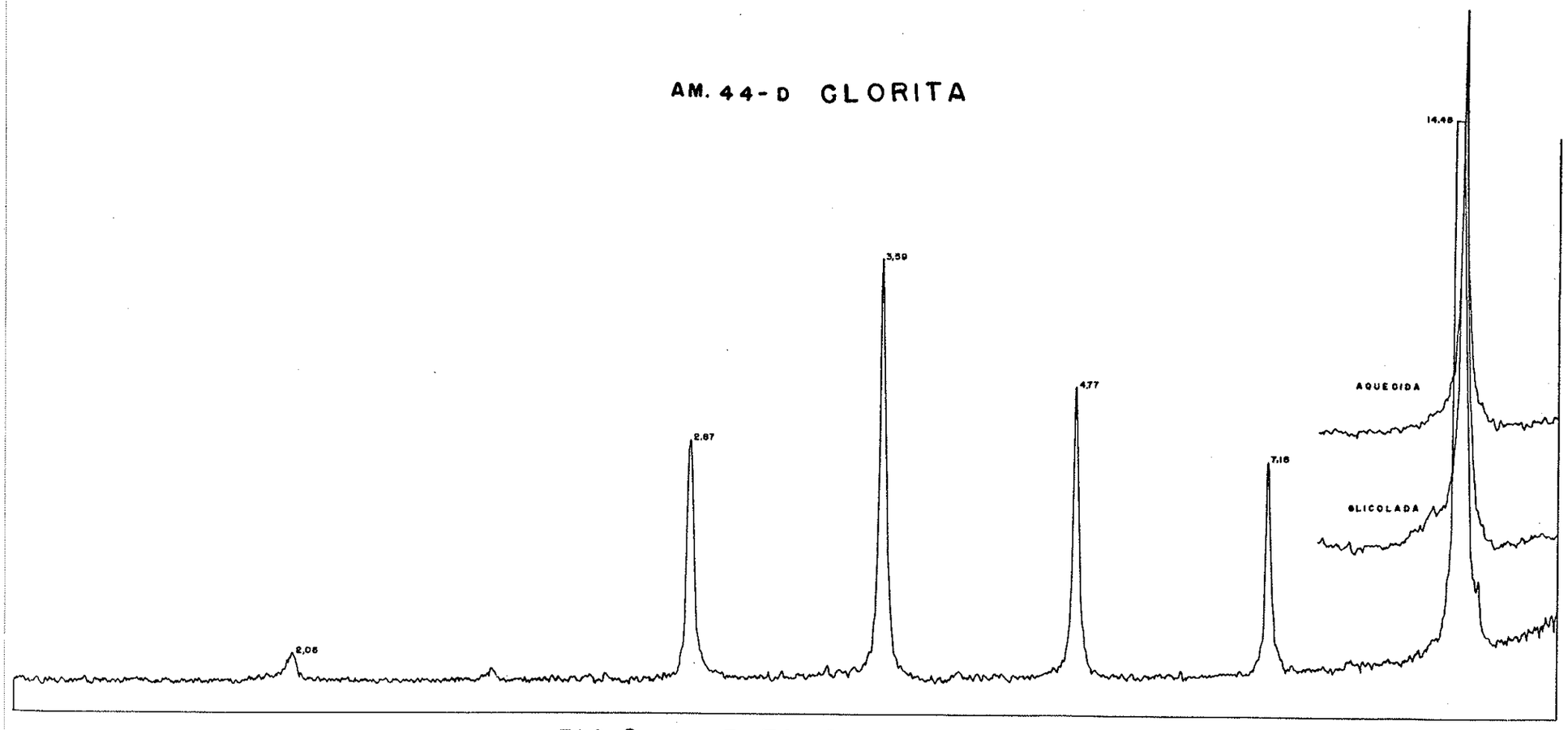



FIG. 9 DIFRATOGRAMA DE RAIO-X

TABELA 7 - Espaçamentos interplanares (d) para Vermiculita e Clorita com as intensidades (I) dos picos correspondentes. (Segundo Brown, 1972).

| VERMICULITA | | CLORITA | |
|---|---|---|---|
| d(Å) | I | d(Å) | I |
| 14,4 | VVS | 14,3 | 6 |
| 7,18 | VVW | 7,18 | 10 |
| 4,79 | VW | 4,79 | 10 |
| 4,60 | S | 4,61 | 2 |
| 3,602 | m | 3,592 | 10 |
| 2,873 | m | 2,873 | 6 |
| 2,657 | mW | 2,590 | 3 |
| 2,602 | mS | 2,548 | 4 |
| 2,550 | m | 2,449 | 4 |
| 2,392 | mS | 2,392 | 3 |
| 2,277 | VVW | 2,268 | 2 |
| 2,209 | VVW | 2,053 | 2 |
| 2,082 | W | 2,018 | 4 |
| 2,016 | W | 1,896 | 1 |
| 1,835 | VVW | 1,838 | 3 |
| 1,744 | mW | 1,729 | 0,5 |
| 1,673 | mW | 1,675 | 0,5 |
| 1,576 | VVW | 1,582 | 4 |
| 1,537 | S | 1,539 | 2 |
| 1,506 | VVW | 1,505 | 1 |
| 1,444 | VW | 1,437 | 1 |
| 1,356 | VW | 1,409 | 3 |
| 1,332 | mW | 1,323 | 0,5 |
| 1,319 | mW | | |
| 1,296 | W | | |
| 1,278 | W | | |

V = muito; S = intensa; m = média; W = fraca.

ao preparar a lâmina empregando-se a técnica de dispersão do pó em água, como assinala SOUZA SANTOS (1975). Os métodos de identificação de WARSHAW & ROY (1961) podem ser aplicados a qualquer técnica de preparação que caracterize e permita a medida dos espaçamentos 001 e 060 (SOUZA SANTOS, *op. cit.*). Para diferenciar a clorita da vermiculita é suficiente obter a reflexão do espaçamento 001 e verificar as modificações introduzidas pelos tratamentos químicos e térmicos.

## MAGNETITA

A magnetita no Maciço de Santa Fé apresenta-se disseminada em todas as entidades litológicas além de distribuir-se abundantemente em veios, nos quais aparece associada à vermiculita. No manto de intemperismo esse mineral encontra-se disseminado nos vários horizontes e apresenta uma concentração residual na Laterita Vermelha.

Foram encontrados alguns exemplares de magnetita apresentando lamelas de exsolução de ilmenita, observadas em seções polidas. Estes exemplares desenvolvem-se durante o magmatismo, quando são dadas as condições de sua formação expostas por RAMDOHR (1969).

A distribuição da magnetita nas rochas de Santa Fé, e sua abundância nos veios de vermiculita, sugerem que sua formação é mais intensa no estágio final do processo hidrotermal, sendo mais escassa na fase inicial deste processo e durante o magmatismo.

Em amostras compactas a magnetita foi identificada mediante o estudo de seções polidas; neste estudo a principal dificuldade refere-se ao fato deste mineral apresentar propriedades sob luz refletida muito similares às da cromita. Nas amostras estudadas, as principais diferenças observadas foram as seguintes: a magnetita apresenta maior refletividade, melhor polimento, menor corrosão, além da ocorrência de lamelas de exsolução de ilmenita em alguns exemplares.

Em amostras de material desagregado, principalmente aquelas constituídas por Laterita Vermelha, separou-se a magnetita da cromita por intermédio das diferenças de magnetismo. Os difratogramas destas espécies mineralógicas são idênticos, como pode ser observado nas Figuras 10 e 11. Na Tabela 8 apresenta se os valores dos espaçamentos que produzem picos nos difratogramas e as respectivas intensidades destes para a magnetita e cromita segundo ficha da ASTM (American Society for Testing Materials).

Na Tabela 6 apresenta-se dados da composição química de magnetitas do maciço, obtidos por análise de microssonda eletrônica. Observa-se valores muito elevados na porcentagem de $Cr_2O_3$ chegando a atingir 12,25% enquanto que as magnetitas normais em DEER *et al.*(1962) apresentam apenas 0,38 %.

## OUTROS MINERAIS HIDROTERMAIS

Mediante o estudo de lâminas transparentes de amostras de testemunho de sondagens, detectou-se vênulas de carbonatos situadas a grandes profundidades e portanto atribuídas ao processo hidrotermal (endógeno). Na Fotomicrografia-6 observa-se uma dessas vênulas situada a 50 m de profundidade.

Analisando-se materiais de cor esbranquiçada que formam veios, foi possível detectar a presença de talco, dolomita, magnesita, hoshiita e serpentina. Na Figura-12 representa-se um dos difratogramas correspondentes a esses materiais que preenchem fraturas e que devem ter se formado durante a etapa final do hidrotermalismo envolvendo inclusive a alteração de algumas serpentinas. DEER *et al.*(1966) explica a formação do talco a partir de serpentinas pela adição de sílica e remoção de magnésio ou pela adição de $CO_2$ mediante a seguinte equação:

$$\underset{\text{(Serpentina)}}{2\,Mg_3Si_2O_5(OH)_4} + 3\,CO_2 \rightarrow \underset{\text{(Talco)}}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{(Magnesita)}}{3\,MgCO_3} + 3\,H_2O$$

BARBOUR (1976) faz referência à ocorrência de perows

AM.66 - P MAGNETITA

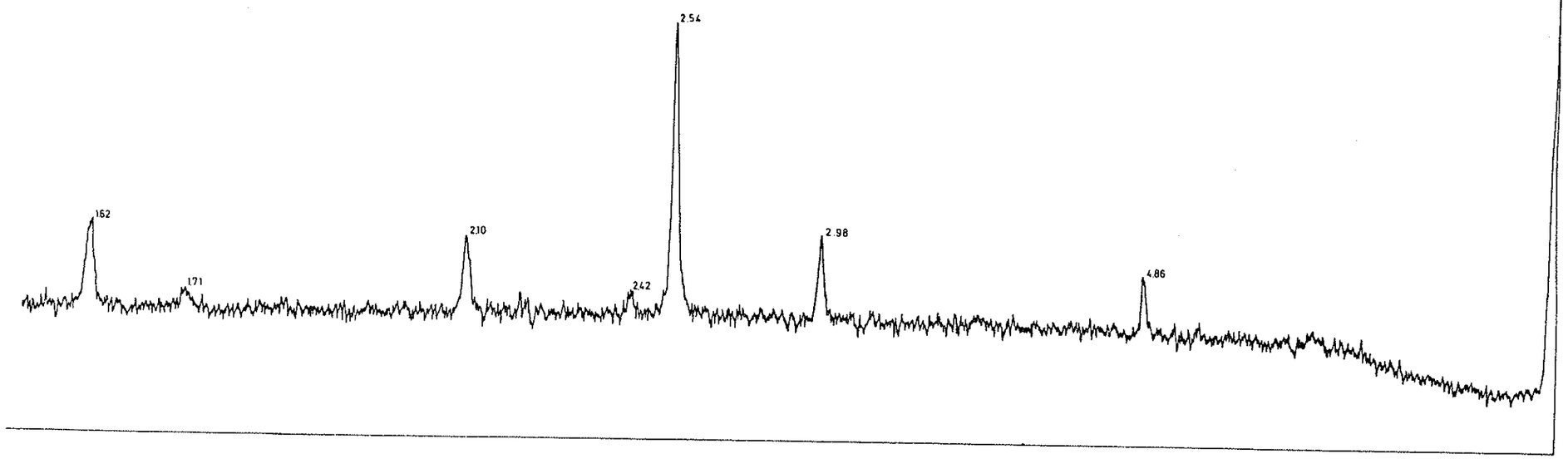



FIG. 10 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

AM.84-P CROMITA

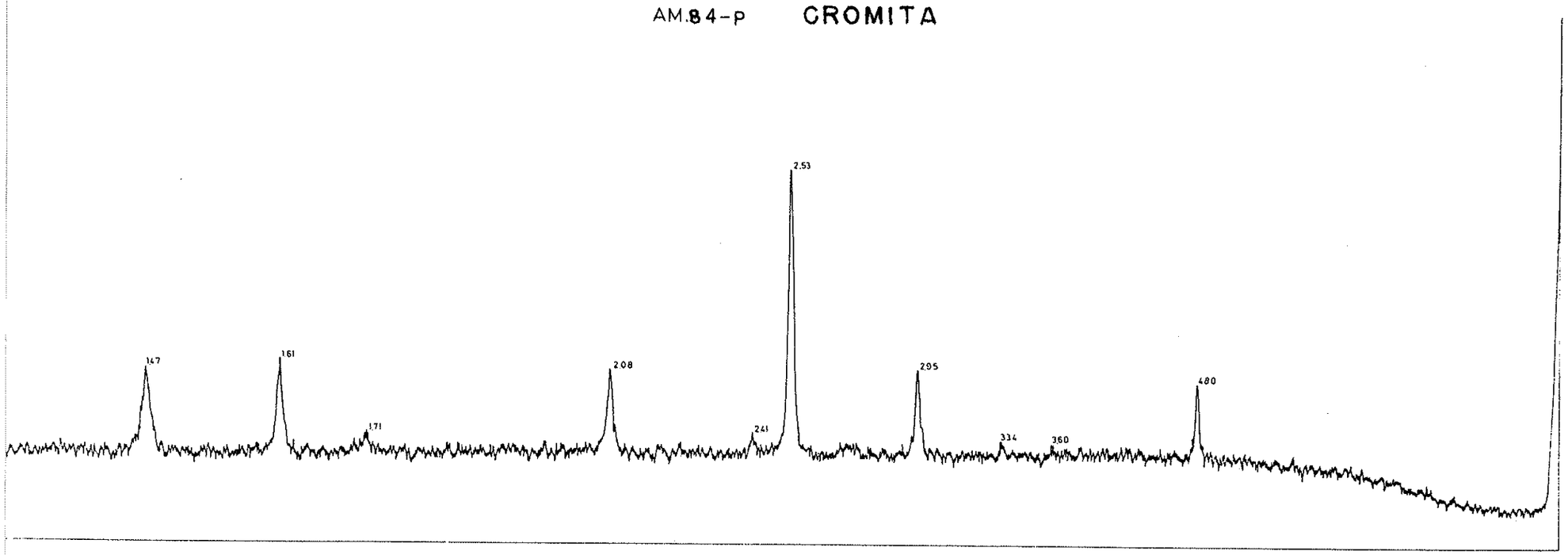
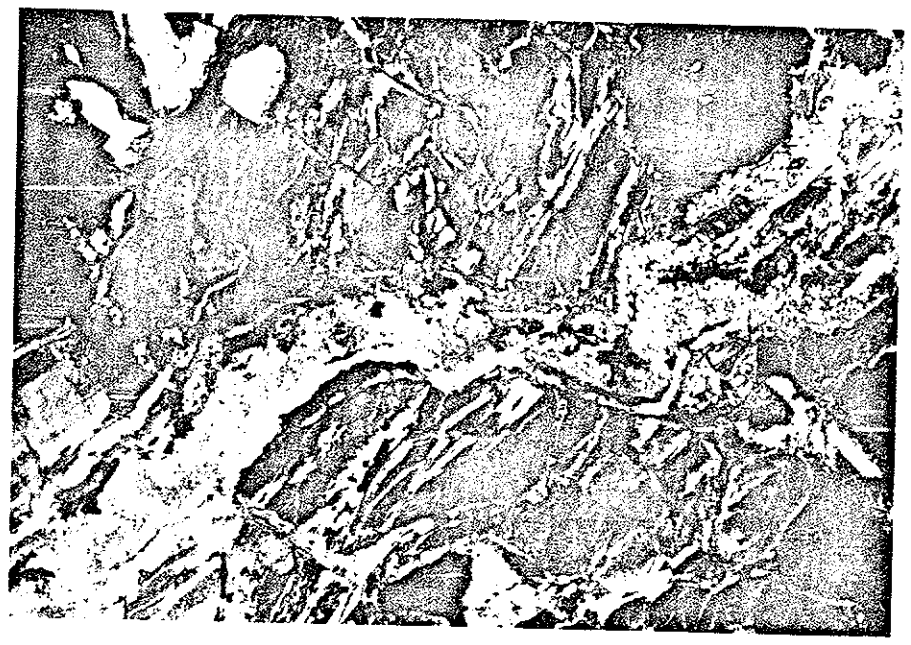



FIG.11 DIFRATOGRAMA DE RAIO-X

TABELA 8 - Espaçamentos interplanares (d) para Cromita e Magnetita com as intensidades ($I/I_o$) dos picos correspondentes. (Segundo American Society for Testing Materials).

| CROMITA | | MAGNETITA | |
|---|---|---|---|
| d(Å) | $I/I_o$ | d(Å) | $I/I_o$ |
| 4,82 | 50 | 4,85 | 8 |
| 2,95 | 60 | 2,967 | 30 |
| 2,52 | 100 | 2,532 | 100 |
| 2,40 | 10 | 2,424 | 8 |
| 2,07 | 70 | 2,099 | 20 |
| 1,69 | 40 | 1,715 | 10 |
| 1,60 | 90 | 1,616 | 30 |
| 1,46 | 90 | 1,485 | 40 |
| 1,40 | 10 | 1,419 | 2 |
| 1,31 | 20 | 1,328 | 4 |
| 1,26 | 50 | 1,281 | 10 |
| 1,20 | 30 | 1,266 | 4 |
| 1,16 | 20 | 1,212 | 2 |
| 1,11 | 30 | 1,122 | 4 |
| 1,10 | 60 | 1,093 | 12 |
| 1,04 | 30 | 1,050 | 6 |



FOTOMICROGRAFIA 6 - Vênula de carbonatos em amostra de testemunho de sondagem coletada a 50m de profundidade.
Observa-se também : clino-piroxênio, olivina alterada a iddingsita, minerais opacos.
Aumento 60x, nicóis cruzados.

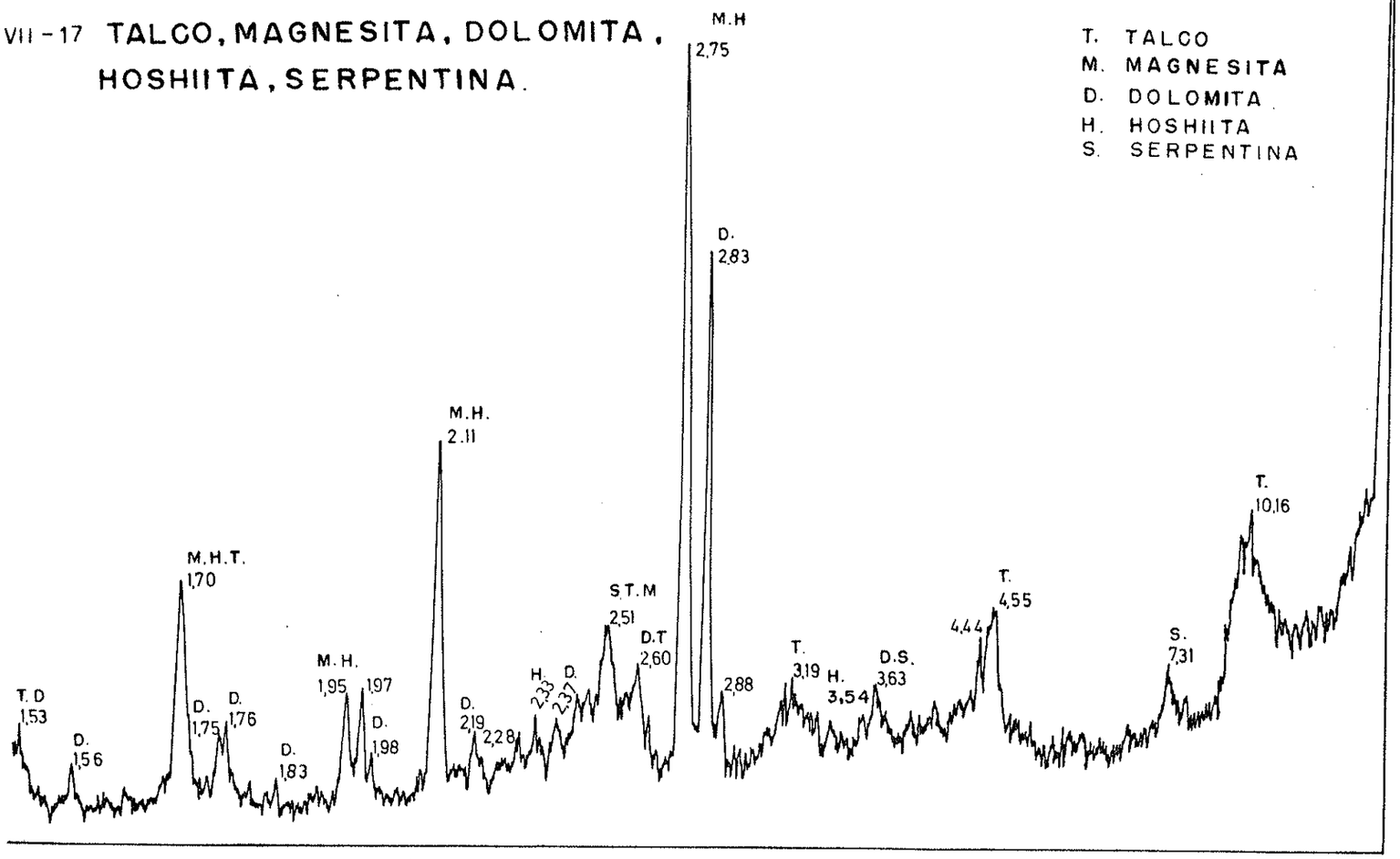



FIG. 12 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

kita e galena no maciço de Santa Fé, porém, estes minerais não foram detectados no presente estudo.

### 5.2.3. MINERAIS DE ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA

#### HEMATITA

A hematita no Maciço de Santa Fé concentra-se nos horizontes superiores do manto de intemperismo. Apresenta-se em forma pulverulenta juntamente com goethita subordinada, constituindo o material marrom avermelhado com alto grau de desagregação, que forma o Horizonte Laterítico Vermelho. A hematita aparece também de maneira abundante nas Crostas Ferrilíticas, onde apresenta granulação muito fina integrando um material com alto grau de compactação, o qual, frequentemente encontra-se silicificado exibindo quartzo sob a forma de calcedônia.

Nos horizontes mencionados acima, a hematita é também encontrada participando da composição das concreções oolíticas e pisolíticas, muito comuns nestes níveis superiores do manto de intemperismo.

A formação da hematita teve lugar durante o processo de intemperismo que afeta as rochas ultramáficas do maciço; em grande parte parece ser formada pela desidratação da goethita, mineral que predomina sobre a hematita nos horizontes subjacentes à Laterita Vermelha. Pode ocorrer também a formação direta da hematita a partir da oxidação do Fe e lixiviação do Si e Mg dos minerais ferromagnesianos presentes. Efetivamente, de acordo com DEER *et al.*(1966) a goethita transforma-se em hematita por desidratação e segundo dados de GARRELS & CHRIST (1965) o campo de estabilidade da hematita coincide com as condições de pH e Eh na superfície ou próximas à superfície e que controlam os processos intempéricos que afetam as rochas.

O difratômetro disponível, munido com tubo de cobre K-α,

não permite a obtenção de bons difratogramas de hematita. Contudo, em vários difratogramas verifica-se a presença dos principais picos deste mineral como no representado na Figura-13 , que corresponde a uma amostra composta por hematita e por magnetita com exsolução de ilmenita.

GOETHITA

A goethita no maciço em estudo foi detectada em maior abundância nos três horizontes superiores do manto de intemperismo: Laterita Amarela, Laterira Vermelha e Crosta Ferrilítica. Evidencia-se uma maior concentração deste mineral na Laterita Amarela e base da Laterita Vermelha. Na Figura-14 exibe-se os termogramas de amostras coletadas ao longo da sequência vertical do perfil de alteração. Na figura citada pode-se observar o aparecimento dos picos endotérmicos a 318°C correspondentes à goethita, apenas naqueles termogramas correspondentes a amostras de Laterita Amarela e da zona inferior da Laterita Vermelha, sugerindo que existe maior concentração deste mineral nestes níveis do manto de intemperismo. À medida que se avança em direção à superfície a goethita cede lugar à hematita. Este fenômeno é atribuido ao processo de desidratação já referido, em que a goethita se transforma em hematita. Esse processo de desidratação ocorre sobre o nível freático, sendo portanto, controlado por este e suas oscilações.

A goethita constitui produto de alteração intempérica dos diferentes minerais ferromagnesianos que integram as ultramáficas serpentinizadas do maciço.

QUARTZO (CALCEDÔNIA)

O quartzo na área estudada aparece sob a forma de agre

AM.88-P HEMATITA, MAGNETITA, ILMENITA.

H. HEMATITA
M. MAGNETITA
I. ILMENITA

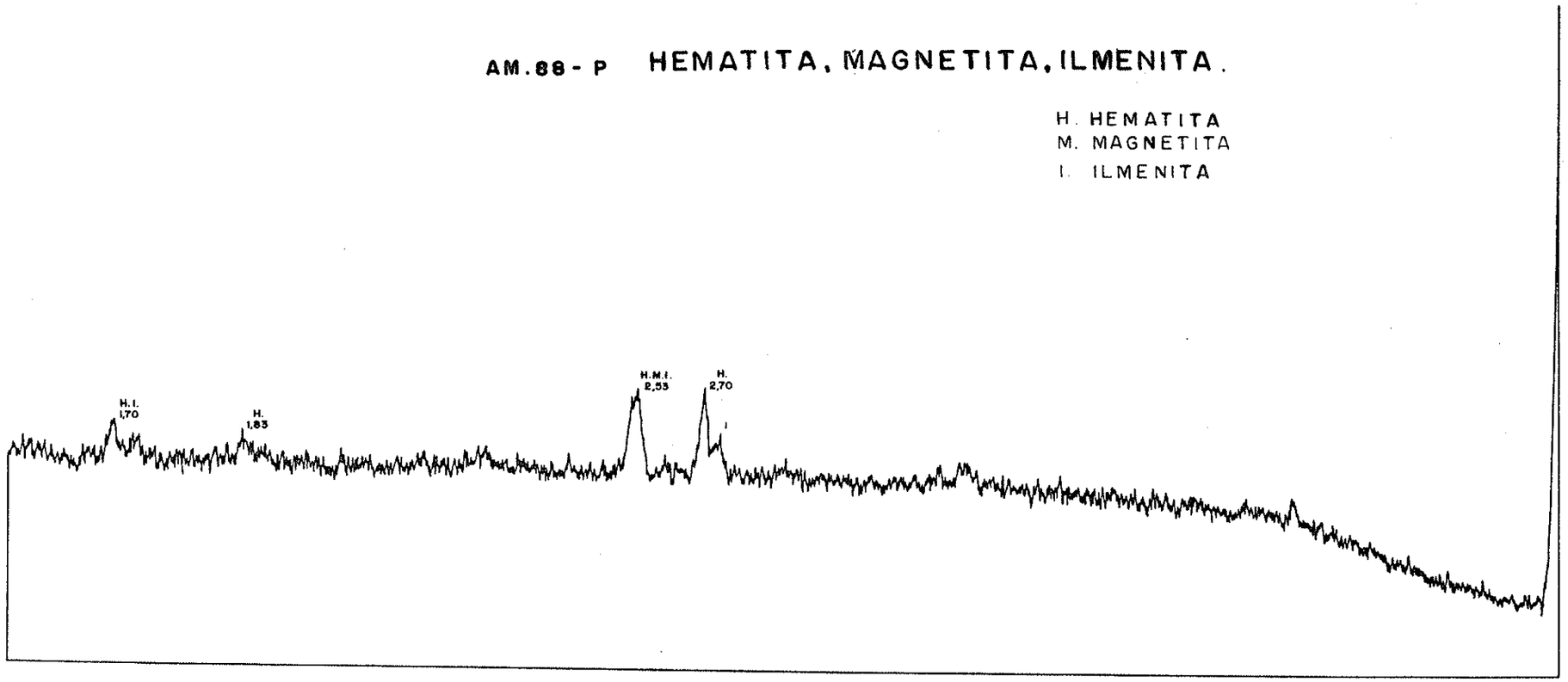



FIG. 13 DIFRATOGRAMA DE RAIO-X

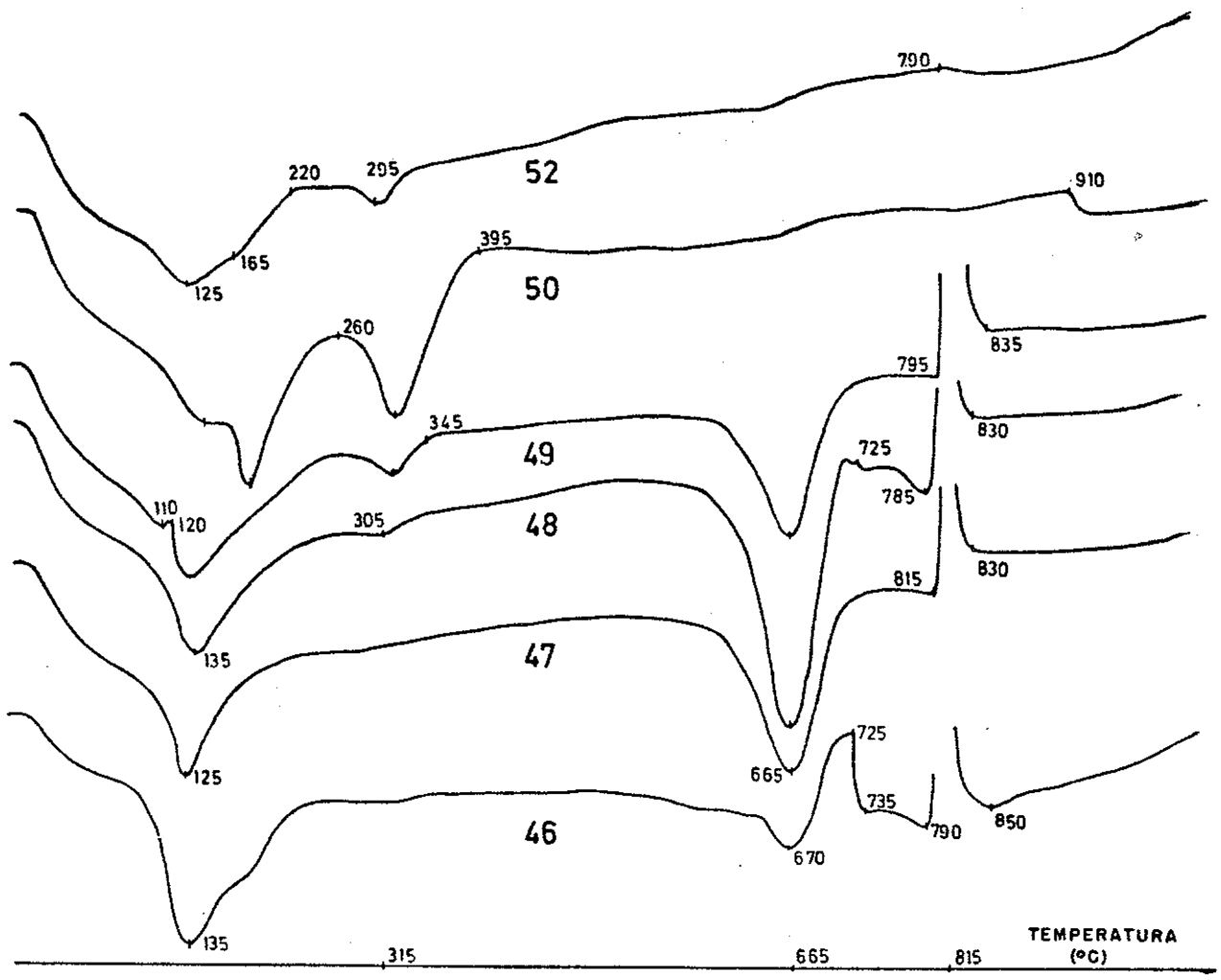



FIG.14 TERMOGRAMA

AMOSTRAS -

52- LATERITA VERMELHA

50-49- LATERITA AMARELA

48-47- SAPROLITO GROSSO

46- ROCHA COMPACTA

gado criptacristalino tipo calcedônia.

A calcedônia distribui-se nos vários horizontes do manto de intemperismo, tanto em vênulas como em camadas e bolsões, desde lenticulares a irregulares, muitas vezes aparece soldando os demais minerais fornecendo ao material uma resistência mais elevada. A rocha serpentinizada compacta apresenta calcedônia apenas em vênulas que se extinguem em profundidade.

Esta distribuição e forma de ocorrência da calcedônia sugerem que sua formação se relaciona com os processos intempéricos.

O quartzo apresenta difratogramas com reflexões intensas, proporcionando picos muito nítidos, tanto nas amostras monominerálicas (Figura-15) como naquelas polimineralicas (Figura 6).

Durante o intemperismo laterítico ocorrido em Santa Fé, a sílica liberada pelos silicatos deve participar dos seguintes processos:

a.- Recristalização sob a forma de calcedônia.

b.- Formação de material amorfo.

c.- Formação de silicatos hidratados de Mg.

d.- Longo transporte lateral em solução saindo do sistema constituido pelo maciço ultramáfico.

Como pode-se notar, apenas uma parcela da sílica liberada dos silicatos participa da formação de calcedônia.

## MONTMORILLONITA

No maciço em estudo, detectou-se a presença da montmorillonita em amostras do manto de intemperismo pertencentes a áreas de peneplano e sopé de morro.

A Figura-16 exibe difratogramas correspondentes a montmorillonita. Pode-se observar que o pico do espaçamento basal apresenta 15,5 Å devido provavelmente à umidade, posto que, em

AM. 61-B QUARTZO (CALCEDÔNIA)

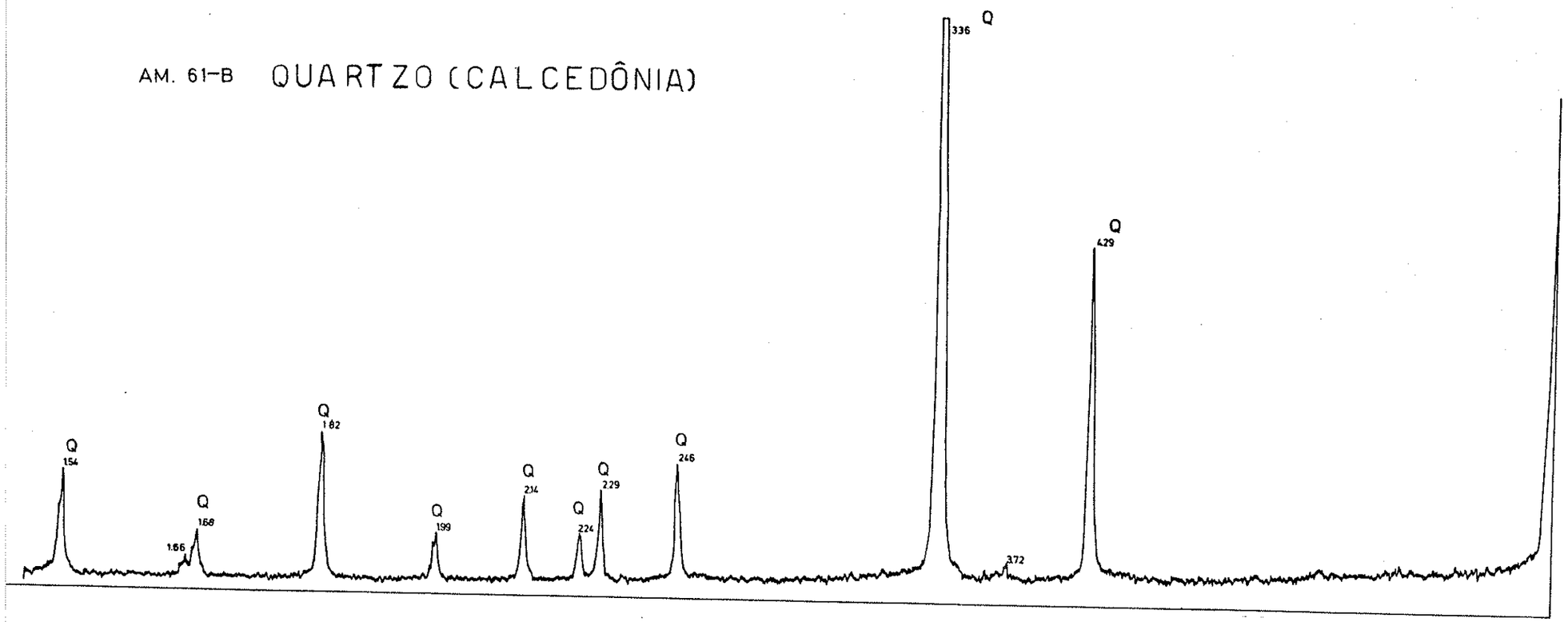



FIG.15 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

AM. 95 - A MONTMORILLONITA

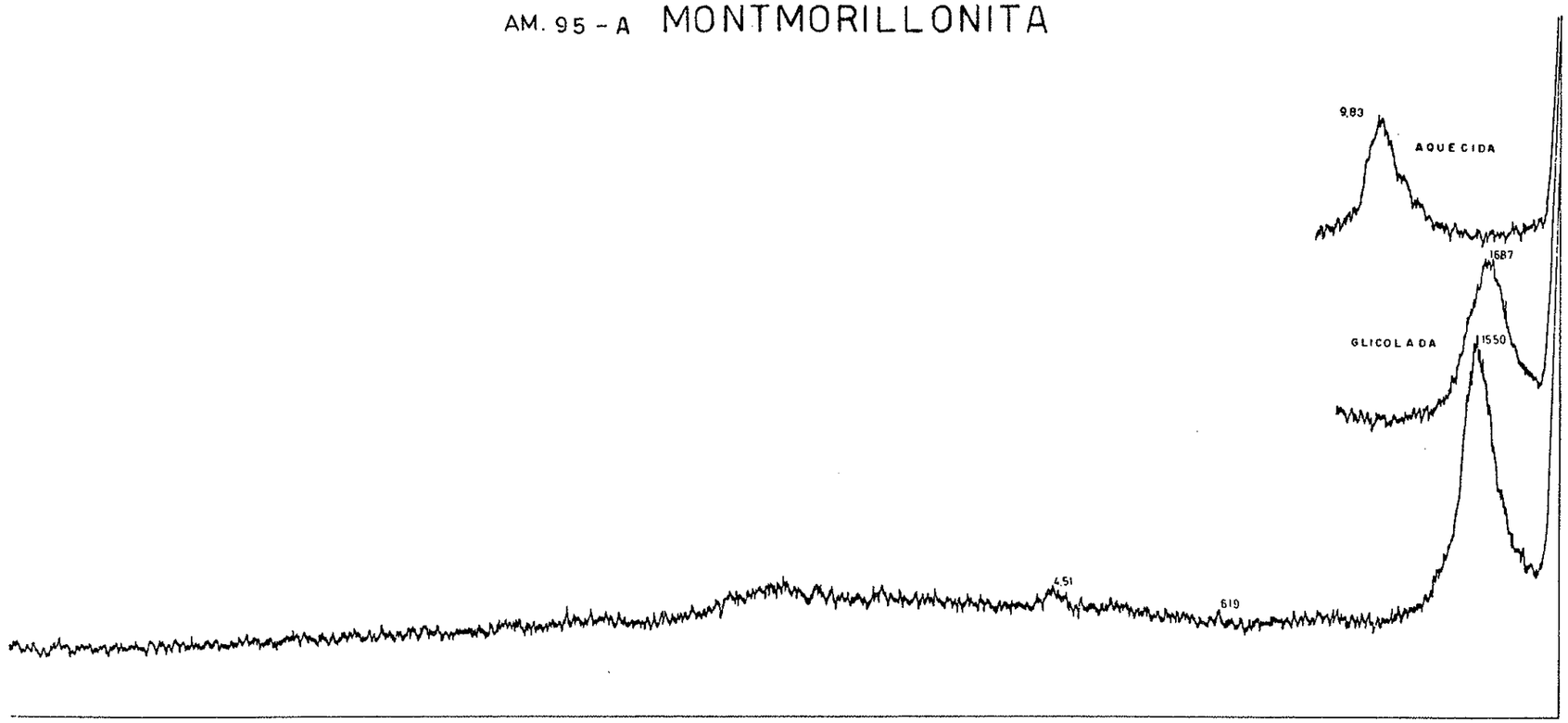



FIG.16 DIFRATOGRAMA DE RAIO - X

ar seco corresponderia a 14,8 Å segundo dados da J.C.P.D.S. (1972). Ao tratar a amostra com etileno-glicol esse pico desloca-se para um valor de aproximadamente 17 Å e, após submetê-la ao tratamento térmico o pico aparece no intervalo entre 9,7 e 10,0 Å concordando com a diagnose da montmorillonita apresentada por WARSHAW & ROY (1961).

A montmorillonita aparece principalmente nos horizontes de Saprolito Grosso e Laterita Amarela, em áreas baixas do relevo. A sua formação está controlada por condições de pH alcalino e drenagem mais pobre que ocorrem nestas áreas. Estes fatores são apresentados por DEER *et al.*(1966) como favoráveis na formação da montmorillonita.

### OUTROS MINERAIS INTEMPÉRICOS

Sob este sub-título reunem-se os minerais cuja gênese se atribui aos processos intempéricos e se apresentam muito escassos no maciço de Santa Fé.

Podem ser mencionados os produtos de alteração da magnetita representados por martita e maghemita, assim como o rutilo, produto de alteração da ilmenita; minerais citados no estudo de BARBOUR (1976).

## 5.2.4. MINERALOGIA NIQUELÍFERA

O principal minério de níquel em jazidas lateríticas constitui-se de silicatos magnesiano-niquelíferos hidratados, conhecidos sob a denominação genérica de garnierita.

PECORA *et al.*(1949) e posteriormente FAUST (1966) recomendam o uso do termo garnierita em classificação de campo, para designar todos os silicatos hidratados de Mg e Ni.

Este termo tem sido empregado frequentemente na literatura geológica neste sentido amplo.

Não obstante, há controvérsias referentes ao uso do termo "garnierita", além de outros empregados para designar silicatos hidratados niquelíferos.

KLOCKMANN & RAMDOHR (1961) e BETEJTIN (1970) consideram garnierita como sinônimo de numeíta e, assim como DEER *et al.* (1966), a descrevem como crisotila niquelífera.

Dentre os nomes atribuídos a espécies de silicatos niquelíferos destacam-se schuchardita para clorita niquelífera e pimelita para a montmorillonita niquelífera (FAUST, 1966). O nome gentita tem sido empregado para deweylita ou gimnita niquelífera como em ROSS & SHANNON (1925) e em KLOCKMANN & RAMDOHR (1961).

BRINDLEY (1978) apresenta o resumo de uma revisão da nomenclatura dos silicatos hidratados de Mg e Ni em uma tabela como segue:

| MINERAIS DE CAMADA TIPO 1:1 | CORRESPONDENTE NIQUELÍFERO |
|---|---|
| - Crisotila | - Pecoraíta |
| - Lizardita | - Nepuíta |
| - Berthierita | - Brindleyita |

| MINERAIS DE CAMADA TIPO 2:1 | |
|---|---|
| - Talco | - Willenseíta |
| - Querolita | - Pimelita |
| - Clorita | - Nimita |
| - Sepiolita | - Falcondoíta |

Os minerais de camada 1:1 são denominados dimórficos e apresentam cela unitária constituída por duas folhas, uma forma

da por tetraedros de $SiO_4$ e outra por octaedros de hidróxidos . Os minerais de camada 2:1 são denominados trimórficos e têm cela unitária com duas folhas tetraédricas e uma octaédrica (SOUZA SANTOS, 1975).

Os minerais dimórficos apresentam espaçamento basal de 7 Å enquanto que nos trimórficos este espaçamento é de 10 Å, podendo ser de 14 Å quando apresentam uma folha de hidróxidos intercalada (SOUZA SANTOS, *op. cit.*). BRINDLEY (1978) cita o mineral Berthierita entre os de camada 1:1, o que parece estar em contradição com KLOCKMANN & RAMDOHR (1961) que mencionam espaçamento basal de 14 Å para este mineral. Este fato porém não guarda interesse para o presente estudo, posto que, em Santa Fé não foi reconhecida esta espécie mineralógica.

ROSS *et al.* (1928), estudando a origem dos silicatos de níquel de Webster na Carolina do Norte - Estados Unidos, indicam que nas vermiculitas o Ni se fixa mediante o processo químico denominado mudança de base. FAUST (1966) sugere inclusive que se empregue a expressão "vermiculita com níquel trocável" , devido a que o Ni na rede cristalina deste mineral encontra-se quase inteiramente na posição de cátion trocável, sem integrar a estrutura da rede.

ZEISSINK (1969), ao estudar a mineralogia e geoquímica de um perfil laterítico em Greenvale - Austrália, conclui que o níquel encontra-se associado à goethita, possivelmente incorporado à sua rede cristalina.

Este autor considera também que o reconhecimento de goethitas niquelíferas é realmente recente, remontando-se ao começo da década de 50. MELFI (1974) determina a associação do Ni com a goethita presente no perfil de alteração do maciço ultrabásico de Barro Alto, Goiás. TRESCASES (1975) reconhece, também, goethitas niquelíferas presentes no perfil de alteração das ultrabásicas de Nova Caledônia.

Em Santa Fé, o Ni apresenta-se em quase todas as espécies mineralógicas, esboçando um comportamento típico de elemen

to traço similar ao assinalado por MELFI (*op. cit.*) para o maciço de Barro Alto. Não obstante, no maciço de Santa Fé esse elemento apresenta uma preferência pelos filossilicatos serpentina, clorita e vermiculita, os quais, podem ser considerados os minerais de minério de níquel deste maciço. É importante mencionar aqui que o minério de Santa Fé está constituido também por material amorfo. Na Tabela-9 apresenta-se a relação do Ni com a mineralogia. De acordo com a nomenclatura atualmente aceita, segundo BRINDLEY (1978), as serpentinas niquelíferas recebem nomes de pecoraíta e nepuíta, respectivamente, para crisotila e lizardita, enquanto que, a clorita niquelífera denomina-se nimita. A vermiculita niquelífera não recebe nome especial, provavelmente pelo fato deste mineral apresentar o Ni como cátion trocável sem integrar a estrutura básica da rede cristalina , como exposto por FAUST (1966).

Para determinar a mineralogia niquelífera do maciço, adotou-se a seguinte sequência de procedimentos:

- Separação mineralógica obtendo-se amostras monomineráliças das principais espécies presentes no maciço.
- Determinação da espécie mineral que constitui a amostra.
- Dosagem do níquel em cada amostra.

Complementou-se esta determinação efetuando-se em minerais não separados, a dosagem do níquel mediante o emprego de microssonda eletrônica; estudou-se também, a relação entre as variações de teor de níquel e a composição mineralógica nos horizontes do perfil de alteração.

TABELA 9 - RELAÇÃO DO NÍQUEL COM A MINERALOGIA

| Nº AMOSTRA | MINERALOGIA | NiO (%) |
|---|---|---|
| 10-V | Piroxênio (Diopsídio) | 0,04 |
| 17-B | Vermiculita | 2,91 |
| 39-B | Calcedônia | 0,19 |
| 39-C | Calcedônia | 0,88 |
| 39-D | Calcedônia | 0,33 |
| 40-B | Calcedônia | 0,24 |
| 40-C | Calcedônia | 0,41 |
| 41-B | Calcedônia | 0,46 |
| 41-C | Calcedônia | 0,93 |
| 41-E | Cromita | 0,43 |
| 41-F | Magnetita | 0,93 |
| 41-G | Clorita | 2,15 |
| 41-H | Calcedônia | 0,75 |
| 42-B | Cromita | 0,55 |
| 42-C | Clorita | 1,38 |
| 42-D | Clorita | 1,17 |
| 42-E | Clorita | 4,34 |
| 43-B | Magnetita | 0,40 |
| 43-C | Calcedônia | 0,59 |
| 44-B | Magnetita | 0,80 |
| 44-C | Calcedônia | 0,92 |
| 44-D | Clorita | 3,12 |
| 45-B | Cromita | 0,45 |

(continua)

TABELA 9 - (continuação)

| Nº AMOSTRA | MINERALOGIA | NiO (%) |
|---|---|---|
| 45-C | Vermiculita | 1,08 |
| 45-D | Magnetita | 0,85 |
| 54-A | Serpentina | 0,29 |
| 57-A | Serpentina | 0,31 |
| 62-A | Serpentina | 0,33 |
| 64-P | Cromita | 0,37 |
| 66-P | Magnetita | 0,26 |
| 68-A | Serpentina | 0,32 |
| 88-P | Magnetita-Ilmenita-Hematita | 0,13 |
| 95-A | Montmorillonita | 0,06 |
| 100-A | Calcedônia | 0,17 |
| 104-C | Calcedônia | 0,04 |
| 104-V | Vermiculita-Serpentina | 3,42 |
| 105-A | Cromita | 0,23 |
| 107-M | Serpentina | 1,69 |
| 108-B | Calcedônia | 0,27 |
| 115-V | Serpentina | 0,16 |
| 119-B | Calcedônia-Apatita | 0,03 |
| 121-L | Serpentina | 0,24 |
| 131-V | Piroxênio (Diopsídio) | 0,06 |
| 131-M | Serpentina | 0,44 |
| 132-V | Piroxênio (Diopsídio) | 0,12 |
| 133-M | Cromita | 0,34 |

Amostra pulverizada — Análise Química: Fluorescência de Raios X e Absorção Atômica — Análise Mineralógica: Difração de Raios X.

## 5.3. MATERIAL AMORFO

O material amorfo representa um constituinte importante entre os produtos de alteração dos maciços máfico-ultramáficos e/ou básico-ultrabásicos.

TRESCASES (1975) quantificou e determinou a composição do material amorfo presente nos diversos horizontes do perfil de alteração dos peridotitos de Nova Caledônia. Os produtos de alteração destes peridotitos apresentam gel silico-férrico progressivamente enriquecido em Fe em valor relativo, à medida que a alteração progride; por sua vez, a quantidade de Mg amorfo é ínfima posto que sofre lixiviação à medida que os produtos de alteração são precipitados (TRESCASES, *op.cit.*). Este autor ao estudar a distribuição do material amorfo nos diversos horizontes do manto de intemperismo que recobre os peridotitos de Nova Caledônia, constatou que no saprolito grosso o Fe livre encontra-se na sua totalidade constituindo material amorfo, que no saprolito fino aparece goethita porém a cristalização é pobre e, somente, na laterita vermelha ("Terre Rouge") há uma cristalização mais abundante formando goethita a partir do ferro amorfo.

MELFI (1974) estudando a alteração superficial das rochas ultrabásicas de Barro Alto, em Goiás, verifica que a maior concentração do material amorfo dá-se nos horizontes inferiores do perfil onde a alteração é ainda incipiente. Este autor admite que na primeira fase de alteração, a forte concentração em sílica e cátions básicos, apresentada pelas soluções percolantes, parece inibir a cristalização do ferro, que se individualiza como hidrato amorfo de Fe. PEDRO & MELFI (1970) apresentam os resultados de pesquisa sobre o comportamento de geles sintéticos de composição sílico-férrica e mostram a importância da sílica na inibição da cristalização dos compostos amorfos.

No Maciço de Santa Fé, o estudo de material amorfo

foi realizado em amostras pertencentes aos diversos horizontes do perfil de alteração sobre áreas tanto de litologia dunítica como piroxenítica. As análises efetuadas, proporcionaram para cada amostra a porcentagem em peso dos elementos Fe, Ni, Mg e Si que participam na composição do material amorfo. Com os dados obtidos tornou-se possível determinar a distribuição e composição do material amorfo no manto de intemperismo.

Analisou-se as influências que o processo evolutivo de alteração mineralógica exerce sobre as características de distribuição espacial e variações composicionais do material amorfo. Estudou-se também o controle do relevo nos parâmetros considerados.

Antes de referir-se aos dados obtidos apresentar-se-á uma discussão da metodologia de determinação do material amorfo.

### 5.3.1. METODOLOGIA DE DETERMINAÇÃO DO MATERIAL AMORFO

A dosagem do material amorfo foi realizada por intermédio de um método similar ao proposto por SEGALEN (1968), com algumas modificações introduzidas mediante sugestões dos professores VOLKOFF e TRESCASES, membros da ORSTOM em missão junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

O método empregado baseia-se na cinética das reações de dissolução que experimentam os minerais e substâncias não cristalinas sob o ataque de ácidos e bases fortes. Estas substâncias não cristalinas são denominadas aqui de material ou produto amorfo.

Segundo SEGALEN (*op.cit.*), a superfície específica, ou seja, a superfície exposta por unidade de volume, nos produtos amorfos pode ser de 2 até mais de 5 vezes maior que nos produtos cristalinos. Portanto, a velocidade de ataque de um reagente aos produtos amorfos é muito maior que aos produtos cristalinos.

O método de determinação adotado inicia-se com a execução sistemática, por nove vezes consecutivas, de um processo de ataque químico a cada amostra pulverizada. Este processo apresenta uma duração de 1 hora, tempo no qual a amostra, pesando 500mg, é colocada em contato com os reagentes.

O referido processo denomina-se "extração de amorfos" e apresenta as seguintes fases:

- Ataque ácido: emprega-se 50ml de HCl de concentração 4N. Coloca-se o ácido em contato com a amostra durante 30 minutos, à temperatura ambiente, agitando-se o preparado em máquina vibratória.

- Separação da solução ácida por centrifugação a 4 600 r.p.m. durante 5 minutos e recolhimento a um balão volumétrico de 200ml.

- Lavagem da amostra com 45ml de água destilada, agitando-se a mistura durante 5 minutos.

- Separação da água por centrifugação a 4 600 r.p.m. durante 5 minutos e recolhimento ao mesmo balão volumétrico.

- Ataque básico: emprega-se 45ml de solução de NaOH a uma concentração 0,5N. Coloca-se a solução em contato com a amostra durante 10 minutos a 70°C, agitando-se por alguns segundos no início e na metade desta fase.

- Separação da solução alcalina por centrifugação a 4 600r.p.m. durante 5 minutos, recolhendo-a em seguida, ao mesmo balão volumétrico.

- Afere-se o balão volumétrico a 200ml, completando com água destilada.

Embora SEGALEN (1968) recomende apenas a "extração de amorfos" para cada amostra por 12 vezes sucessivas, devido às modificações na dosagem dos reagentes introduzidos neste trabalho e às proporções relativamente baixas de produtos amorfos nas amostras de Santa Fé, tornou-se possível descender para 9, posto que, a realização do processo por este número de vezes foi suficiente para obter um segmento de reta nas curvas acumulativas de extração, indicando a exaustão do material amorfo na amostra, possibilitando assim sua quantificação.

A seqüência de extrações a que as amostras foram submetidas proporciona para cada uma delas, uma série de 9 soluções aquosas. Todas as soluções obtidas foram analisadas por absorção atômica, determinando-se sua composição com respeito aos elementos Fe, Ni, Mg e Si.

É importante mencionar também que, a proporção quantitativa de amostra e solventes deve adaptar-se ao tipo de material analisado. Neste trabalho empregou-se 500mg de amostra para 200ml de solventes, proporção que possibilitou obter soluções que apresentassem concentrações situadas num intervalo adequado para efetuar-se as análises dentro da sensibilidade do espectrofotômetro de absorção atômica disponível.

Os padrões de análise foram preparados de acordo com os diversos tipos de amostras, considerando-se a ordem de grandeza da concentração dos elementos e as condições de pH das soluções obtidas nos processos de "extração de amorfos".

A composição das soluções permite que se calcule a porcentagem em peso com respeito à amostra, dos elementos extraídos em cada processo, posto que se conhece o peso da amostra e o volume dos solventes adicionados.

Em posse desses resultados se constroem gráficos em cujas abcissas se ordenam os números de extrações realizadas, que equivale a representar o tempo em horas, posto que, cada extração apresenta uma duração de uma hora e são executadas consecutivamente. Finalmente, nas ordenadas indica-se a porcentagem em peso acumulativa dos óxidos extraídos das amostras em cada processo. Desta maneira, ao representar graficamente os valores das análises, obter-se-á curvas com características peculiares, correspondentes a amostras que possuem material amorfo.

Segundo SEGALEN (1968), os produtos amorfos são mais solúveis que os produtos cristalinos que os acompanham. Portanto, os gráficos obtidos para amostras com material amorfo apresentam curvas com duas partes distintas como pode ser observado na Figura 17. Procede-se a interpretação dos gráficos da seguinte maneira:

- A parte curva de alta inclinação corresponde à dis-

solução do material amorfo simultaneamente a uma parte do produto cristalino.

- A parte reta de menor inclinação corresponde à dissolução do produto cristalino após a extinção do material amorfo. Nesta fase a dissolução se processa de maneira lenta e regular.

- A prolongação da segunda parte da curva (a parte reta) até o eixo dos "y", permite determinar a procentagem da fração amorfa. Este procedimento foi efetuado em todos os gráficos que indicam a presença de material amorfo, os quais aparecem nas Figuras 17, 18, 19, 20, 23, 24, 25, 33 e 34.

### 5.3.2. DISTRIBUIÇÃO DO MATERIAL AMORFO NO MANTO DE INTEMPERISMO E SUA COMPOSIÇÃO QUANTO A FERRO, NÍQUEL, MAGNÉSIO E SILÍCIO

As análises por cinética química, efetuadas em amostras selecionadas, permitiram determinar a relação dos elementos Fe, Ni, Mg e Si com respeito ao material amorfo em diversos sítios do manto de intemperismo do Maciço de Santa Fé. Estudou-se a presença e variações composicionais do material amorfo considerando-se as seguintes variáveis:

- Horizonte do Manto de Intemperismo:
  - Saprolito Grosso
  - Laterita Amarela
  - Laterita Vermelha
  - Crosta Ferrilítica

- Entidade Topográfica:
  - Topo de Morro
  - Encosta
  - Sopé
  - Peneplano

- Rocha Subjacente:
  - Dunito Serpentinizado
  - Piroxenito Serpentinizado.

À continuação, considera-se para cada elemento Fe, Ni, Mg e Si, sua participação na composição do material amorfo e mudanças que se apresentam em função das variáveis citadas.

O ferro, como pode ser observado nas Figuras 17, 18, 19 e 20, forma material amorfo no Saprolito Grosso e na Laterita Amarela. No Saprolito Grosso, este fenômeno verifica-se tanto na sua parte friável como na compacta.

As curvas acumulativas de extração de $Fe_2O_3$ de amostras de Laterita Vermelha e Crosta Ferrilítica, representadas na Figura 21, evidenciam a ausência de ferro amorfo nestes horizontes superiores onde a alteração é mais avançada e seus produtos apresentam maior cristalinidade.

É importante notar que a presença de ferro amorfo é generalizada em todos os sítios topográficos, embora seja restrita aos horizontes inferiores do manto de intemperismo, encontrando-se em proporção mais abundante no Saprolito Grosso, horizonte que representa os primeiros estádios da alteração supérgena que afetou as rochas do maciço.

SEGALEN *et al.* (1972), estudando os produtos ferruginosos de minerais puros, determinou em amostras de goethita e hematita uma proporção de $Fe_2O_3$ amorfo da ordem de 5 a 7% respectivamente. Em Santa Fé, em vista de que não se detectou ferro amorfo na Laterita Vermelha, deduz-se que a goethita e a hematita que constituem este horizonte apresentam grau de cristalinidade bastante elevado, entendendo-se que o grau de cristalinidade pode ser expresso como a razão entre a porcentagem de produto cristalino e a porcentagem de produto amorfo, que constituem a substância.

NALOVIC *et al.* (1972) interpretam curvas sigmoidais como indicativas de formas de baixa cristalinidade (ou mal cristalizadas) envoltas num invólucro de cristalização mais evoluída.

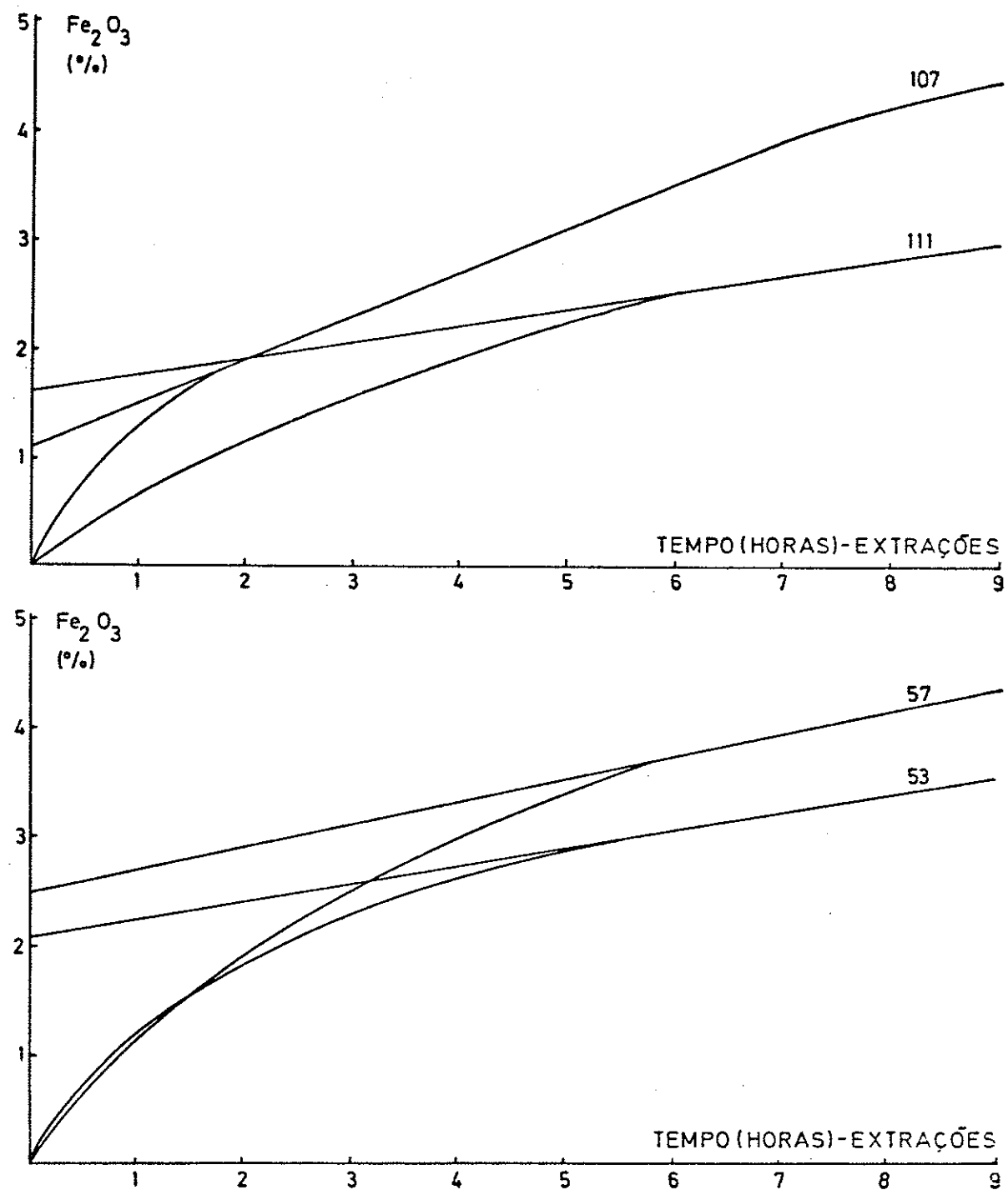



FIG.17 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de topo de morro - Curvas acumulativas de $Fe_2O_3$.

| Amostra | $Fe_2O_3$ amorfo (%) |
|---|---|
| 53 | 2,10 |
| 57 | 2,50 |
| 107 | 1,10 |
| 111 | 1,60 |

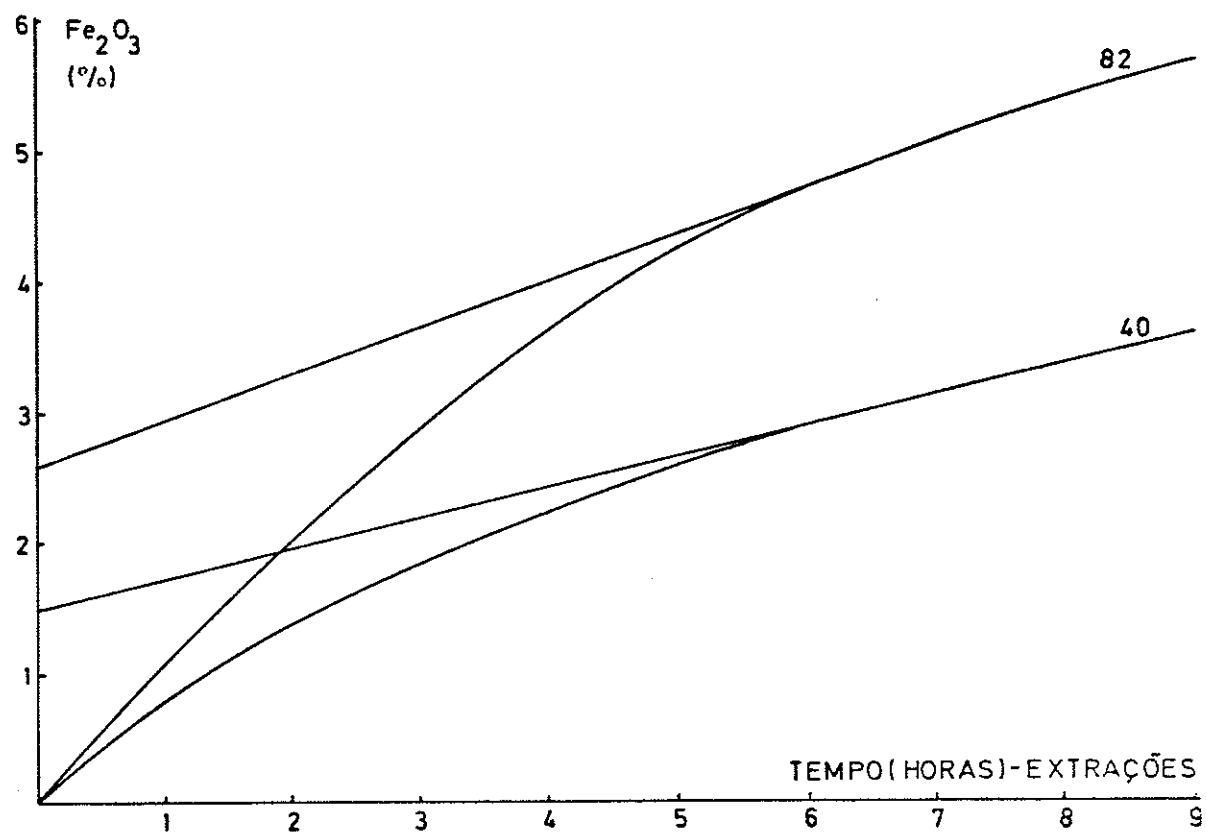



FIG.18 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de sopé e peneplano - Curvas acumulativas de $Fe_2O_3$.

| Amostras | $Fe_2O_3$ amorfo (%) |
|---|---|
| 82 | 2,60 |
| 40 | 1,50 |

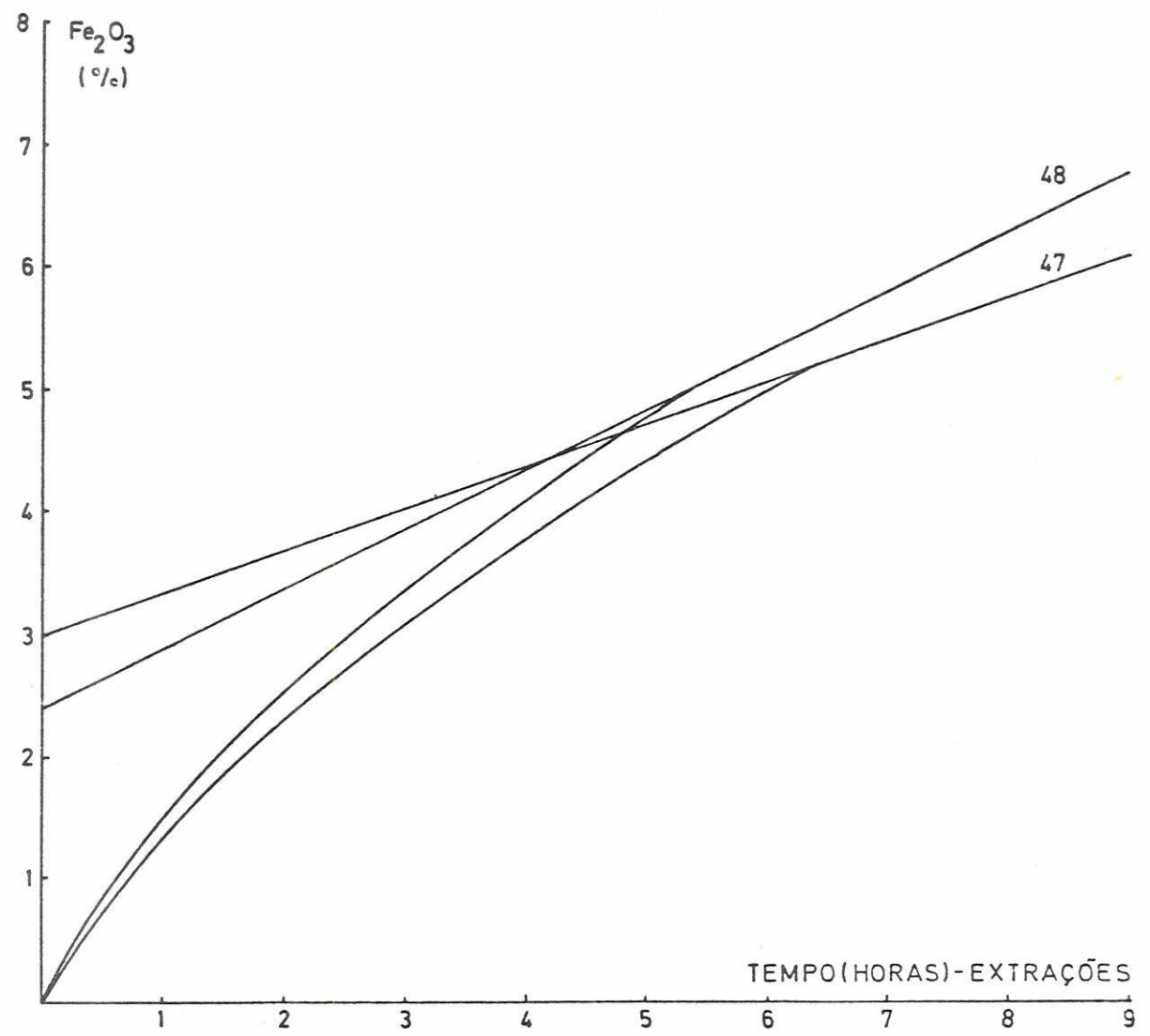



FIG.19 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de sopé e peneplano ( continuação ) - Curvas acumulativas de $Fe_2O_3$.

| Amostra | $Fe_2O_3$ amorfo (%) |
|---|---|
| 47 | 3,00 |
| 48 | 2,40 |

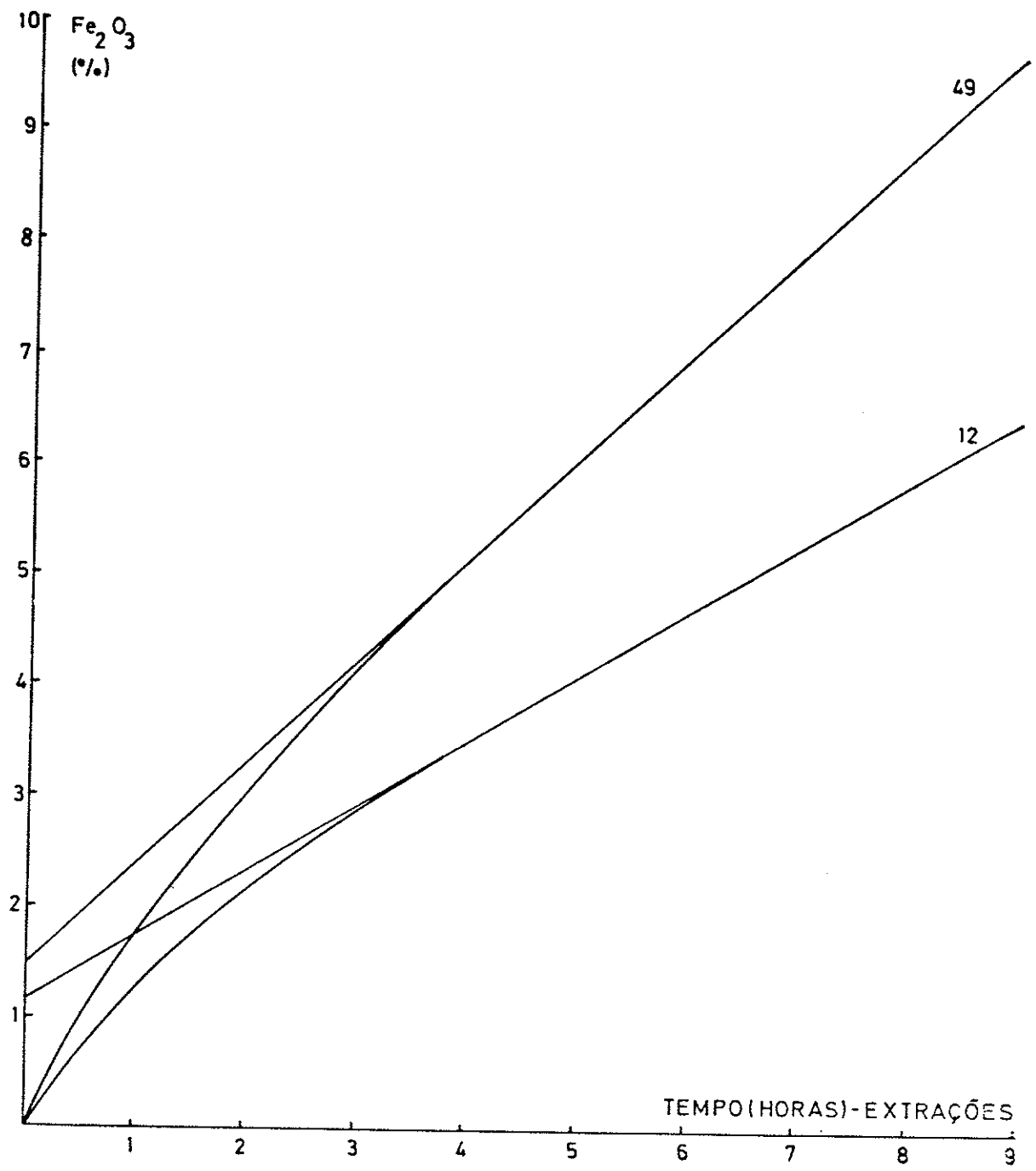



FIG.20 Determinação de material amorfo em Laterita Amarela - Curvas acumulativas de $Fe_2O_3$.

| Amostra | $Fe_2O_3$ amorfo (%) |
|---|---|
| 12 | 1,15 |
| 49 | 1,50 |

As amostras de Santa Fé não forneceram curvas sigmoidais. Não obstante, as curvas da Figura 21 exibem uma inclinação menos pronunciada no trecho inicial, indicando que as concreções ferruginosas oolíticas e pisolíticas presentes apresentam uma camada exterior constituída por um mineral mais resistente à ação dos reagentes. Os gráficos estudados revelam que quando o primeiro trecho apresenta menor inclinação os demais trechos encontram-se representados por segmentos de reta e, portanto, não formam curva sigmoidal (Figura 21), razão pela qual deduz-se que as concreções ferruginosas não apresentam material amorfo.

O gráfico da Figura 22 mostra que o manto de intemperismo, desenvolvido sobre as rochas piroxeníticas do maciço de Santa Fé, não apresenta ferro amorfo.

O níquel apresenta comportamento similar ao ferro com referência à constituição de material amorfo.

Evidencia-se, ao interpretar os gráficos expostos nas Figuras 23, 24 e 25, que o NiO participa da composição do produto amorfo presente no Saprolito Grosso e na Laterita Amarela. Estes horizontes, portando material amorfo niquelífero, recobrem rochas duníticas nas diversas entidades morfológicas do maciço, ou seja, topo, encosta e sopé de morro, além do peneplano. O níquel amorfo está ausente em toda extensão da Laterita Vermelha e Crosta Ferrilítica, assim como em toda a seqüência do manto de intemperismo sobreposta a piroxenito. Os gráficos que correspondem à extração de níquel das amostras não portadoras de amorfo encontram-se na Figura 26.

Para determinar o comportamento do magnésio e o silício com respeito ao produto amorfo, adotou-se o mesmo procedimento empregado para o ferro e o níquel, considerando-se os horizontes de alteração, o relevo e a rocha-mãe.

Constatou-se que o Saprolito Grosso, nas áreas de sopé de morro e peneplano, não apresenta Mg e Si na composição do seu material amorfo (Figura 27 e 28). As curvas acumulativas, representadas nas Figuras 29 e 30 demonstram a inexistência de MgO e $SiO_2$ também nos horizontes de Laterita Amarela e Laterita

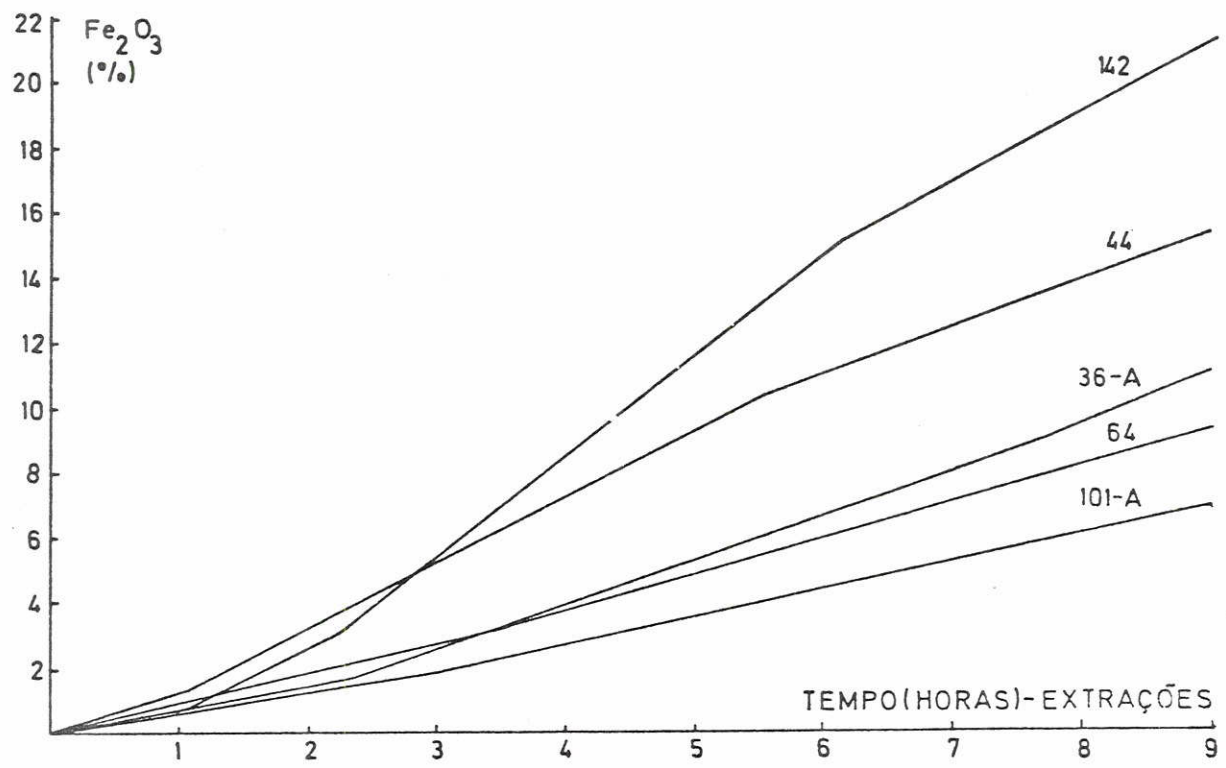



FIG. 21 Curvas acumulativas de $Fe_2O_3$ extraído de Laterita Vermelha ( Amostras:44, 64, 101-A, 142 ) e Crosta Ferrilítica ( Amostra :36-A )
- Não apresentam $Fe_2O_3$ amorfo .

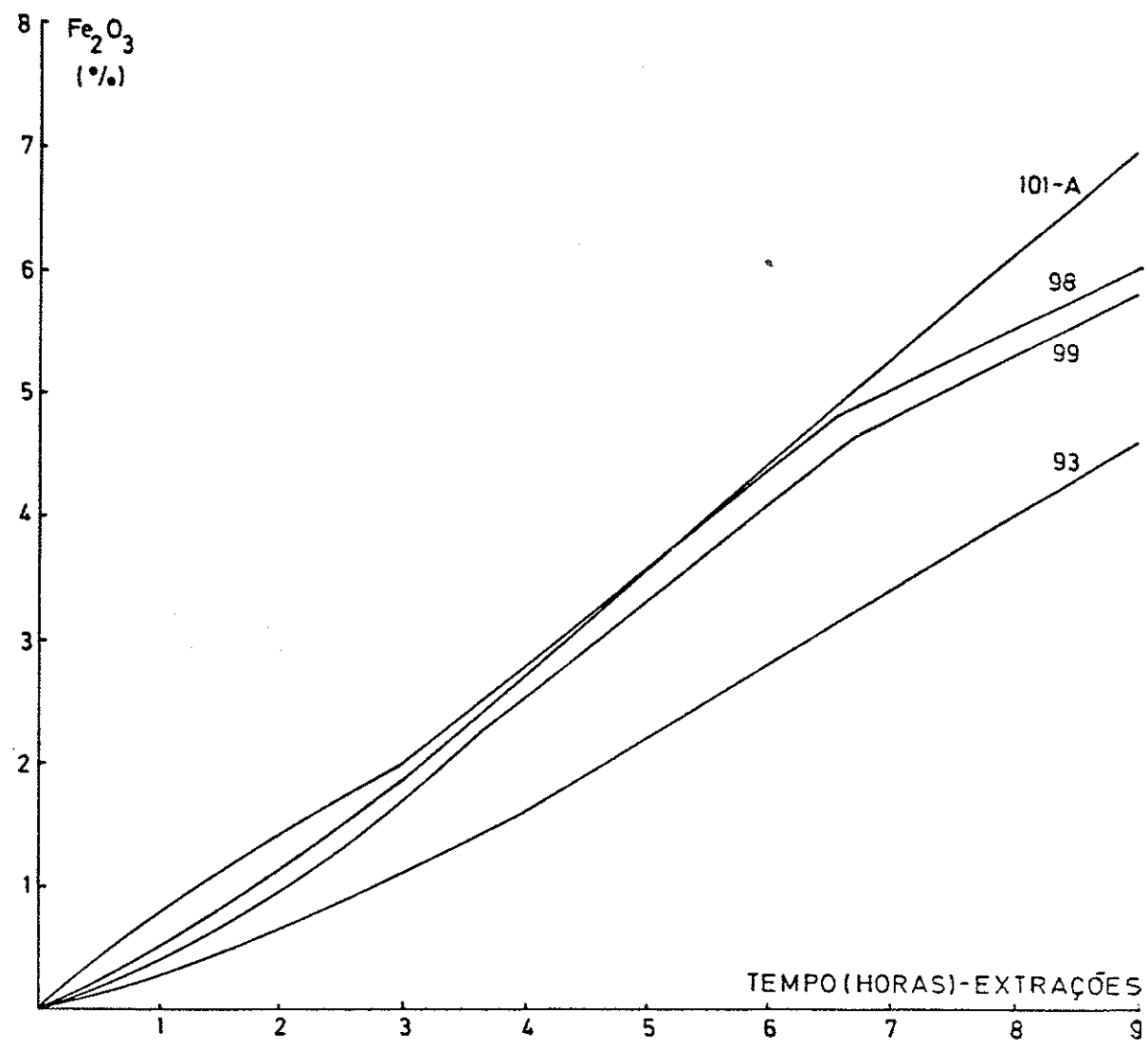



FIG. 22 Curvas acumulativas de $Fe_2O_3$ extraído dos diversos horizontes do perfil de alteração de piroxenito.
- Não apresentam $Fe_2O_3$ amorfo .

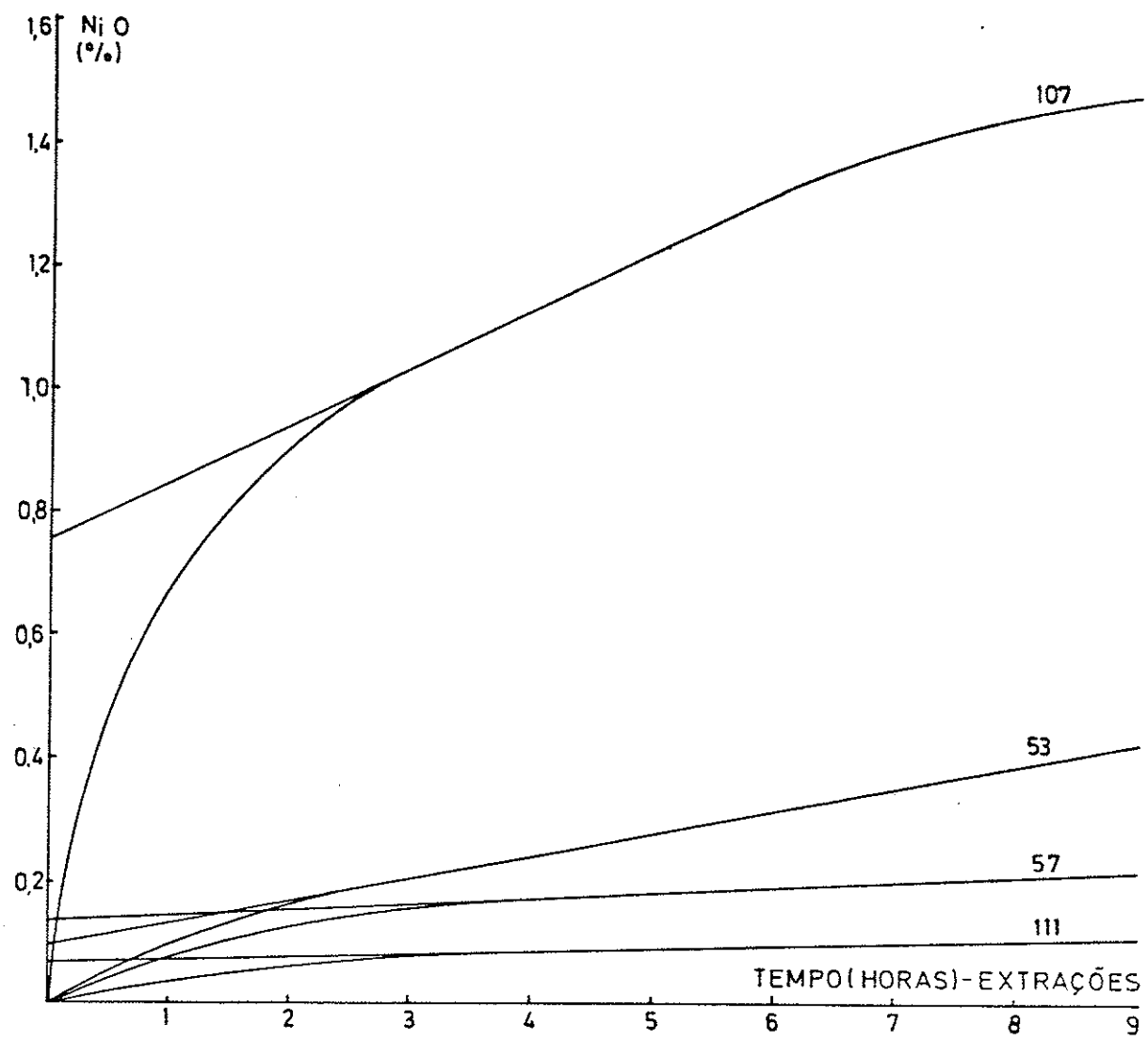



FIG.23 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de topo de morro - Curvas acumulativas de NiO .

| Amostra | NiO amorfo (%) |
|---|---|
| 53 | 0,10 |
| 57 | 0,13 |
| 107 | 0,75 |
| 111 | 0,07 |

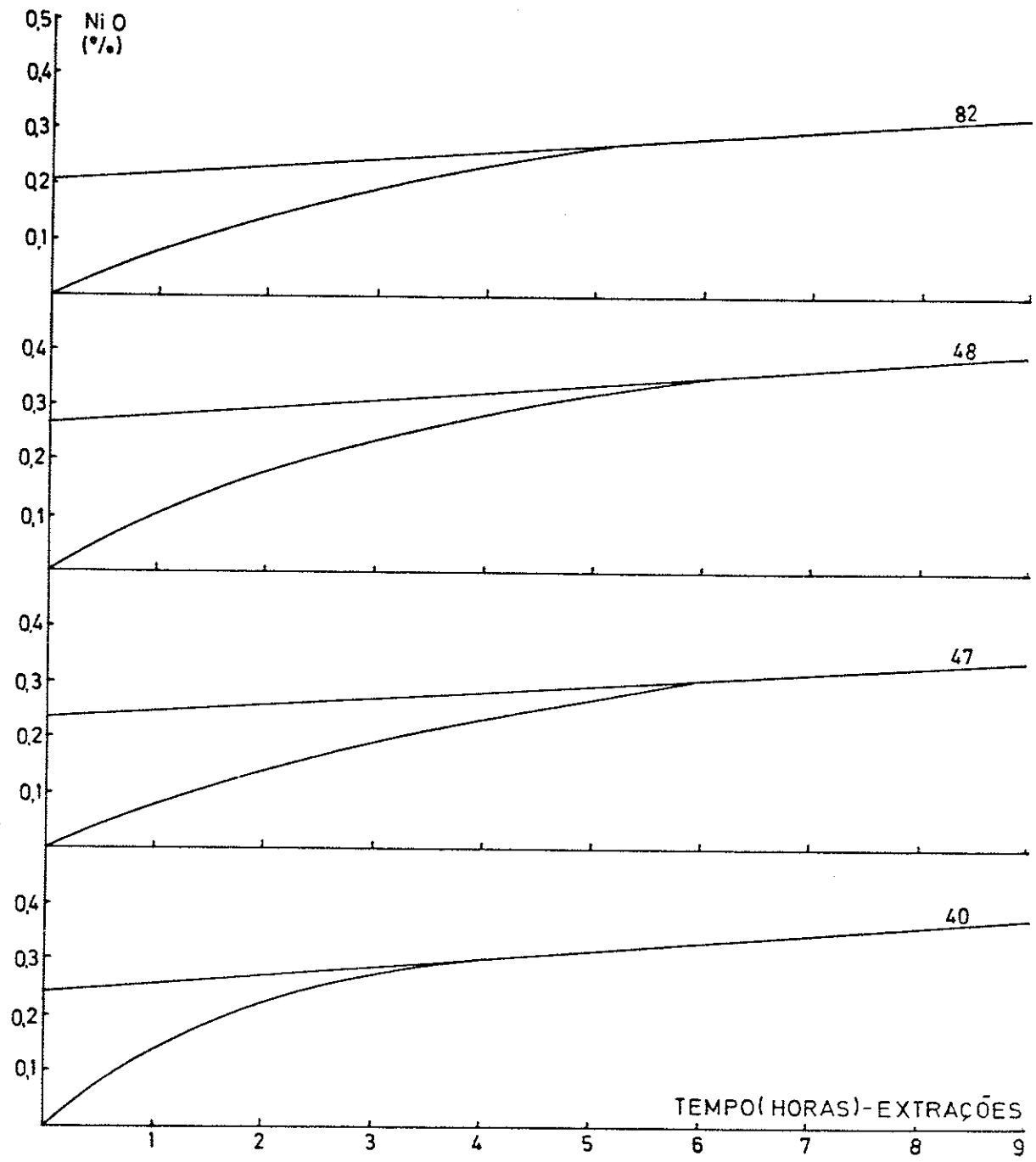



FIG.24 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de sopé e peneplano - Curvas acumulativas de NiO .

| Amostra | NiO amorfo (%) |
|---|---|
| 40 | 0,24 |
| 47 | 0,24 |
| 48 | 0,27 |
| 82 | 0,21 |

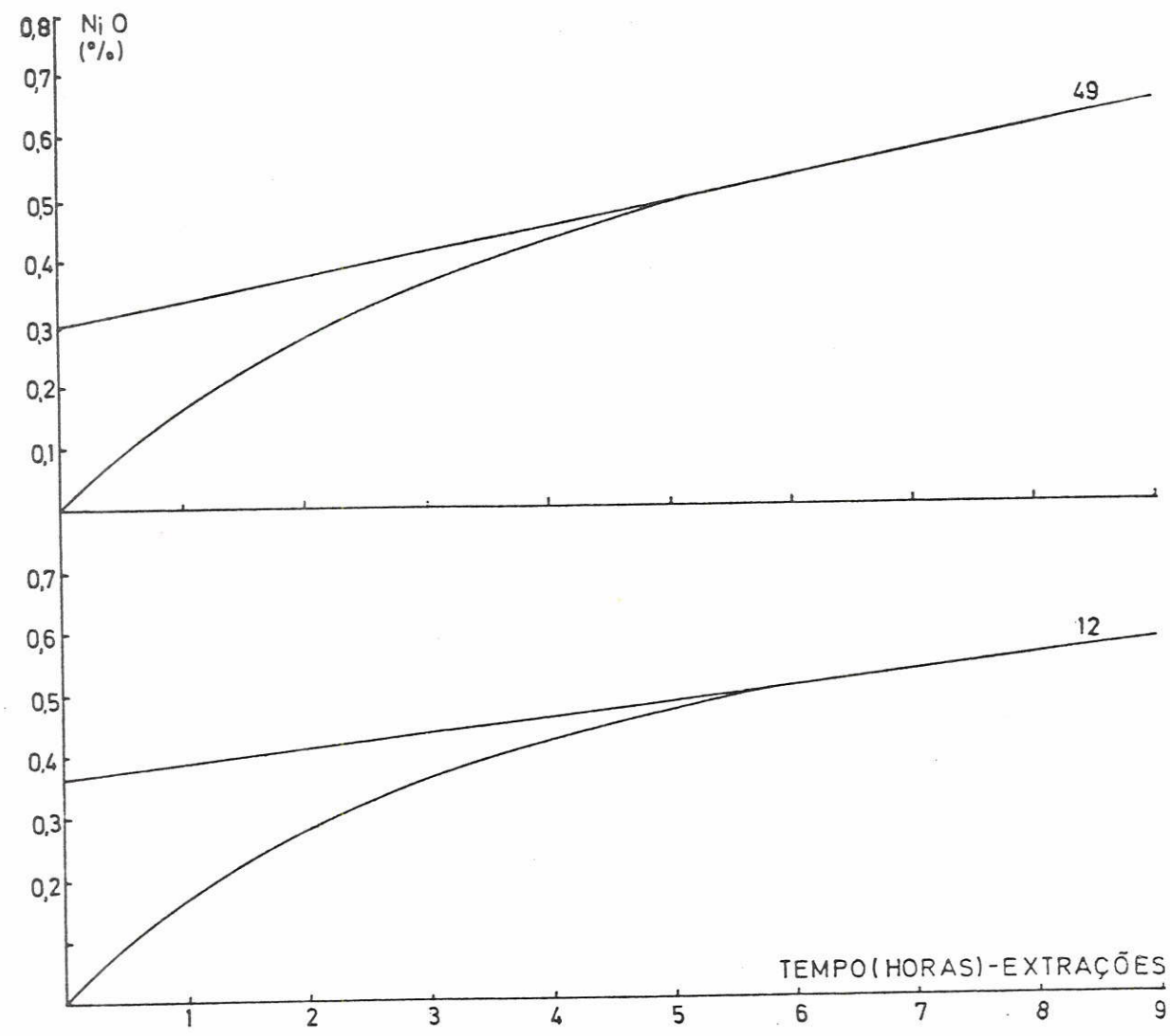



FIG.25 Determinação de material amorfo em Laterita Amarela - Curvas acumulativas de NiO .

| Amostra | NiO amorfo (%) |
|---|---|
| 12 | 0,36 |
| 49 | 0,30 |

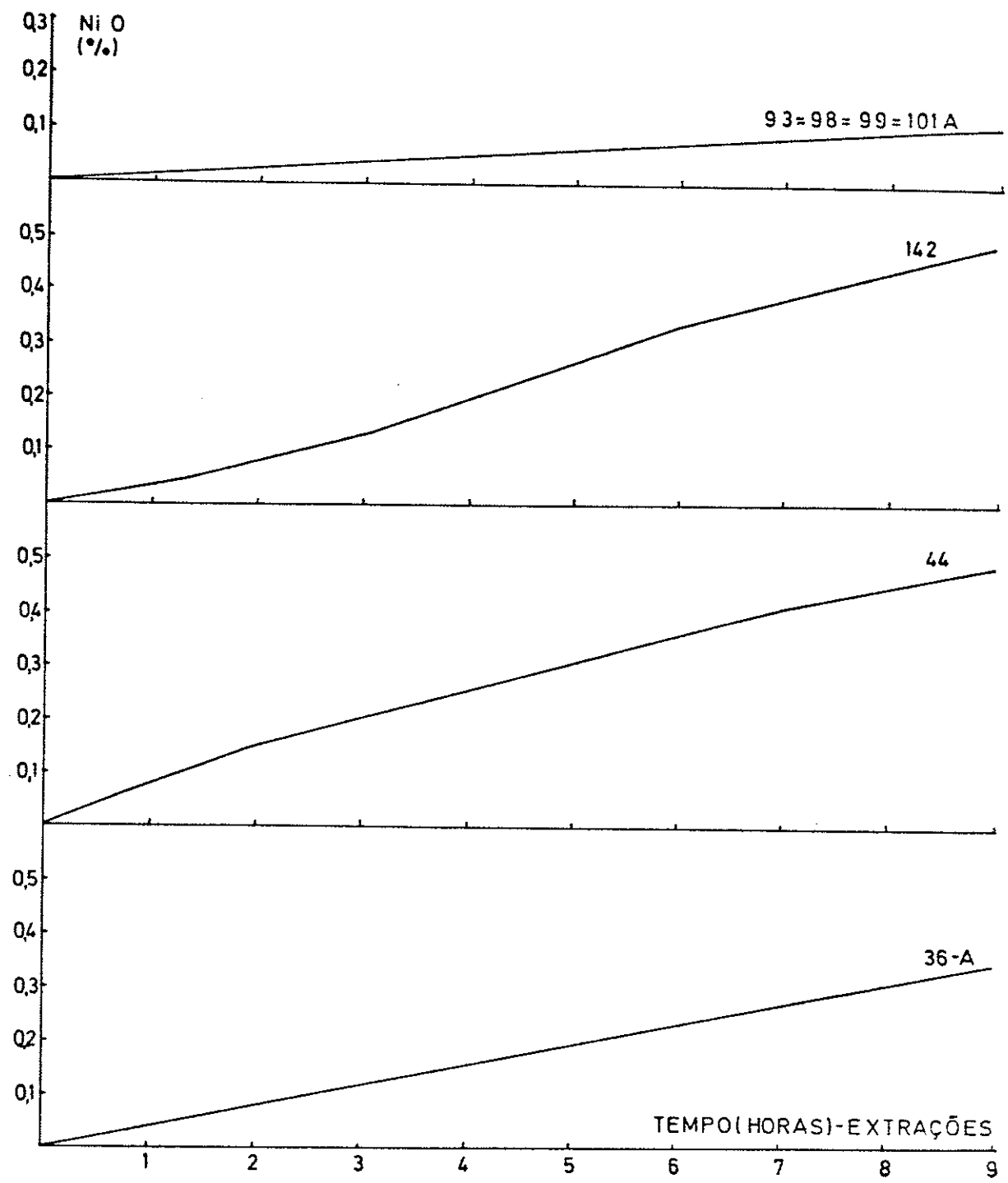



FIG.26 Curvas acumulativas de NiO extraído de amostras que não apresentam material amorfo. Crosta Ferrilítica ( 36-A ). Laterita Vermelha (44, 142). Manto de intemperismo sobre piroxenito ( 93, 98, 99, 101-A ).

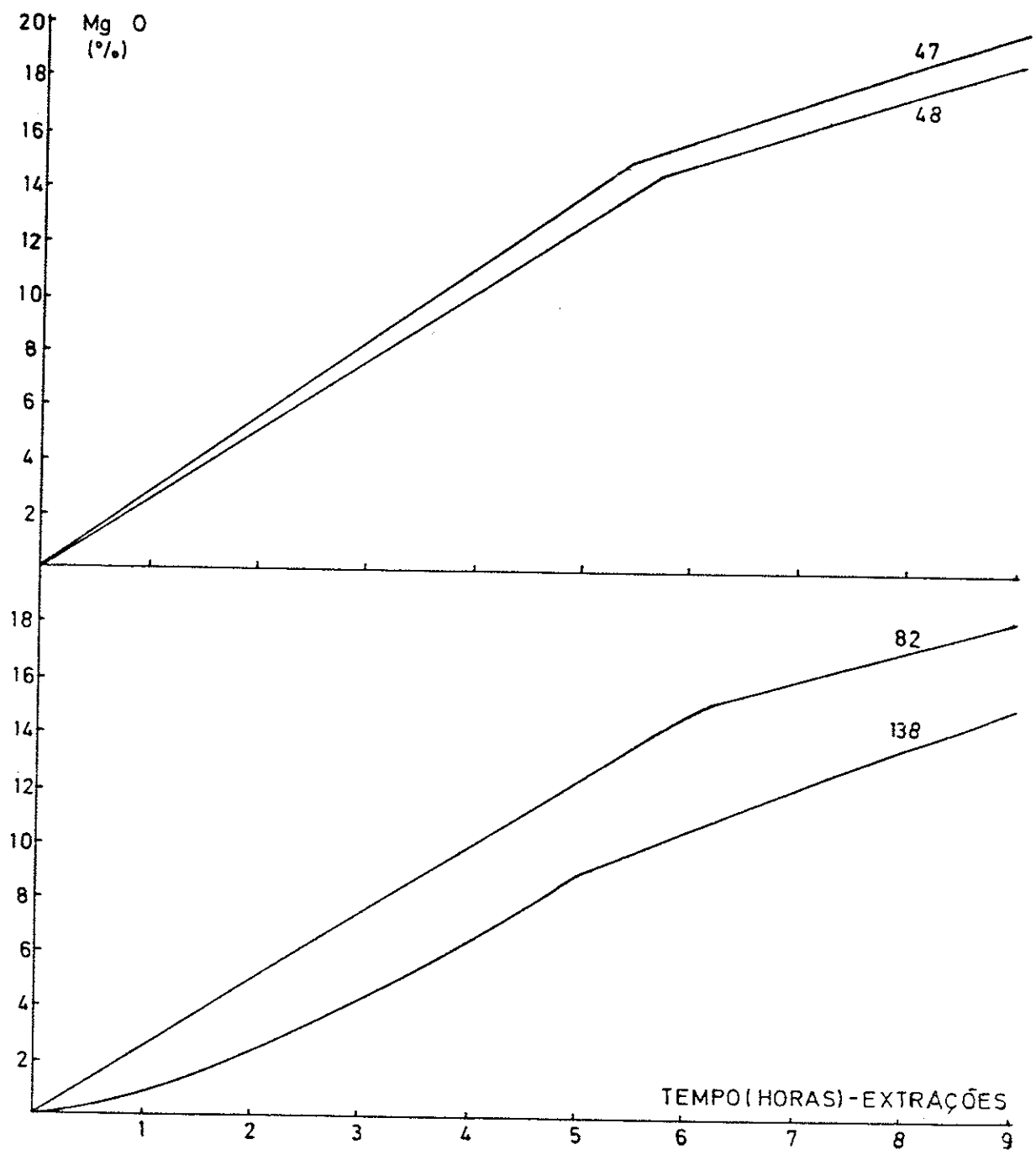



FIG.27 Curvas acumulativas de extrações de MgO de Saprolito Grosso pertencente a áreas de sopé e peneplano .
-Não apresenta MgO amorfo .

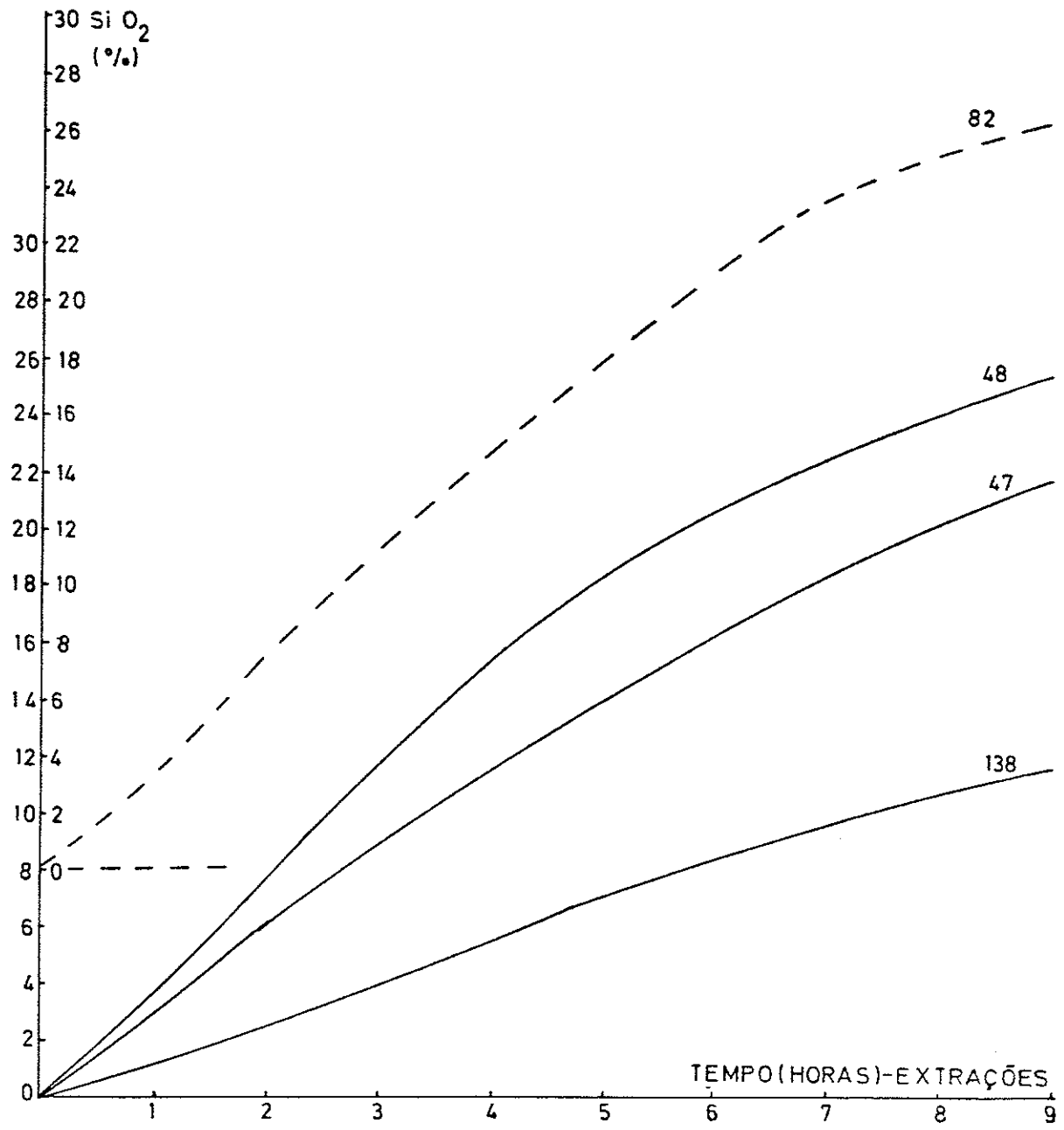



FIG.28 Curvas acumulativas de extrações de $SiO_2$ de Saprolito Grosso pertencente a áreas de sopé e pepleno.

- Não apresenta $SiO_2$ amorfa .

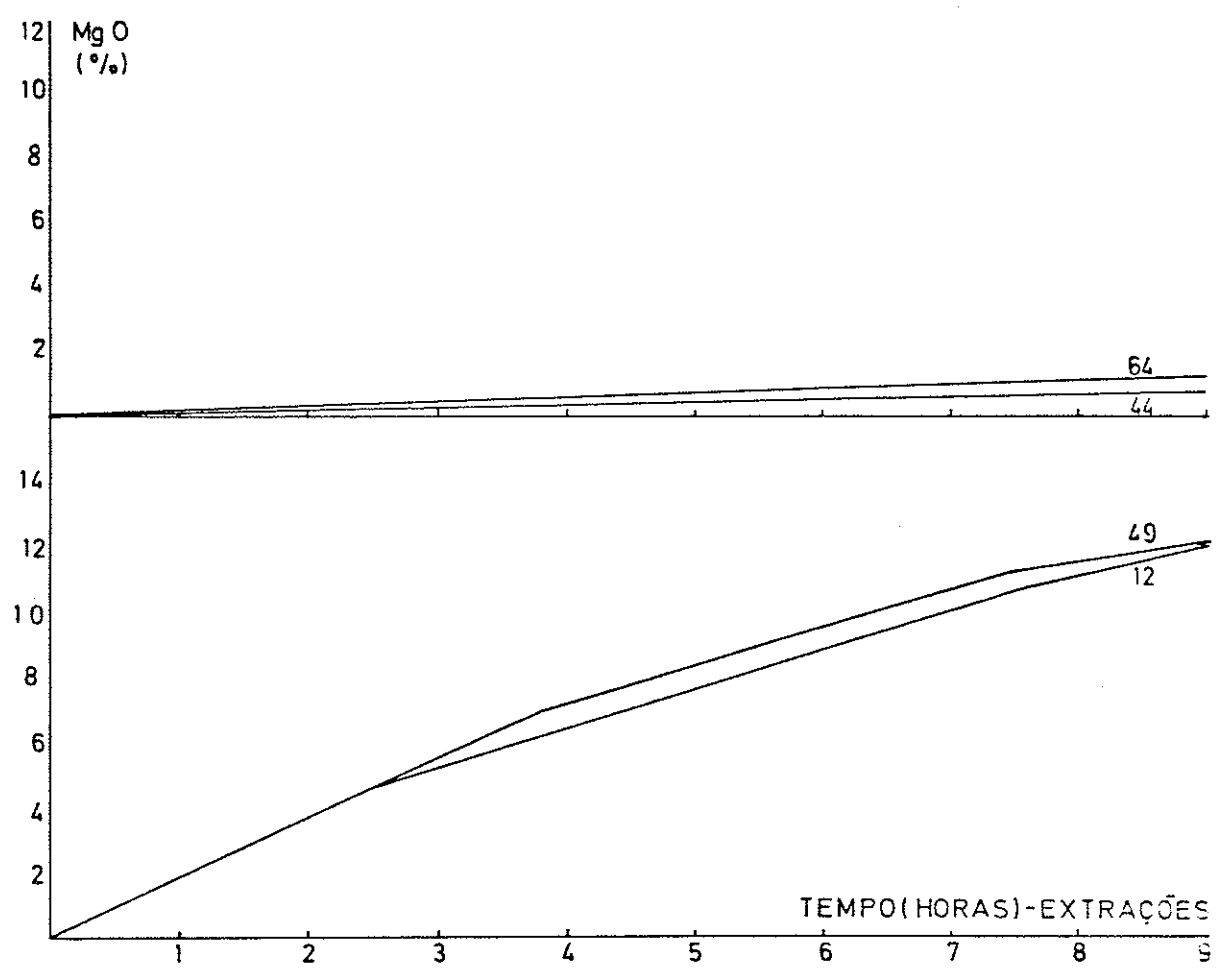



FIG. 29 Curvas acumulativas de extrações de MgO de Laterita Amarela ( 12, 49 ) e Laterita Vermelha (44,64) - Não apresentam MgO amorfo .

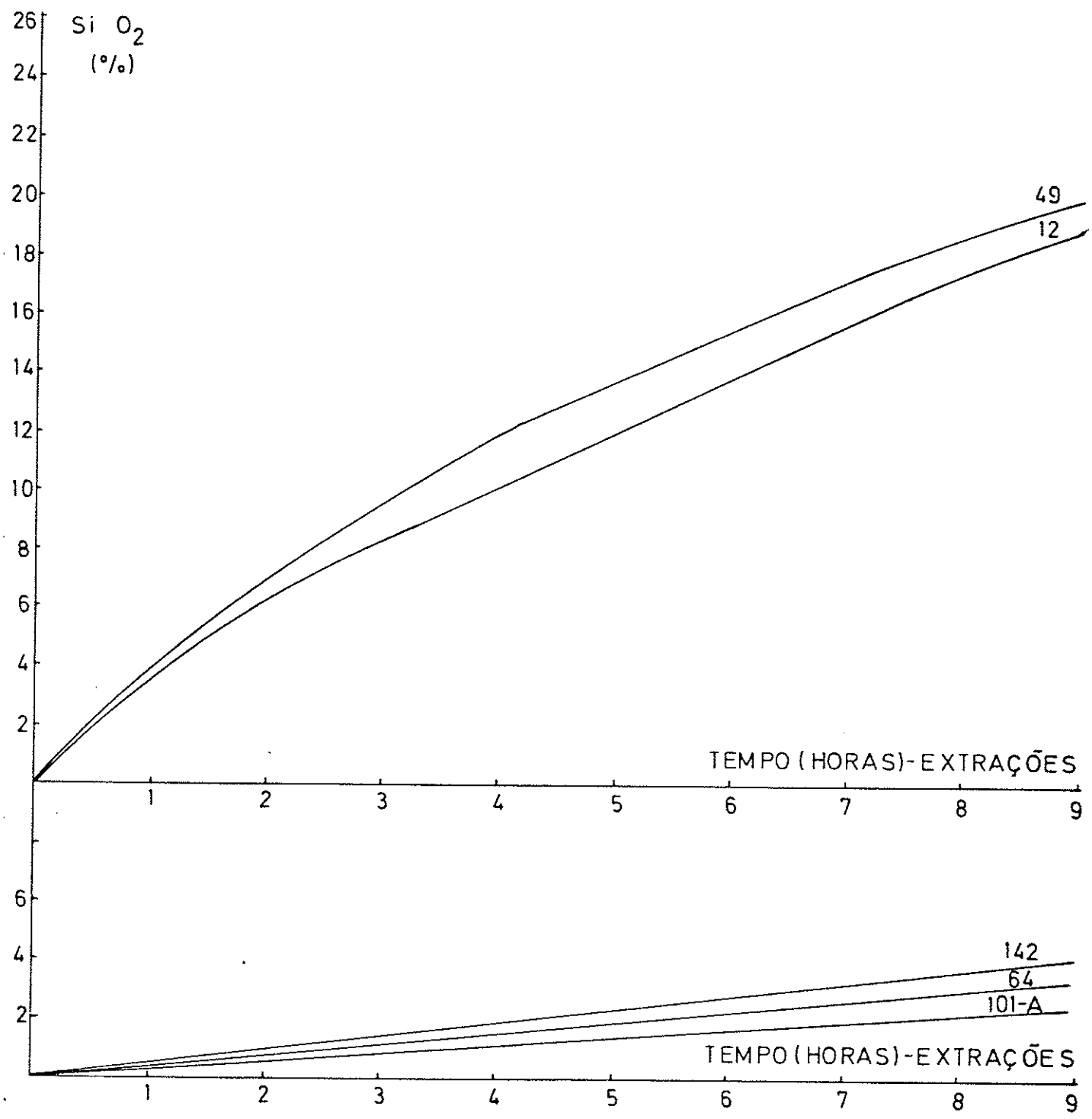



FIG. 30 Curvas acumulativas de extrações de $SiO_2$ de Laterita Amarela ( 12, 49 ) e Laterita Vermelha ( 64, 101-A, 142 ).
- Não apresentam $SiO_2$ amorfa .

Vermelha. Igualmente, não se encontrou produtos amorfos constituídos por MgO e $SiO_2$ em todos os níveis do perfil de alteração de piroxenitos, como evidenciam as Figuras 31 e 32.

O magnésio e silício foram encontrados na composição de material amorfo apenas no Saprolito Grosso suprajacente a rochas duníticas, restrito a áreas de topo de morro. Os gráficos que demonstram a participação de MgO e $SiO_2$ na composição do material amorfo nestes locais, encontram-se representados nas Figuras 33 e 34.

Procurando fornecer uma visão de síntese global da distribuição, composição e proporção quantitativa dos produtos amorfos presentes no manto de intemperismo do Maciço de Santa Fé, apresenta-se nas Tabelas 10, 11 e 12 os resultados obtidos.

Na Tabela 10 constam as quantidades dos elementos na amostra, expressadas em porcentagens dos seus óxidos. A Tabela 11 apresenta a porcentagem do óxido amorfo na amostra. Finalmente, na Tabela 12 são apresentadas as proporções em porcentagem, correspondentes à fração amorfa de cada elemento. Todas as porcentagens aqui indicadas são calculadas com referência ao peso dos óxidos.

Nas tabelas citadas, além dos resultados analíticos, indica-se para cada amostra o horizonte de alteração a que pertence, a localização topográfica e a rocha subjacente que deu origem ao material alterado que a constitui.

Pode-se concluir que o material amorfo, no manto de intemperismo do maciço de Santa Fé, está constituído por um produto ferruginoso-niquelífero cuja composição é acrescida localmente por material sílico-magnesiano.

O produto amorfo ferruginoso-niquelífero apresenta-se no Saprolito Grosso e na Laterita Amarela em áreas de litologia dunítica, ao longo de todas as unidades do relevo.

A fração de ferro amorfo no Saprolito Grosso apresenta proporções bastante variadas constituindo desde 5 até 40% do ferro total, com uma média de 25% aproximadamente; na Laterita Amarela esta fração equivale apenas a uma média de 6% do ferro total. Em ambos horizontes uma proporção da ordem de 50% do ní-

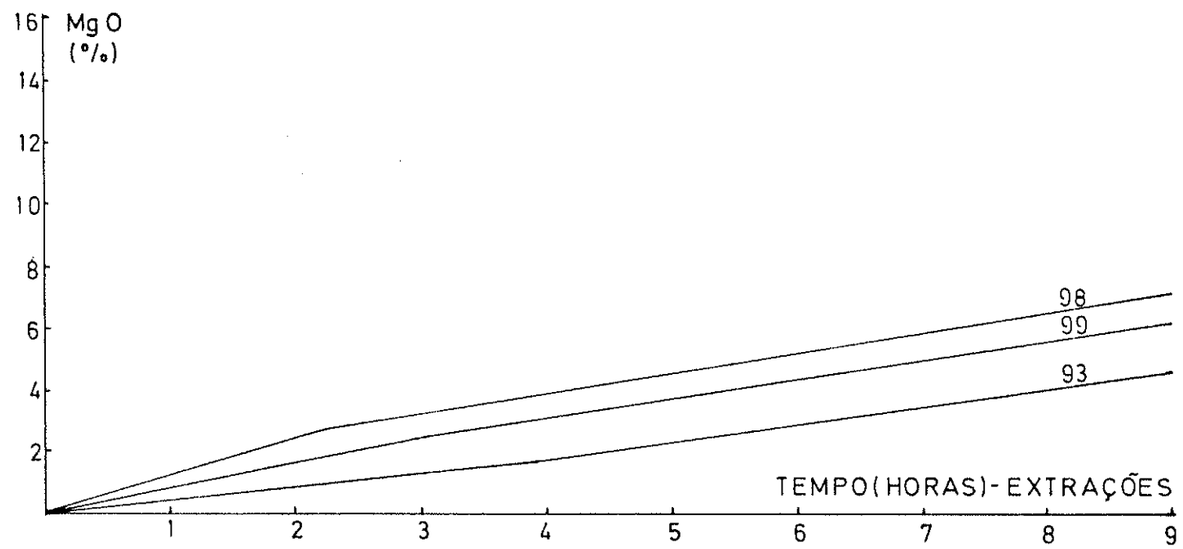



FIG. 31 Curvas acumulativas de extrações de MgO de diversos horizontes de alteração de piroxenito .
- Não apresentam MgO amorfo .

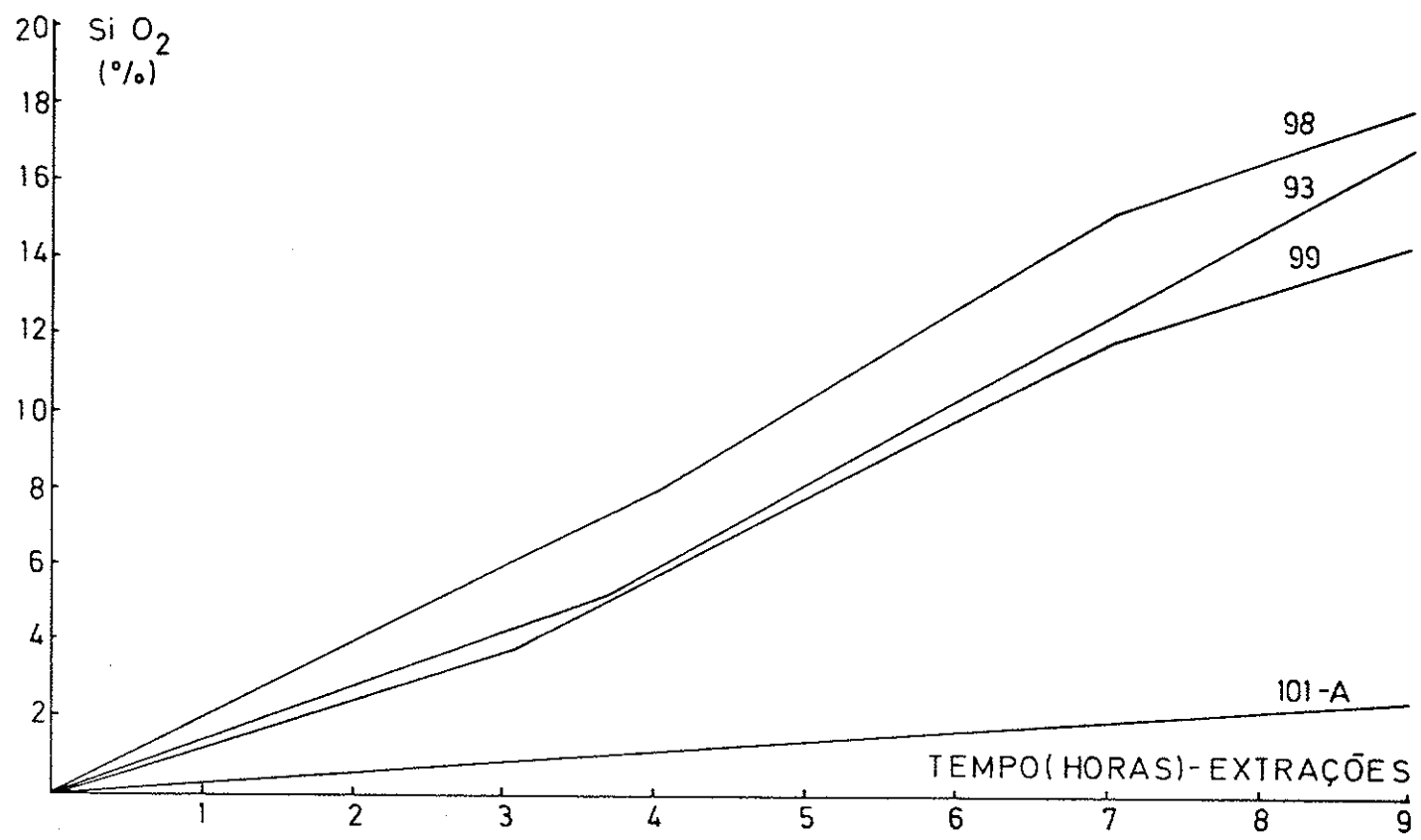



FIG. 32 Curvas acumulativas de extrações de $SiO_2$ de diversos horizontes de alteração de piroxenito .
- Não apresentam $SiO_2$ amorfa .

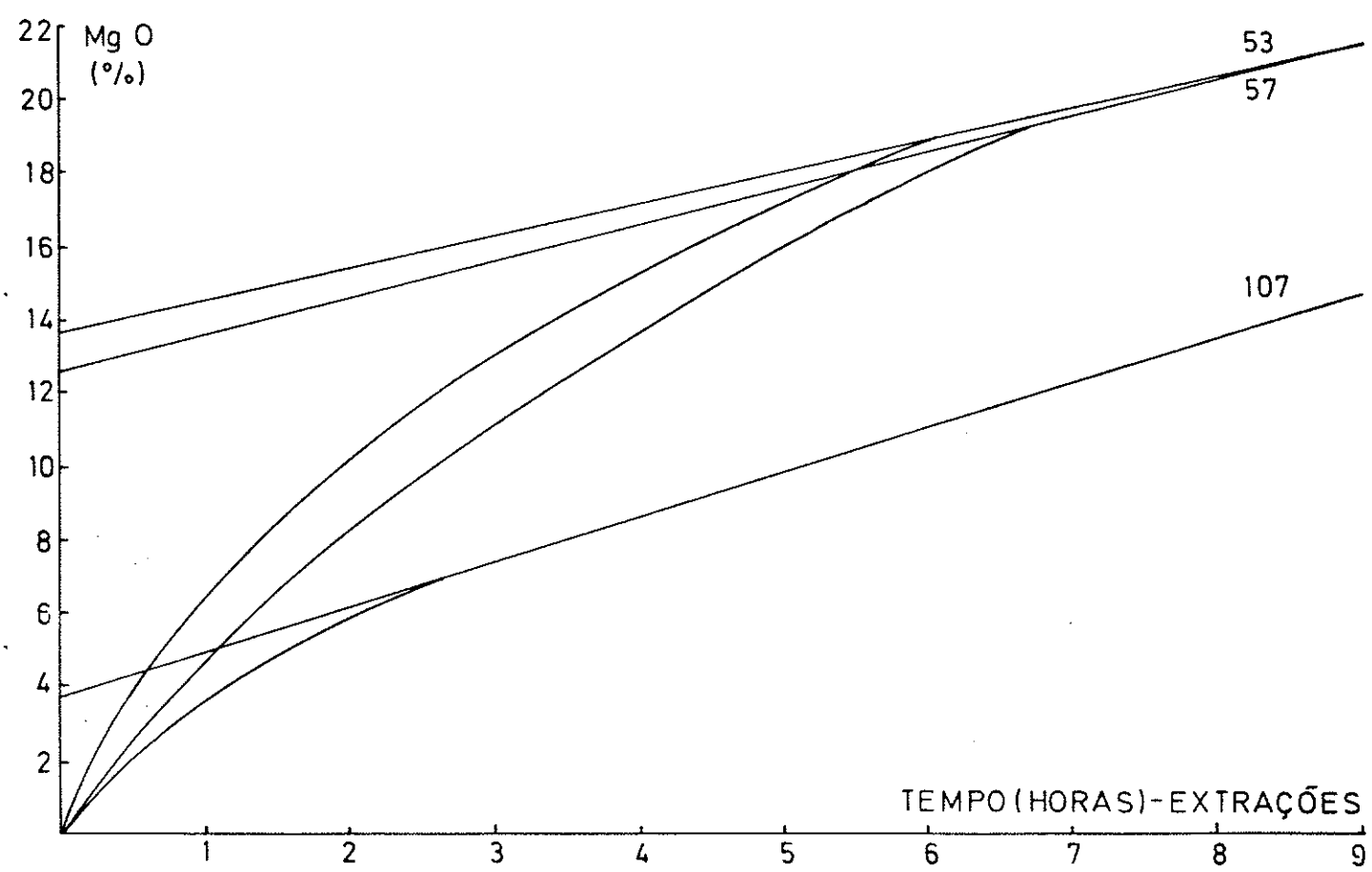



FIG. 33 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de topo de morro - Curvas acumulativas de MgO .

| Amostra | MgO amorfo (%) |
|---|---|
| 53 | 13,6 |
| 57 | 12,6 |
| 107 | 3,8 |

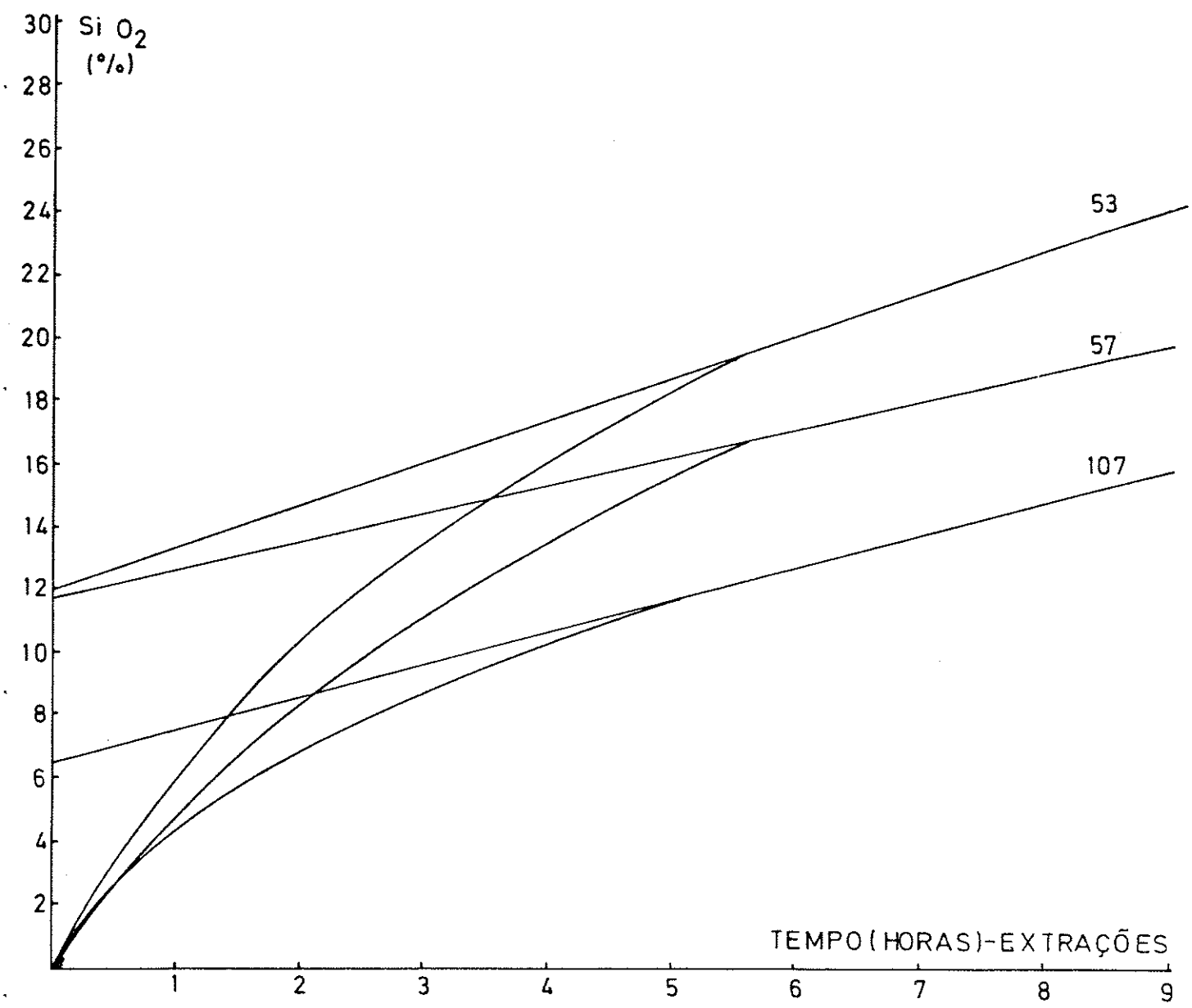



FIG. 34 Determinação de material amorfo em Saprolito Grosso pertencente a áreas de topo de morro - Curvas acumulativas de $SiO_2$ .

| Amostra | $SiO_2$ amorfa (%) |
|---|---|
| 53 | 12,0 |
| 57 | 11,8 |
| 107 | 6,6 |

TABELA 10 - DADOS QUANTITATIVOS DO TOTAL DO ELEMENTO NA AMOSTRA (% em peso dos óxidos).

| AMOSTRA | HORIZONTE DE ALTERAÇÃO | ROCHA MÃE | LOCALIZAÇÃO TOPOGRÁFICA | $Fe_2O_3$ +(FeO) | NiO | MgO | $SiO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 12 | Laterita Amarela | Dunito | Encosta | 17,8 | 0,711 | 30,5 | 38,3 |
| 36-A | Crosta Ferrilítica | Dunito | Peneplano | 71,6 | 0,847 | 1,2 | 7,4 |
| 40 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé-Peneplano | 17,4 | 0,489 | 7,4 | 72,9 |
| 44 | Laterita Vermelha | Dunito | Sopé-Peneplano | 42,8 | 1,021 | n.d. | n.d. |
| 47 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé | 10,6 | 0,404 | 32,8 | 39,1 |
| 48 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé | 12,3 | 0,463 | 31,0 | 39,5 |
| 49 | Laterita Amarela | Dunito | Sopé | 27,8 | 0,779 | 20,4 | 30,8 |
| 53 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 6,3 | 0,303 | 35,9 | 40,1 |
| 57 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 6,5 | 0,317 | 35,7 | 40,8 |
| 64 | Laterita Vermelha | Dunito | Topo | n.d. | 1,042 | n.d. | n.d. |
| 82 | Saprolito Grosso | Dunito | Peneplano | 9,1 | 0,393 | 30,6 | 44,8 |
| 93 | Saprolito Grosso | Piroxenito | Peneplano | n.d. | 0,119 | n.d. | n.d. |
| 98 | Laterita Amarela | Piroxenito | Peneplano | n.d | n.d. | n.d. | n.d. |
| 99 | Laterita Amarela | Piroxenito | Peneplano | n.d. | 0,124 | n.d. | n.d. |
| 101-A | Laterita Vermelha | Piroxenito | Peneplano | n.d. | 0,326 | n.d. | n.d. |
| 107 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 18,5 | 1,770 | 28,2 | 36,6 |
| 111 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | n.d. | 0,359 | n.d. | n.d. |
| 138 | Saprolito Grosso | Dunito | Peneplano | 17,1 | 1,265 | 29,8 | 37,3 |
| 142 | Laterita Vermelha | Dunito | Peneplano | 72,1 | 0,535 | 0,9 | 10,6 |

n.d.(= não determinado)

TABELA 11 - DADOS QUANTITATIVOS DE MATERIAL AMORFO NA AMOSTRA (% em peso dos óxidos).

| AMOSTRA | HORIZONTE DE ALTERAÇÃO | ROCHA MÃE | LOCALIZAÇÃO TOPOGRÁFICA | $Fe_2O_3$ +(FeO) | NiO | MgO | $SiO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 12 | Laterita Amarela | Dunito | Encosta | 1,15 | 0,36 | - | - |
| 36-A | Crosta Ferrilítica | Dunito | Peneplano | - | - | - | - |
| 40 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé-Peneplano | 1,50 | 0,24 | - | - |
| 44 | Laterita Vermelha | Dunito | Sopé-Peneplano | - | - | - | - |
| 47 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé | 3,00 | 0,24 | - | - |
| 48 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé | 2,40 | 0,27 | - | - |
| 49 | Laterita Amarela | Dunito | Sopé | 1,50 | 0,30 | - | - |
| 53 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 2,10 | 0,10 | 13,6 | 12,0 |
| 57 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 2,50 | 0,13 | 12,6 | 11,8 |
| 64 | Laterita Vermelha | Dunito | Topo | - | - | - | - |
| 82 | Saprolito Grosso | Dunito | Peneplano | 2,60 | 0,21 | - | - |
| 93 | Saprolito Grosso | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 98 | Laterita Amarela | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 99 | Laterita Amarela | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 101-A | Laterita Vermelha | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 107 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 1,10 | 0,75 | 3,8 | 6,6 |
| 111 | Saprolito Grosso * | Dunito | Topo | 1,60 | 0,07 | - | - |
| 138 | Saprolito Grosso | Dunito | Peneplano | n.d. | n.d. | - | - |
| 142 | Laterita Vermelha | Dunito | Peneplano | - | - | - | - |

- (= sem amorfo)
* (silicificado)

TABELA 12 - PROPORÇÃO DA FRAÇÃO AMORFA DE CADA ELEMENTO (%)

| AMOSTRA | HORIZONTE DE ALTERAÇÃO | ROCHA MÃE | LOCALIZAÇÃO TOPOGRÁFICA | Fe | Ni | Mg | Si |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 12 | Laterita Amarela | Dunito | Encosta | 6,46 | 50,63 | - | - |
| 36-A | Crosta Ferrilítica | Dunito | Peneplano | - | - | - | - |
| 40 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé-Peneplano | 8,62 | 49,08 | - | - |
| 44 | Laterita Vermelha | Dunito | Sopé-Peneplano | - | - | - | - |
| 47 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé | 28,30 | 59,40 | - | - |
| 48 | Saprolito Grosso | Dunito | Sopé | 19,51 | 58,32 | - | - |
| 49 | Laterita Amarela | Dunito | Sopé | 5,40 | 38,51 | - | - |
| 53 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 33,33 | 33,00 | 37,88 | 29,93 |
| 57 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 38,46 | 41,01 | 35,29 | 28,92 |
| 64 | Laterita Vermelha | Dunito | Topo | - | - | - | - |
| 82 | Saprolito Grosso | Dunito | Peneplano | 28,57 | 53,44 | - | - |
| 93 | Saprolito Grosso | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 98 | Laterita Amarela | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 99 | Laterita Amarela | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 101-A | Laterita Vermelha | Piroxenito | Peneplano | - | - | - | - |
| 107 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | 5,95 | 42,37 | 13,48 | 18,03 |
| 111 | Saprolito Grosso | Dunito | Topo | n.d. | 19,50 | - | - |
| 138 | Saprolito Grosso | Dunito | Peneplano | n.d. | n.d. | - | - |
| 142 | Laterita Vermelha | Dunito | Peneplano | - | - | - | - |

n.d. (= não determinado)
- (= 0,00)

quel participa na formação dos produtos amorfos (Tabela 12).

Nos topos de morros os produtos amorfos se enriquecem em MgO e $SiO_2$. Nestes locais, por volta de 35% do magnésio e quase 30% da sílica encontram-se constituindo material amorfo. Nas áreas de sopé e peneplano não se encontram MgO e $SiO_2$ constituindo material amorfo como pode ser observado nos resultados expostos nas Tabelas 11 e 12.

A ausência de substância sílico-magnesiana na composição de amorfos, localizados em áreas de sopé e peneplano, pode ser explicada por uma substituição direta dos silicatos endógenos por montmorillonita, sem passar praticamente pelo estádio de individualização de produtos amorfos. TRESCASES (1975) explica por um processo similar a ausência de amorfo sílico-ferruginoso em áreas de sopé e "glacis", no perfil de alteração das ultrabásicas de Nova Caledônia. No controle deste fenômeno desempenham papel importante fatores como a drenagem mais pobre e condições de pH mais alcalino nestas áreas. Estes fatores são considerados por DEER *et al.* (1966) favoráveis à formação de montmorillonita.

## 5.4. DISTRIBUIÇÃO E CONCENTRAÇÃO DO Ni E Cr NO MANTO DE INTEMPERISMO

Na presente pesquisa estudou-se a distribuição e concentração do Ni e Cr no manto de intemperismo, relacionando-as com os seguintes parâmetros:

- Horizonte de alteração
- Profundidade
- Relevo
- Rocha-mãe
- Mineralogia
- Material amorfo

O último parâmetro não foi considerado no estudo da distribuição do cromo.

Na Tabela 13 encontram-se representados os teores de NiO e $Cr_2O_3$ determinados em exemplares obtidos na amostragem sistemática que se realizou na seqüência de poços que atravessam as diferentes zonas do manto de intemperismo, já caracterizadas no item 5.1. Nesta tabela relaciona-se estes teores com a profundidade, o horizonte de alteração e a localização topográfica.

A concentração do níquel ocorre no topo do Saprolito Grosso e abrange também a Laterita Amarela, porém, em menor grau. Na Laterita Vermelha incluindo as Crostas Ferrilíticas, observou-se elevações de caráter local no teor do níquel, intimamente relacionadas com o aumento da concentração residual de vermiculitas nestes horizontes superiores do manto de intemperismo.

A zona enriquecida em níquel apresenta-se geralmente em profundidades que variam entre 1 e 8 metros e, possui espessuras variáveis entre 0,5 e 3,0m, com teores de NiO situados entre 1,0 e 2,0%. As maiores espessuras desta zona enriquecida são encontradas em áreas de sopé e peneplano, enquanto que as menores se apresentam nas áreas de topo e encosta dos morros. É importante mencionar que para o níquel o teor econômico encontra-se em torno de 1,5%.

Em todo o perfil de alteração, o níquel parece desempenhar um papel típico de elemento traço, associando-se aos diversos minerais presentes. Não obstante, existem algumas preferências mineralógicas para a concentração deste elemento, estudadas no sub-item 5.2.4 e representadas por vermiculita, clorita e parcialmente por serpentina, que constituem a associação mineral niquelífera essencial do manto de intemperismo.

Na Laterita Vermelha o níquel encontra-se disseminado, seu teor é expressivo apenas quando aumenta a concentração residual de vermiculitas neste horizonte, como mencionado acima.

Na Laterita Amarela e principalmente no Saprolito Grosso, o níquel, além de afiliar-se preferentemente aos filossilicatos (vermiculita, clorita e serpentina), concentra-se no

TABELA 13 - DISTRIBUIÇÃO DO NÍQUEL E CROMO NO PERFIL DE ALTERAÇÃO (% em peso dos óxidos)

| AMOSTRA | PROFUNDIDADE (m) | NiO | $Cr_2O_3$ | HORIZONTES DE ALTERAÇÃO |
|---|---|---|---|---|
| POÇO-I (Topo de Morro) | | | | |
| 7 | 0,0 | 0,679 | 2,632 | LATERITA VERMELHA |
| 6 | 0,5 | 0,311 | 0,246 | |
| 5 | 1,0 | 0,248 | 0,268 | |
| 4-A | 1,5 | 0,253 | 0,230 | |
| 4-B | 1,5 | 0,240 | 0,208 | ROCHA |
| 3 | 2,0 | 0,258 | 0,566 | COMPACTA |
| 2 | 2,5 | 0,241 | 0,445 | |
| 1 | 3,0 | 0,273 | 0,333 | |
| POÇO-II (Encosta de Morro) | | | | |
| 13 | 0,0 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 12 | 0,5 | 0,711 | 0,542 | LATERITA AMARELA |
| 11 | 1,0 | 0,295 | 0,388 | |
| 10 | 1,5 | 0,313 | 0,466 | SAPROLITO GROSSO |
| 9 | 2,0 | 0,306 | 0,382 | ROCHA COMPACTA |
| 8 | 2,5 | 0,208 | 0,479 | |
| POÇO-III (Sopé de Morro) | | | | |
| 23 | 0,0 | 0,735 | 5,018 | |
| 22 | 0,5 | 0,757 | 4,967 | LATERITA |
| 21 | 1,0 | 0,652 | 6,934 | |
| 20 | 1,5 | 0,716 | 6,281 | VERMELHA |
| 19 | 2,0 | 1,191 | 4,823 | |
| 18 | 2,5 | 1,434 | 3,090 | LATERITA |
| 17-A | 3,0 | 1,789 | 1,222 | AMARELA |
| 16 | 3,5 | 0,953 | 0,781 | SAPROLITO |
| 15 | 4,0 | 0,792 | 0,548 | GROSSO |
| 14 | 4,5 | 0,314 | 0,821 | ROCHA COMPACTA |

TABELA 13 - (continuação)

| AMOSTRA | PROFUNDIDADE (m) | NiO | $Cr_2O_3$ | HORIZONTES DE ALTERAÇÃO |
|---|---|---|---|---|
| POÇO-IV (Sopé-Peneplano) | | | | |
| 31 | 0,0 | 2,568 | 5,608 | |
| 30 | 0,5 | 0,562 | 4,747 | |
| 29 | 1,0 | 0,530 | 5,831 | LATERITA |
| 28 | 1,5 | 0,557 | 5,562 | |
| 27 | 2,0 | 0,627 | 5,735 | VERMELHA |
| 26 | 2,5 | 0,884 | 3,195 | |
| 25-A | 3,0 | 1,193 | 3,803 | SAP. GR. + LAT. VERM. |
| 25-B | 3,0 | 0,772 | 0,075 | SAPROLITO GROSSO |
| 24 | 3,5 | 1,536 | 0,300 | ROCHA COMPACTA |
| POÇO-V (Peneplano) | | | | |
| 34 | 0,0 | 0,663 | 3,736 | |
| 33 | 0,5 | 0,633 | 4,471 | LATERITA |
| 32 | 1,0 | 0,632 | 4,774 | VERMELHA |
| POÇO-VI (Peneplano) | | | | |
| 38 | 0,0 | 0,593 | 8,458 | LATERITA |
| 37 | 0,5 | 0,729 | 6,972 | VERMELHA |
| 36-A | 1,0 | 0,847 | 3,757 | CROSTA FERRILITICA |
| 36-B | 1,0 | 1,106 | 6,334 | SAP. GR. + LAT. VERM. |
| 35 | 1,5 | 2,626 | 0,345 | SAPROLITO GROSSO |
| POÇO-VII (Sopé-Peneplano) | | | | |
| 45 | 0,0 | 1,043 | 5,079 | |
| 44 | 0,5 | 1,021 | 5,141 | LATERITA |
| 43-A | 1,0 | 0,884 | 5,104 | VERMELHA |
| 42 | 1,5 | 1,080 | 3,158 | |
| 41 | 2,0 | 0,634 | 0,621 | |
| 40 | 2,5 | 0,489 | 0,590 | SAPROLITO GROSSO |
| 39 | 3,0 | 0,596 | 1,163 | |

TABELA 13 - (continuação)

| AMOSTRA | PROFUNDIDADE (m) | NiO | $Cr_2O_3$ | HORIZONTES DE ALTERAÇÃO |
|---|---|---|---|---|
| POÇO-VIII (Sopé de Morro) | | | | |
| 52 | 0,0 | 0,895 | 5,613 | LATERITA VERMELHA |
| 51 | 0,5 | 1,126 | 5,196 | |
| 50 | 1,0 | 1,162 | 2,662 | |
| 49 | 1,5 | 0,779 | 3,165 | LATERITA AMARELA |
| 48 | 2,0 | 0,463 | 0,566 | |
| 47 | 2,5 | 0,404 | 0,513 | SAPROLITO GROSSO |
| 46 | 3,0 | 0,368 | 0,397 | ROCHA COMPACTA |
| POÇO-IX (Topo de Morro) | | | | |
| 58 | 0,0 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 57 | 0,5 | 0,317 | 0,308 | SAPROLITO GROSSO |
| 56 | 1,0 | 0,359 | 0,468 | |
| 55 | 1,5 | 0,314 | 0,401 | ROCHA COMPACTA |
| 54 | 2,0 | 0,290 | 0,554 | |
| 53 | 2,5 | 0,303 | 0,548 | |
| POÇO-X (Topo de Morro) | | | | |
| 64 | 0,0 | 1,042 | 0,883 | LATERITA VERMELHA |
| 63 | 0,5 | 0,288 | 0,350 | |
| 62 | 1,0 | 0,265 | 0,318 | SAPROLITO GROSSO |
| 61 | 1,5 | 0,298 | 0,398 | LATERITA AMARELA |
| 60 | 2,0 | 0,289 | 0,369 | |
| 59 | 2,5 | 0,169 | 0,125 | ROCHA COMPACTA |
| POÇO-XI (Encosta de Morro) | | | | |
| 72 | 0,0 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 71 | 0,5 | 1,178 | 1,976 | CROSTA FERRILÍTICA |
| 70 | 1,0 | n.d. | n.d. | |
| 69 | 1,5 | 0,431 | 0,383 | LATERITA AMARELA |
| 68 | 2,0 | n.d. | n.d. | |
| 67 | 2,5 | 0,328 | 0,285 | |
| 66 | 3,0 | n.d. | n.d. | ROCHA COMPACTA |
| 65 | 3,5 | 0,262 | 0,497 | |

TABELA 13 - (continuação)

| AMOSTRA | PROFUNDIDADE (m) | NiO | $Cr_2O_3$ | HORIZONTES DE ALTERAÇÃO |
|---|---|---|---|---|
| POÇO-XII (Sopé de Morro) | | | | |
| 76 | 0,0 | 0,618 | 1,291 | LATERITA VERMELHA |
| 75 | 0,5 | 0,346 | 0,375 | LATERITA AMARELA |
| 74 | 1,0 | 0,289 | 0,430 | ROCHA COMPACTA |
| 73 | 1,5 | 0,264 | 0,341 | |
| POÇO-XIII (Peneplano) | | | | |
| 85 | 0,0 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 84 | 0,5 | n.d. | n.d. | |
| 83 | 1,0 | 0,695 | 1,017 | LATERITA AMARELA |
| 82 | 1,5 | 0,393 | 0,143 | |
| 81 | 2,0 | 0,323 | 0,515 | SAPROLITO GROSSO |
| 80 | 2,5 | n.d. | n.d. | |
| 79 | 3,0 | 0,331 | 1,377 | |
| 78 | 3,5 | n.d. | n.d. | ROCHA COMPACTA |
| 77 | 4,0 | 0,348 | 0,417 | |
| POÇO-XIV (Peneplano) | | | | |
| 92 | 0,0 | n.d. | n.d. | CROSTA FERRILÍTICA |
| 91 | 0,5 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 90 | 1,0 | 0,716 | 0,102 | |
| 89 | 1,5 | 1,055 | 0,024 | SAP. GR. + LAT. AM. |
| 88 | 2,0 | 0,411 | 0,067 | SAPROLITO GROSSO |
| 87 | 2,5 | 0,439 | 0,021 | |
| 86 | 3,0 | 0,332 | 0,019 | ROCHA COMPACTA |
| POÇO-XV (Peneplano) | | | | |
| 103 | 0,0 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 102 | 1,0 | 0,319 | 0,661 | |
| 101 | 2,0 | 0,326 | 0,640 | LAT. VERM. + SAP. GR. |
| 100 | 3,0 | n.d. | n.d. | |
| 99 | 4,0 | 0,124 | 0,208 | SAP.GR. + LAT. AM. |
| 98 | 5,0 | n.d. | n.d. | |
| 97 | 6,0 | 0,099 | 0,362 | |
| 96 | 7,0 | n.d. | n.d. | SAPROLITO GROSSO |
| 95 | 8,0 | 0,052 | 0,103 | |
| 94 | 9,0 | n.d. | n.d. | |
| 93 | 10,0 | 0,119 | 0,167 | |

TABELA 13 - (continuação)

| AMOSTRA | PROFUNDIDADE (m) | NiO | $Cr_2O_3$ | HORIZONTES DE ALTERAÇÃO |
|---|---|---|---|---|
| POÇO-XVI (Topo de Morro) | | | | |
| 110 | 0,0 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 109 | 1,0 | 2,162 | 0,700 | |
| 108 | 2,0 | 0,732 | 0,102 | ROCHA COMPACTA + VÊNULAS |
| 107 | 3,0 | 1,770 | 0,575 | |
| 106 | 4,0 | 0,251 | 0,121 | ROCHA COMPACTA |
| 105-A | 5,0 | 0,875 | 0,462 | |
| 105-B | 5,0 | 1,029 | 0,126 | VEIO VERDE |
| 104 | 6,0 | 0,287 | 0,276 | ROCHA COMPACTA |
| POÇO-XVII (Topo de Morro) | | | | |
| 120 | 0,0 | 0,305 | 0,804 | |
| 119 | 1,0 | n.d. | n.d. | |
| 118 | 2,0 | 0,245 | 0,476 | ROCHA COMPACTA |
| 117 | 3,0 | 0,293 | 0,636 | SAPROLITO GROSSO |
| 116 | 4,0 | 0,456 | 0,869 | + |
| 115 | 5,0 | 0,286 | 0,374 | LATERITA VERMELHA |
| 114 | 6,0 | n.d. | n.d. | (em fraturas) |
| 113 | 7,0 | 0,543 | 1,292 | |
| 112 | 8,0 | 0,246 | 0,244 | |
| 111 | 9,0 | 0,359 | 0,428 | |
| POÇO-XVIII (Peneplano) | | | | |
| 128 | 0,0 | n.d. | n.d. | |
| 127 | 1,0 | 0,506 | 2,654 | LATERITA VERMELHA |
| 126 | 2,0 | 0,565 | 2,405 | |
| 125 | 4,0 | 1,452 | 1,122 | LATERITA AMARELA |
| 124 | 5,0 | 1,887 | 0,705 | |
| 123 | 6,0 | 2,092 | 0,647 | SAPROLITO GROSSO |
| 122 | 7,0 | 0,511 | 0,293 | ROCHA COMPACTA |
| 121 | 8,0 | 0,241 | 0,385 | |

TABELA 13 - (continuação)

| AMOSTRA | PROFUNDIDADE (m) | NiO | $Cr_2O_3$ | HORIZONTES DE ALTERAÇÃO |
|---|---|---|---|---|
| POÇO-XIX (Peneplano) | | | | |
| 136 | 0,0 | n.d. | n.d. | |
| 135 | 0,5 | 0,604 | 2,180 | LATERITA VERMELHA |
| 134 | 1,0 | 0,722 | 1,837 | |
| 133 | 3,5 | 1,490 | 1,346 | LATERITA AMARELA |
| 132 | 4,5 | 1,495 | 0,393 | SAPROLITO GROSSO |
| 131 | 6,0 | 0,677 | 0,583 | |
| 130 | 9,0 | 0,183 | 0,065 | ROCHA COMPACTA |
| 129 | 10,0 | 0,126 | 0,230 | |
| POÇO-XX (Peneplano) | | | | |
| 143 | 0,5 | n.d. | n.d. | LATERITA VERMELHA |
| 142 | 1,5 | 0,535 | 2,258 | |
| 141 | 3,0 | 0,680 | 1,933 | LATERITA AMARELA |
| 140 | 5,0 | 2,004 | 1,994 | |
| 139 | 8,0 | 1,425 | 0,812 | SAPROLITO GROSSO |
| 138 | 8,5 | 1,265 | 0,222 | |
| 137 | 9,0 | 0,246 | 0,263 | ROCHA COMPACTA |
| POÇO-XXI (Peneplano) | | | | |
| 153 | 0,0 | n.d. | n.d. | |
| 152 | 0,0 | 0,940 | 1,098 | LATERITA VERMELHA |
| 151 | 1,0 | 1,049 | 0,009 | |
| 150 | 1,5 | 1,227 | 1,071 | |
| 149 | 2,5 | 1,423 | 4,435 | |
| 148 | 3,5 | 0,426 | 1,316 | |
| 147 | 4,5 | 0,837 | 0,412 | SAPROLITO GROSSO |
| 146 | 4,5 | 0,726 | 0,156 | |
| 145 | 5,0 | 0,441 | 0,285 | |
| 144 | 5,5 | 0,199 | 0,318 | ROCHA COMPACTA |

n.d. = não determinado

produto não cristalino, ou seja, no material amorfo. Este último fenômeno encontra-se amplamente analisado no item 5.3. e seus respectivos sub-itens.

BARBOUR (1976), ao relacionar o teor de níquel com a litologia, afirma que é mais alto nas áreas de dunito, médio nas de peridotito e baixo naquelas que correspondem a piroxenito. Esta assertiva é coerente com os resultados fornecidos na Tabela 13, onde os teores de amostras pertencentes aos poços XIV e XV, situados em áreas de peridotito e piroxenito, apresentam respectivamente valores médios e baixos.

A variação dos teores segundo as três áreas que apresentam rochas-mãe mineralogicamente diferentes, está de acordo com os dados analíticos, obtidos em análises por microssonda eletrônica, para os minerais essenciais que constituem essas rochas. Os dados assim obtidos proporcionaram teor médio de 0,34 de NiO para as olivinas de dunitos e 0,23% de NiO para as pertencentes a outras rochas; os piroxênios acusaram valores situados entre 0,01 e 0,06% de NiO.

Com respeito à distribuição do Cr no manto de intemperismo, pode-se dizer, em base aos dados da Tabela 13, que os teores deste elemento são baixos no Saprolito Grosso (aproximadamente 0,4% de $Cr_2O_3$), aumentam um pouco na Laterita Amarela para 1 a 2% de $Cr_2O_3$ e registram uma maior elevação na Laterita Vermelha, porém, sem atingir valores econômicos, pois, alcançam em média apenas 5% de $Cr_2O_3$.

O aumento no teor de $Cr_2O_3$ é atribuído a uma concentração residual da cromita nos horizontes do manto de intemperismo superiores ao Saprolito Grosso. A cromita pertence ao grupo dos minerais primários magmáticos do Maciço de Santa Fé, sendo bastante resistente aos processos intempéricos de alteração. Apresenta apenas estruturas de corrosão em suas bordas.

A concentração mais elevada da cromita restringe-se, como citado acima, à Laterita Vermelha, portanto, alcança as profundidades atingidas por este horizonte, ou seja, aproximadamente 1m nos topos e encostas de morros, com aumento nas áreas

de sopé e peneplano onde pode atingir até 10m.

Os teores de cromo na Laterita Vermelha não são uniformes, observando-se uma tendência a elevar-se nas áreas de sopé e peneplano. Este fato deve-se a um acúmulo mais forte da cromita nestas áreas, posto que, além da concentração residual "in situ", recebe a contribuição aluvionar.

# 6. EVOLUÇÃO GENÉTICA DO MACIÇO DE SANTA FÉ E SEU PERFIL DE ALTERAÇÃO-COMPORTAMENTO DO Ni E Cr

O Maciço Ultramáfico de Santa Fé e o perfil de alteração que exibe, representam o produto de vários processos geológicos que se desenvolveram consecutivamente. Cada um desses processos constitui uma etapa na evolução genética responsável pela composição e configuração atual do maciço e o manto de intemperismo que o recobre. As etapas integrantes desta evolução são as seguintes:

- Etapa magmática
- Etapa hidrotermal
- Etapa intempérica

À continuação analisar-se-á cada uma destas etapas, dando-se ênfase à etapa intempérica, causadora da concentração do níquel, formando um depósito deste elemento.

## 6.1. ETAPA MAGMÁTICA

Na primeira etapa desenvolve-se um magmatismo de caráter ultrabásico-básico, originando o complexo ígneo cuja litologia encontra-se descrita no Capítulo 4. Durante este processo verifica-se a diferenciação magmática responsável pelo zoneamento concêntrico do maciço, formando-se o núcleo dunítico que passa na periferia a peridotito (wehrlito) e piroxenito. Esta diferenciação causa, também, o aparecimento das restritas zonas compostas por malignito e missourito situadas nas bordas do maciço.

Segundo MAC LEAN & SHIMAZAKI (1976), o Ni possui muito maior afinidade com o líquido sulfetado que o silicatado, portanto nos processos magmáticos existe a tendência a formar-se

sulfeto de Ni (pentlandita). Em Santa Fé, a praticamente ausência de sulfetos no maciço evidencia a inexistência de S no magma original. O Ni associou-se preferencialmente à olivina e subordinadamente ao piroxênio, como revelaram os dados obtidos.

Durante o processo magmático, o Cr participa da formação da cromita que aparece em forma disseminada nas rochas do maciço, sem apresentar concentração atribuível a este evento.

## 6.2. ETAPA HIDROTERMAL

A segunda etapa da evolução em estudo está representada por um processo hidrotermal, caracterizado por uma intensa serpentinização, com a formação também de vermiculita, clorita e magnetita. Estes minerais aparecem escassamente disseminados nas rochas do maciço, onde a serpentina constitui o mineral predominante, chegando a representar, em grande parte, mais de 90% da rocha (serpentinito). Durante este processo ocorreu também a alteração de olivinas a bowlingita e iddingsita, como citado no item 5.2.1. Formam-se ainda vênulas de carbonatos.

Os veios que cortam as rochas de Santa Fé encontram-se aparentemente restritos aos limites do maciço e constituem-se predominantemente por vermiculita, seguida por clorita e magnetita.

Os dados de distribuição mineralógica sugerem que o processo hidrotermal consiste numa serpentinização geral do maciço, apresentando em sua fase final uma vermiculitização associada à formação dos demais minerais citados acima.

BARBOUR (1976), ao estudar a serpentinização no Maciço de Santa Fé, atribui um caráter endógeno ao processo hidrotermal.

Durante a alteração hidrotermal o Ni contido nas olivinas e piroxênios passa a integrar os filossilicatos de neoformação: serpentina, clorita e vermiculita. As amostras de rochas

duníticas serpentinizadas exibem composição em Ni independente do grau de serpentinização. Não se observam portanto, evidências de concentração do níquel durante o hidrotermalismo. O cromo, tampouco se concentra nesta etapa, permanece constituindo cromita, a qual não sofre alteração hidrotermal.

Essa alteração hipógena que afeta as rochas do Maciço de Santa Fé corresponde a um processo hidrotermal da fase final do magmatismo ultrabásico de acordo com o conceito de NIGGLI (1929). Neste processo, os minerais primários olivina e piroxênio (diopsídio), formados a altas temperaturas durante a fase ortomagmática (NIGGLI, *op. cit.*), são alterados para dar lugar a serpentina, vermiculita, clorita, magnetita, e alguns carbonatos, formados a temperaturas inferiores aos minerais primários e no caso dos três primeiros em grau de hidratação mais elevado. A intensa serpentinização que ocorre por alteração hipógena desses complexos ultramáficos é considerada por alguns autores como um processo de auto-diaftorese.

## 6.3. ETAPA INTEMPÉRICA

### 6.3.1. LATERIZAÇÃO

A terceira etapa da evolução genética do Maciço de Santa Fé e seu perfil de alteração, está representada por um intemperismo de caráter laterítico. As rochas ultrabásico-básicas que integram o maciço foram expostas a condições geológicas que possibilitaram o desenvolvimento de um intenso processo de alteração laterítica, responsável pela formação do manto de intemperismo que recobre o Complexo de Santa Fé em toda a sua extensão.

O citado manto de intemperismo classifica-se como laterítico ferruginoso por apresentar composição elevada em $Fe_2O_3$

em relação a $SiO_2$ e $Al_2O_3$, estabelecida a partir de análises químicas e sua composição mineralógica.

O intemperismo laterítico ou laterização consiste num processo supérgeno caracterizado pela lixiviação da sílica e dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, acompanhada por uma concentração residual de Fe e/ou Al. Neste processo são destruídos os silicatos primários e formam-se neominerais como óxidos e hidróxidos de Fe e/ou Al e argilominerais.

A laterização tem sido objeto de estudo de diversos autores; o grande interesse pelo assunto reside na importância econômica que reveste o produto deste processo: a laterita. Nas lateritas ferruginosas encontram-se as principais jazidas de níquel e importantes depósitos de cromo e cobalto, enquanto que as lateritas aluminosas (bauxitas) constituem a principal fonte de alumínio.

A evolução genética do perfil laterítico de Santa Fé ocorreu dentro das condições de formação de lateritas. Estas condições serão analisadas à continuação em seu aspecto genérico.

CLIMA

As lateritas formam-se em climas tropicais úmidos. PERSONS (1970) apresenta como condições climáticas que possibilitam a formação de lateritas, uma pluviosidade situada entre 400 e 2 300 mm/ano e temperatura média entre 20 e 30°C. WOPFNER & SCHWARZBACH (1976) indicam que variações sazonais do clima com alternância de estações úmidas e secas, provocando uma oscilação do nível freático, favorece o processo de laterização; DE CHÉTELAT (1947) assegura que essas alternâncias, aliadas a um relevo tabular ou pouco acidentado, conduzem a rocha a uma saturação periódica em água e provocam a circulação de águas subterrâneas próximo à superfície, permitindo a evacuação dos produtos em solução.

TOPOGRAFIA

Para que se desenvolva o manto laterítico faz-se ne-

cessário que o intemperismo químico predomine sobre a erosão. Portanto, é importante que o relevo seja suave predominantemente plano, onde o processo de erosão apresente baixo poder de remoção do material alterado (DE VLETTER, 1955).

Além disso, de acordo com WOPFNER & SCHWARZBACH (*op. cit.*), as superfícies planas do relevo favoráveis ao desenvolvimento de laterita devem ocupar posições elevadas correspondendo ao relevo tabular mencionado por DE CHÉTELAT (*op. cit.*); este fator facilita a drenagem descendente a qual, segundo ERHART (1973), é responsável pelo transporte da fase migrante constituída por elementos alcalinos, alcalino-terrosos e silício provenientes dos silicatos formados durante os estádios da evolução anteriores ao intemperismo, os quais, em Santa Fé estão representados pelo magmatismo e pelo hidrotermalismo.

VEGETAÇÃO

A vegetação influi no processo de intemperismo e por conseguinte na laterização, tanto direta como indiretamente.

LELONG *et al.* (1976) apresentam os fatores mediante os quais a vegetação interfere em um processo de intemperismo:

- Condições de acidez do húmus produzido pela vegetação.

- Formação de complexos organo-minerais, os quais controlam o comportamento de numerosos cátions pesados, com respeito à solubilidade destes.

- Capacidade dos vegetais em fixar e liberar determinados elementos.

Não obstante, outros autores como KUZVART *et al.* (in WOPFNER & SCHWARZBACH, 1976) indicam que a cobertura vegetal não é essencial para a formação da laterita e que o processo de laterização pode ter efeito apenas com o $CO_2$ absorvido da atmosfera.

O tipo de vegetação regula também a evapo-transpiração e a drenagem. WOPFNER & SCHWARZBACH (*op.cit.*) mencionam uma cobertura moderada de vegetação tipo savana tropical, entre

as condições mais favoráveis para a formação de laterita, provavelmente porque este tipo de cobertura vegetal além de proporcionar proteção contra a erosão, facilita a infiltração das águas pluviais, imprescindíveis ao processo de laterização.

TEMPO

LELONG *et al.* (1976) apresentam dados calculados por diversos autores indicando que o tempo requerido para formar um metro de alterito lixiviado de sílica e bases, em zonas equatoriais, encontra-se entre 50 000 e 200 000 anos. A velocidade de evolução dos perfis lateríticos, nesta ordem de grandeza, confirma o exposto por DE CHÉTELAT (1947), isto é, que o processo laterítico é um fenômeno de alteração lenta, considerando-se o século como unidade de tempo, mas representa um lapso curto dentro da escala geológica.

Dentro de uma escala de tempo secular, pode-se notar grandes diferenças na duração dos processos lateríticos, devido a variações nos diversos fatores tais como: clima (temperatura e pluviosidade), vegetação, relevo, drenagem, rocha mãe (composição,grau de fraturamento) e condições químicas imperantes (substâncias solventes, pH e Eh do meio).

CARACTERÍSTICAS DA ROCHA MÃE

O interesse deste estudo dirige-se às lateritas ferruginosas por serem as que apresentam jazidas niquelíferas como em Santa Fé.

Para que se desenvolva um perfil de laterita ferruginosa é evidentemente necessário que a rocha mãe apresente composição elevada em ferro. As litologias ultrabásico-básicas são as mais suscetíveis de sofrer um processo de laterização proporcionando o desenvolvimento de um manto laterítico ferruginoso.

Uma alta densidade de fraturamento na rocha mãe contribui ao desenvolvimento do processo de laterização, por facilitar a percolação das águas de infiltração e oferecer uma maior superfície de exposição da rocha à ação deste agente de intemperismo.

CONDIÇÕES QUÍMICAS

Em climas tropicais úmidos as águas meteóricas apresentam em solução grande quantidade de elementos atmófilos e biófilos sob a forma de ácido carbônico, ácido nítrico e ácido húmico.

A presença destes ácidos eleva a ação corrosiva que as águas percolantes desempenham sobre as rochas superficiais (DE CHÉTELAT, 1947), contribuindo sobremaneira à dissolução dos constituintes minerais, durante o processo de laterização.

No estudo deste processo, DE CHÉTELAT (*op. cit.*) sugere que se deve considerar também o poder de oxidação das águas com oxigênio-ozônio em solução e da umidade atmosférica.

A dissolução e deposição dos constituintes minerais ao longo do perfil laterítico são controladas pelas condições que o meio aquoso apresenta quanto à concentração de íons de hidrogênio (pH) e ao potencial de oxirredução (Eh).

## 6.3.2. ZONEAMENTO VERTICAL DO MANTO DE INTEMPERISMO

O manto de intemperismo que cobre o Maciço de Santa Fé, corresponde a um "complexo laterítico" segundo a concepção desta expressão apresentada por DE CHÉTELAT (1947), que considera o conjunto de horizontes, produto de diferentes estádios de alteração laterítica, partindo desde a rocha fresca até a laterita superficial desidratada.

A diferenciação do processo de intemperismo origina um zoneamento vertical do manto, representado por quatro horizontes que exibem características distintas quanto à mineralogia, textura, estrutura, grau de compactação, cor e composição química. A caracterização destes horizontes do Maciço de Santa Fé foi apresentada detalhadamente no capítulo 5.

Vários corpos básico-ultrabásicos e/ou máfico-ultramáficos, situados em regiões tropicais e que foram submetidos

às condições de laterização, apresentam um manto de intemperismo com um zoneamento vertical similar ao de Santa Fé. Na Tabela 14 encontram-se representados vários perfis generalizados, correspondentes a importantes maciços desta natureza, situados em diversas regiões do mundo. Os mantos lateríticos-ferruginosos que cobrem os maciços apresentam com freqüência jazidas niquelíferas.

Embora não haja uma correspondência entre os horizontes definidos em diferentes regiões e expostos na Tabela 14, pode-se estabelecer uma correlação aproximada. Os limites entre os horizontes nem sempre são definidos sob os mesmos critérios.

O zoneamento vertical, que se observa nos perfis dos diversos maciços, encontra-se intimamente relacionado com o grau de alteração intempérica e controlado pelas condições físico-químicas que tiveram efeito na superfície e nos diversos níveis de sub-superfície. A composição química e mineralógica e a espessura dos diferentes horizontes de alteração dependem da ação inter-relacionada de fatores referentes à topografia, temperatura, pluviometria e nível freático da região, assim como, da densidade de fraturamento e composição químico-mineralógica da rocha mãe, como também, do pH, Eh e composição das soluções aquosas percolantes.

PICKERING (1962) apresenta um estudo que relaciona a solubilidade do Fe, Al e Si com o pH do meio. Segundo este estudo, o ferro férrico é estável no intervalo de pH das condições supérgenas, admitido entre 4 e 9 por KRAUSKOPF (1972). Este fato explica a imobilidade do ferro nos horizontes superficiais onde as condições são oxidantes e, portanto, todo o ferro liberado pelos minerais que se alteram encontra-se como $Fe^{+3}$, que se precipita praticamente "in situ". Por sua vez, a solubilidade do Mg é alta nas condições supérgenas e a do Si eleva-se nos climas quentes (ROUTHIER, 1963).

O exposto acima constitui a base para explicar o zoneamento vertical encontrado no manto de intemperismo em Santa Fé. Nos níveis superiores verifica-se uma forte lixiviação de Mg e Si, provocando uma concentração residual de Fe sob a forma

| LOCAL | NOVA CALEDÔNIA I | NOVA CALEDÔNIA II | OREGON-USA I | OREGON-USA II | CUBA | CHILE | YUGOSLÁVIA | VENEZUELA | SÃO JOÃO PIAUÍ-BRASIL | BARRO ALTO GOIÁS-BRASIL | SANTA FÉ GOIÁS-BRASIL |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| AUTOR | TRESCASES (1975) | DE CHÉTELAT (1947) | CHACE et al. (1969) | HOTZ (1964) | DE VLETTER (1955) | ZAMARSKY et al. (1974) | MAKSIMOVIC (1973) | BELLIZZIA (1967) | SANTOS (1974) | MELFI (1974) | ESTE ESTUDO |
| MANTO DE INTEMPERISMO HORIZONTES DE ALTERAÇÃO | CUIRASSE | CUIRASSE DE FER | RED SOIL | REDDISH-BROWN SOIL | CRUST | ZONA DE INTEMPERISMO ROJO | QUARTZ ZONE | CORAZA | CANGA | SOLO-HORIZONTE SUPERIOR | CROSTA FERRILÍTICA |
| | TERRE ROUGE | LATERITE DE FER CONCRÉTIONÉE | | YELLOWISH-ORANGE SOIL | LIMONITIC ZONE | | GOETHITE ZONE | LATERITA POROSA FERRUGINOSA | LATERITA | SOLO-HORIZONTE INFERIOR | LATERITA VERMELHA OU SOLO FERRILÍTICO |
| | SAPROLITE FINE | LATERITE POREUSE PLASTIQUE (Co,Mn) | YELLOW SOIL / SOFT SAPROLITE | YELLOWISH-BROWN SAPROLITE | SERPENTINE EARTH (ORE ZONE) | ZONA DE INTEMPERISMO VERDE AMARILLENTO | NONTRONITE ZONE | LATERITA NIQUELÍFERA / SERPENTINITA TERROSA (MENA) | SAPROLITO | SAPROLITO FINO | LATERITA AMARELA OU SAPROLITO FINO |
| | SAPROLITE GROSSIÈRE | PERIDOTITE ALTÉRÉE (Ni) | HARD SAPROLITE / SAPROLITIZED PERIDOTITE | WEATHERED PERIDOTITE | MEDIUM HARD SERPENTINE / MEDIUM TO HARD SERPENTINE | ZONA DE INTEMPERISMO GRIS | PARTLY WEATHERED HARZBURGITE | SERPENTINITA ALTERADA | ROCHA SAPROLITIZADA | SERPENTINITO ALTERADO | SAPROLITO GROSSO |
| ROCHA | ROCHE PERIDOTITE | PERIDOTITE SAINE | PERIDOTITE | FRESH PERIDOTITE (Bedrock) | HARD SERPENTINIZED PERIDOTITE (Bottom Rock) | ROCA MADRE | FRESH HARZBURGITE | PERIDOTITA SERPENTINIZADA FRESCA | ROCHA ULTRABÁSICA | SERPENTINITO | ROCHA ULTRAMÁFICA |

de goethita. Por intermédio de desidratação que ocorre acima do nível freático, grande parte da goethita se transforma em hematita, caracterizando a Laterita Vermelha e a Crosta Ferrilítica. Este fenômeno de desidratação é também citado por DE CHÉTELAT (1947) em Nova Caledônia. Os horizontes subjacentes não apresentam desidratação e estão representados pela Laterita Amarela que exibe alto grau de laterização e, o Saprolito Grosso no qual a laterização diminui gradativamente até a rocha compacta.

Nos itens 6.1 e 6.2 mostra-se que o magmatismo e o hidrotermalismo em Santa Fé não representam processos concentradores para Ni e Cr. No capítulo 5 observa-se que os maiores teores de Ni no maciço em estudo, localizam-se no topo do Saprolito Grosso, enquanto que o Cr eleva seu teor na Laterita Vermelha. Esta distribuição de altos teores, representa o efeito de processos de concentração associados ao intemperismo laterítico.

Os processos que contribuem na concentração são os seguintes:

1. Ataque dos minerais por intermédio de águas meteóricas percolantes, causando a liberação do Ni que se encontrava substituindo o Mg na rede cristalina dos minerais magmáticos e hidrotermais.

2. Transporte descendente do Ni em solução aquosa.

3. Perda da mobilidade do Ni provavelmente pelo aumento do pH acima de 6,7 como exposto por ZEISSINK (1969).

4. Retenção do Ni principalmente por vermiculitas, cloritas, serpentinas e produtos amorfos, situados no nível onde este elemento perde sua mobilidade, ou seja, no topo do Saprolito Grosso.

5. Concentração residual de cromita no Horizonte Laterítico Vermelho, por ser um mineral relativamente estável sob condições de intemperismo.

O Saprolito Grosso representa um material que exibe

uma laterização incipiente, conservando em grande parte a estrutura da rocha original. Neste horizonte a concentração residual de minerais estáveis é praticamente nula, não há portanto concentração de cromita. Segundo SMIRNOV (1976), no primeiro estádio de alteração, quando se forma um saprolito grosso, a porosidade de um serpentinito aumenta muito pouco passando de 2% para 5%, havendo hidratação, carbonatação e perda de MgO. O níquel que se concentra neste horizonte é proveniente dos níveis superiores nos quais permanece o ferro. De acordo com NORTON (1973), o Ni apresenta comportamento similar ao $Fe^{+3}$, porém é ligeiramente mais móvel que este elemento.

# 7. CONCLUSÕES

À continuação, são apresentadas em forma resumida algumas características importantes do Maciço de Santa Fé e seu perfil de alteração. Estas características foram estudadas durante a presente pesquisa em suas diversas fases.

O Maciço de Santa Fé corresponde a um corpo ígneo ultramáfico-ultrabásico que durante o Cretáceo Superior intrudiu gnaisses pertencentes ao Complexo Basal Goiano. Esta manifestação magmática relaciona-se à reativação Wealdeniana da Plataforma Sulamericana.

O corpo ígneo está representado por um "stock" que apresenta núcleo dunítico envolto en faixas anelares descontínuas constituídas por peridotitos (wehrlitos) e piroxenitos,onde aparecem litologias gábricas alcalinas representadas por missouritos e malignitos.

As rochas pertencentes ao Maciço Ultramáfico de Santa Fé, sofreram dois processos de alteração:

- Alteração Hipógena (Hidrotermal)
- Alteração Supérgena (Intempérica Laterítica).

O processo hidrotermal foi responsável pela intensa serpentinização das rochas do maciço e o aparecimento de veios de vermiculita.

A evolução do processo de intemperização gerou um manto de intemperismo caracterizado por um zoneamento vertical que apresenta os seguintes horizontes de alteração laterítica:

- Crosta Ferrílitica
- Laterita Vermelha
- Laterita Amarela
- Saprolito Grosso.

O Maciço de Santa Fé incluindo o manto de intemperismo que exibe em superfície, apresenta três grupos de minerais ge

neticamente distintos.

- Minerais primários magmáticos: olivina, piroxênio (diopsídio), cromita, magnetita, ilmenita, apatita, biotita, flogopita, feldspatos e feldspatóides.
- Minerais de alteração hidrotermal: serpentina, vermiculita, clorita, magnetita, talco, dolomita, magnesita, hoshiita, e os agregados criptocristalinos bowlingita e iddingsita.
- Minerais de alteração intempérica: goethita, hematita, quartzo (calcedônia), montmorillonita, martita, maghemita e rutilo.

O material amorfo presente no manto de intemperismo, está constituído por um produto ferruginoso-niquelífero, o qual aparece no Saprolito Grosso e na Laterita Amarela, ao longo das várias entidades de relevo, sobre rochas duníticas. Nos topos de morros o material amorfo apresenta MgO e $SiO_2$ em sua composição.

No Saprolito Grosso uma média de 25% do ferro deste horizonte participa na constituição de produtos amorfos, enquanto que na Laterita Amarela a fração de ferro amorfo equivale a apenas 6% do ferro total. Em ambos horizontes 50% de níquel apresenta-se sob forma de produto amorfo. Restrito às áreas de topo de morro, aproximadamente 35% do magnésio e 30% da sílica participam da constituição do material amorfo.

Durante a etapa magmática da evolução genética do maciço, o níquel associa-se preferencialmente à olivina e subordinadamente ao piroxênio. Na etapa hidrotermal este elemento passa a integrar também os minerais de neoformação, sem produzir-se concentração. Finalmente, ao ocorrer o processo de intemperismo laterítico o níquel sofre uma elevada concentração no topo do Saprolito Grosso e em menor grau na Laterita Amarela. Durante este processo o níquel é retido preferencialmente no material amorfo e nos filossilicatos vermiculita, clorita e serpentina.

Os teores nas zonas de concentração apresentam em média 1,5% de níquel.

O minério de níquel em Santa Fé está constituido por vermiculita, clorita, serpentina e material amorfo.

Verifica-se uma concentração residual de cromita na Laterira Vermelha, atribuída ao processo de intemperismo,porém, não atingindo teores econômicos para cromo.

O processo de intemperismo em Santa Fé, desenvolve-se dentro de condições propícias de formação de laterita, referentes aos seguintes parâmetros: clima, relevo, vegetação, tempo, características da rocha mãe e condições químicas das águas percolantes.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço,

Ao Professor Doutor Aledir Paganelli Barbour pela proposição do tema e orientação científica da pesquisa realizada.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo fornecimento de bolsa de mestrado mediante o processo 75/407.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo que proporcionou os meios para a realização do Curso de Pós-Graduação e a presente Dissertação.

Ao Departamento de Geologia do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná pelos incentivos proporcionados durante a realização desta pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro.

À Mineradora Montita Ltda pela facilidade de acesso à área de trabalho.

Aos Professores : Doutor Jean Jacques Trescases, Doutor Jean Marrie Wakermann e Doutor Volkoff que orientaram etapas do trabalho realizado no campo e no laboratório.

Ao Professor Excelso Ruberti pela realização das análises por microssonda eletrônica.

Ao Professor José Germano Vasques pela ajuda prestada na obtenção de fotomicrografias.

Ao Professor Doutor João Batista Moreschi pela revisão dos manuscritos.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela colaboração que recebi, em particular à memória reconhecida da Senhora Aparecida Nunes Comi.

Aos técnicos de laboratório desse Instituto,em particular ao Senhor Waldemar L. Oliveira, ao Físico Key Sato, à Senhorita Tieca Sato, ao Senhor Nelson Gouvêa e à Senhora Melany Thereza Isauk.

Ao estudante de arquitetura Jader Figueiredo de Andrade e Silva Júnior pela arte final da maioria das figuras.

À Senhorita Ediclêa e à Senhora Aiglêe pelos trabalhos de datilografia.

Ao Senhor Jaime Alves Silva responsável pelos trabalhos gráficos de impressão.

Aos colegas do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e aos colegas professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná pelo ambiente de pesquisa e debates científicos.

A toda minha família pela compreensão e constantes incentivos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. de (1967) Origem e Evolução da Plataforma Brasileira.
DNPM - Div. Geol. e Min. - Bol. nº 241 - Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F.F.M. de (1968) Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior.
An. Acad. Bras. Cienc. V. 40 (Suplemento) - Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F.F.M. de (1969) Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira.
Anais do XXIII Cong. Bras. Geol. pp. 29-46 - Salvador - Bahia.

ANGEIRAS, A.G. (1968) A Faixa de Serpentinitos da Região Central de Goiás.
Anais Acad. Bras. Cienc. Vol 40 (Suplemento) Rio de Janeiro.

BARBOSA, O. (1969) Projeto Brasília-Goiás.
DNPM (PROSPEC SA) Rio de Janeiro (Inédito).

BARBOUR, A.P. (1976) Geologia do Maciço Ultramáfico de Santa Fé, Goiás.
Tese de Livre Docência - Inst. de Geociências - USP.

BARBOUR, A.P. (1978) Maciço Ultramáfico Ni-Laterítico de Santa Fé, Goiás, Brasil.
VII Cong. Geol. Argentino - Neuquen.

BARBOUR, A.P.; GIRARDI, V.A.V.; KAWASHITA, K.; SOUZA, A.M.S. (1979) Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, Goiás.
Bol. Inst. Geoc., USP - V. 10 pp. 11-18.

BELLIZZIA, A.G. (1967) Rocas Ultrabásicas en el Sistema Montañoso del Caribe y Yacimientos Minerales Asociados.
Boletin de Geologia - Vol III nº 16 pp. 159-198. Ministerio de Minas e Hidrocarburos - Dir. de Geologia - Venezuela.

BERBERT, C.O. (1970) Geologia dos Complexos Básico-Ultrabásicos de Goiás.
Anais XXIV Cong. Bras. Geol. - Brasília.

BERBERT, C.O. (1977) Rochas Básico-Ultrabásicas no Brasil e suas Potencialidades Econômicas.
IIª Semana de Estudos Geológicos do Paraná - CEGEP, Universidade Federal do Paraná.

BETEJTIN, A.G. (1970) Curso de Mineralogia.
Mir Editorial - Moscou.

BRINDLEY, G.W. (1978) The Structure and Chemistry of the Hidrous Nickel Silicate and Aluminate Minerals.
Colloque sur la Minéralogie, Géochimie, Geólogie des Minéraux et Minerais Nickelifères Latéritiques. Orleans - julho, 1978.

BROWN. G. (1972) The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals.
Ed. G. Brown - Mineralogical Society - London.

CHACE, F.M.; CUMBERLIDGE, J.T.; CAMERON, W.L.; VAN NORT, S.D. (1969) Applied Geology at the Nickel Mountain Mine, Riddle, Oregon.
Econ. Geol. V. 64 nº 1 pp. 1-16.

DE CHÉTELAT, E. (1947) La Genèse et L'Évolution des Gisements de Nickel de la Nouvelle-Calédonie.
Bull. Soc. Geol. France V. 17 nº 5 pp.105-160.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, M.A. (1962) Rock Forming Minerals. 5 volumes.
Green Longmans - London.

DEER. W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1966) An introduction to the Rock-Forming Minerals.
GreenLongmans - London.

DE VLETTER, D.R. (1955) How Cuban Nickel Ore Was Formed - A Lesson in Laterite Genesis.
Eng. Min. Journal - V. 156 nº 10 pp. 84-87 e 172.

ERHART, H. (1973) Intinēraires Geochimiques et Cycle Gēologique de L'Aluminium - Genēse des minerais d' alumine, latērisation, bauxitisation, aluminification.
Doin Editeurs S.A. - Paris.

FAUST, G.T. (1966) The Hidrous Nickel-Magnesium Silicates - The Garnierite Group.
Am. Min. V. 51 nº 3-4 pp. 279-298.

FLANAGAN, F.J. (1973) 1972 Values for International Geochemichal Reference Samples.
Geoch. et Cosmoch. Acta - V. 37 pp. 1189-1200 - Irlanda do Norte.

GARRELS, R.M.; CHRIST, C.L. (1965) Solutions, Minerals and Equilibria.
Harper and Row - New York.

GUIMARĀES, G.; GLASER, I.; MARQUES, V.J. (1968) Sobre a Ocorrēncia de Rochas Alcalinas na Região de Iporā, Goiās.
Min. e Metal. V. 48 nº 283 pp. 11-15 - Rio de Janeiro.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt.
Rev. Bras. Geoc. V. 5 nº 4 pp. 257-266.

HOTZ, P.E. (1964) Nieckeliferous Laterites in Southwestern Oregon and Northwestern California.
Econ. Geol. V. 59 nº 3 pp. 355-396.

JACKSON, E.D.; THAYER, T.P. (1972) Some Criteria for Distinguishing Between Stratiform, Concenctric and Alpine Peridotite - Gabbro Complexes.
XXIV Int. Geol. Cong. Sec. 2 pp. 289-296.

J.C.P.D.S. (1972) "Inorganic Index to the Powder Diffraction File" Joint Committee on Powder Diffraction Standards Pensylvania - USA.

KLOCKMANN, F.; RAMDOHR, P. (1961) Tratado de Mineralogía.
Ed. Gustavo Gili S.A. - Barcelona.

KRAUSKOPF, K.B. (1972) Introdução à Geoquímica (2v).
Ed. Polígono - EDUSP - São Paulo.

LELONG, F.; TARDY, Y.; GRANDIN, G.; TRESCASES, J.J.; BOULANGE,B. (1976) Pedogenesis, Chemical Weathering and Processes of Formation of Some Supergene Ore Deposits - Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits - V.3 pp. 93-173 Wolf Editor - Elsevier Sc. Publ. Comp. Amsterdam - Oxford - New York.

LESSA SOBRINHO, M.L.; ANDRADE, R.S. (1971) Geologia da Quadrícula de Britânia, Santa Fé, Araguapaz e Jussara. Projeto Jussara.
Comp. de Pesq. de Rec. Min. (CPRM) - (Inédito).

LESSA SOBRINHO, M.L.; ANDRADE, R.S.; MARQUES, V.J. (1971) Missouritos e Rochas Alcalinas em Santa Fé, Município de Jussara, Go.
Bol. Esp. nº 1 - XXV Cong. Bras. de Geol. - SBG - São Paulo.

LINDENMAYER, D.H.; LINDENMAYER, Z.G. (1971) Intrusões Ultrabásicas - Alcalinas e Suas Mineralizações a Níquel.
Bol. Esp. nº 1 - XXV Cong. Bras. de Geol. - SBG - São Paulo.

MAC LEAN, W.H.; SHIMAZAKI, H. (1976) The Partition of Co, Ni, Cu and Zn Between Sulfide and Silicate Liquids.
Econ. Geol. V. 71 nº 6 pp. 1049-1057.

MAKSIMOVIC, Z. (1973) Nickel Clay Minerals in Some Laterites Bauxites and Oolitic Iron Ore.
Sixth Conference on Clay Mineralogy and Petrology - pp. 119--134. Ed. J. Konta - Univertita Karlova - Praga.

MELFI, A.J. (1974) Características Geoquímicas e Mineralógicas dos Estádios Iniciais da Alteração Superficial das Rochas Ultrabásicas de Barro Alto, Goiás.
Bol. Inst. Geoc. USP - V. 5 pp. 117-128.

NALDRETT, A. J.; CABRI, L.J. (1976) Ultramafic and Related Mafic Rocks: Their Classification and Genesis with Special Reference to the Concentration of Nickel Sulfides and Platinum-Group Elements.
Econ. Geol. V. 71 nº 7 pp. 1131-1158.

NALOVIC, L.; QUANTIN, P. (1972) Évolution Géochimique de Quelques Éléments Majeurs et Traces dans un Sol Ferrallitique Ferritique de Nouvelle-Calédonie Issu de Péridotites. Interprétation d'observations à l'aide de la microsonde de Castaing.
Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., Paris, V. 10 nº 4 pp. 389-410.

N.B.S.A.M. (1950) Tables for Conversion of X-Ray Diffraction Angles to Interplanar Spacing - National Bureau of Standards Applied Mathematics - Series 10, Washington - USA.

NIGGLI, P. (1929) Ore Deposits of Magmatic Origin.
T. Murby and Co. - London.

NORTON, S.A. (1973) Laterite and Bauxite Formation.
Econ. Geol. V. 68 nº 3 pp. 353-361.

OLIVEIRA, E.P. (1912) O Terreno Devoniano do Sul do Brasil.
An. Esc. Minas Ouro Preto 14 - pp. 31-39.

OLIVEIRA, S.M.B. de (1980) Alteração Intempérica das Rochas Ultrabásicas de Santa Fé (GO) e Gênese do Depósito Niquelífero.
Tese de Doutoramento - Inst. de Geociências - USP.

PECORA, W.T.; HOBBS, S. W.; MURATA, K.J. (1949) Variation in Garnierite from the Nickel Deposit Near Riddle, Oregon.
Econ. Geol. Vol. 44 - nº 1 pp. 13-23.

PEDRO, G.; MELFI, A.J. (1970) Recherches Expérimentales Sur le Comportement des Hydrates Ferriques et des Constituants Silico - Ferriques Amorphes en Milieu Lessivé: Influence de la Présence de Silicate dans les Solutions d'Altération Sur le Dévelloppement des Phénomènes Évolutifs.
Pedologie - V. 20 nº 1 pp. 5-33.

PENA, G.S.; FIGUEIREDO, A.J.A. (1972) Projeto Alcalinas.
DNPM - CPRM, Relatório Inédito, Goiânia.

PERSONS, B.S. (1970) Laterite - Genesis, Location, Use.
Plenum Pres - New York.

PICKERING, R.J. (1962) Some Leaching Experiments on Three Quartz-Free Silicate Rocks and Their Contribution to an Understanding of Laterization.
Econ. Geol. V. 57 nº 8 pp. 1185-1206.

RAMDOHR, P. (1969) The Ore Minerals and Their Intergrowths.
Pergamon Press - Germany.

ROSS, C.S.; SHANNON, E.V. (1925) The So-Called Genthite from Webster, North Carolina.
Am. Min. V. 10 pp.444-445.

ROSS, C.S.; SHANNON, E.V.; GONYER, F.A. (1928) The Origin of Nickel Silicates at Webster, North Carolina.
Econ. Geol. V. 23 nº 5 pp. 528-552.

ROUTHIER, P. (1963) Les Gisements Métallifères - Geologie et Principes de Recherche.
Masson et Cie. Ed. - Paris.

SANTOS, J.F. (1974) Fatores de Controle na Concentração de Níquel Laterítico Condicionados pela Evolução Geológica e Geomorfológica do Complexo Básico-Ultrabásico de São João do Piauí - PI.
Anais XVIII Cong. Bras. de Geol. V. 6 pp. 25-32.

SÉGALEN, P. (1968) Note sur une Méthode de Détermination des Produits Minéraux Amorphes dans Certains Sols a Hydroxyde Tropicaux.
Cah. ORSTOM - Sér. Pédol. V. 6 - nº 1 pp. 105-126.

SÉGALEN, P.; PARROT, F.M.; ICHTERZ, N.; VERDONI, P. (1972) Effet de Méthodes d'Extraction Cinétique Utilisées pour la Détermination des Produits Ferrugineux Sur Quelques Minéraux Purs.
Cah. ORSTOM, Sér. Pédol. V. 10 nº 3 pp. 251-271.

SMIRNOV, V.I. (1976) Geology of Mineral Deposits.
Mir Publishers - Moscou.

SOUZA, A.M.S. (1978) Mineralogia e Petrologia do Complexo Ultramáfico e Alcalino de Santa Fé, GO.
Dissertação de Mestrado - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará.

SOUZA SANTOS, P. de (1975) Tecnologia de Argilas - Aplicada às Argilas Brasileiras. 2V.
Ed. Edgard Blucher Ltda. - EDUSP, São Paulo.

THAYER, T.P. (1971) Authigenic, Polygenic and Allogenic Ultramafic and Gabbroic Rocks as Hosts for Magmatic Ore Deposits.
Spec. Publs. Geol. Soc. Aust. V. 3 pp.239-251, Austrália.

TRESCASES, J.J. (1975) L'évolution Géochimique Supergène des Roches Ultrabasiques en Zone Tropicale. Formation des Gisements Nickélifères de Nouvelle-Calédonie.
Mem. ORSTOM nº 78 - Paris.

WARSHAW, C.M.; ROY, R. (1961) Classification and Scheme for the Identification of Layer Silicates.
Econ. Geol. V. 72 nº 10 pp. 1455-1492.

WOPFNER,H.; SCHWARZBACH, M. (1976) Ore Deposits in the Light of Paleoclimatology - Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits - V. 3 pp. 43-92.
Wolf Editor - Elsevier Sc. Publ. Co. Amsterdam, Oxford, New York.

ZAMARSKY, V.; CONN, H.D.; TABAK, M.B. (1974) Estudio Geoquímico de los Productos de Intemperismo de las Rocas Ultrabásicas (Serpentinitas) en la Provincia de Valdivia, Chile.
Rev. Geol. de Chile - nº 1 pp. 81-102.

ZEISSINK, H.E. (1969) The Mineralogy and Geochemistry of a Nickeliferous Laterite Profile (Greenvale, Queensland, Australia).
Min. Deposita V. 4 nº 2 pp. 132-152.